

5.

Processos evolutivos dos canais de drenagem

Os sistemas fluviais sempre foram de extrema importância para homem servindo tanto para locomoção como para o abastecimento populacional. As primeiras sociedades fixaram-se próximas aos rios mais importantes, dentre eles, o rio Nilo. Suas áreas deposicionais, geralmente planas, com possibilidade de captação de água potável e terrenos férteis, sempre foram locais preferenciais para a ocupação das sociedades no Egito. Este mesmo padrão se repetiu em diversas partes da superfície terrestre (LIMA, 2006; SILVA, 2010).

As drenagens também são consideradas importantes na modelagem da paisagem e, conseqüentemente, do relevo, sendo influenciada por diferentes variáveis. Diante disso, torna-se fundamental para o entendimento da paisagem o estudo dos padrões e características das drenagens, bem como, seus condicionantes. Esta tem sido uma das preocupações da geomorfologia, em especial da geomorfologia fluvial, para compreensão dos processos de dissecação e das formas resultantes do relevo (COELHO NETTO, 1994).

Guerra (1993) define drenagem como uma feição linear negativa produzida por água deescorrência, que modela a topografia de uma região. Por sua vez, Christofoletti (1974) conceitua comocanais de escoamento inter-relacionados que formam uma bacia.Mais recentemente,Deffontaines&Chorowicz (1991) definem rede de drenagem como um conjunto de superfíciestopográficas subaéreas, as quais são contíguas com pendentes ladeiras acima, em todos os lados, àexceção da direção do fluxo da água. Esse conjunto de superfícies pode ser coberto com água,temporariamente ou de forma perene.

Na geomorfologia clássica, os trabalhos associados aos mecanismos e condicionantes modeladores das formas do relevo davam ênfase ao papel exercido pelos sistemas fluviais. A teoria de ciclo erosivo proposto por Davis (1889) influenciou boa parte dos pesquisadores até meados do século XX e, durante esse período, poucos foram os trabalhos desenvolvidos no que diz respeito aos processos que ocorrem nas encostas. Somente na década de 60, com o resgate do conceito de equilíbrio dinâmico e da interdependência entre os elementos da

paisagem elaborados por Gilbert (1877) e o reconhecimento de sistemas geomorfológicos que as dinâmicas e processos que ocorrem nas encostas ganharam destaque, através dos trabalhos de Hack (1960) e Howard (1965). Neste sentido, de acordo com Silva (2010)

“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 morfológico, e as diferenças de resistência do substrato.”

O reconhecimento de fatores extrínsecos ao sistema na modificação da paisagem foi bastante utilizada pelos geomorfólogos. Os mecanismos de evolução da rede de drenagem e das encostas estaria submetida à dinâmica dos processos erosivos, sendo um dos principais agentes modeladores do relevo. Contudo as dinâmicas erosivas estão submetidas às variações de forças extrínsecas, como os índices pluviométricos ou mudança da cobertura vegetal (LEOPOLD *et al.*, 1964; SILVA 2010). Outro fator externo importante na elaboração das formas do relevo são os condicionantes litoestruturais que influenciam na esculturação da paisagem. O controle exercido pelos aspectos litológicos, tectônicos e estruturais se dá através da interação entre as taxas de soerguimento crustal e as taxas de denudação do relevo, assim como, no processo de erosão diferencial frente a resistência litológica, que será aprofundada mais adiante (PENCK, 1953; DANTAS, 1995; GHROMANN *et al.*, 2011; CAMOLEZI *et al.*, 2012).

A partir disso, os estudos voltaram-se no entendimento de evolução de pequenas bacias através de ciclos de erosão/deposição e reconhecimento que os processos erosivos acelerados, como voçorocas e ravinas, correspondem ao primeiro estágio de evolução da drenagem (BERGER & AGHASSY, 1984). De acordo com Oliveira (1999) os processos erosivos derivam da tendência de sistemas naturais a atingir um estado de equilíbrio entre energia disponível e a eficiência do sistema em dissipar energia. Segundo Bak (1997), quando um sistema natural (vertente, bacia de drenagem, etc.) não é eficiente para dissipar a energia disponível, o sistema se adapta, entrando assim em um novo estado de equilíbrio.

Os fluxos superficiais laminares são originados pela concentração de volume de água excedente à capacidade de infiltração dos solos, promovendo seu escoamento sobre a superfície do terreno que desencadeiam processos de erosão em lençol ou *sheeterosion*. Este processo pode evoluir a partir de concentrações maiores promovendo a incisões no relevo, passando de *sheeterosion* para *rillerosion*. Um dos mecanismos que podem contribuir para esta mudança é a compactação do solo e pelo processo de *splasherosion*, que é a desestruturação dos agregados do solo pelo impacto das gotas da chuva (COELHO NETTO, 1994; GUERRA, 1991). O escoamento superficial concentra-se em sulcos que, aprofundando-se, originam as ravinas e o seu aprofundamento e alargamento ao longo do tempo, dão origem às voçorocas (DUNNE & LEOPOLD, 1978; GUERRA, 1991).

Outros autores chamam atenção para os fluxos subsuperficiais na formação de voçorocas através do desenvolvimento de túneis erosivos e solapamento das paredes laterais por processo de encaixamento fluvial. Estudos realizados por Avellar e Coelho Netto (1992) e Coelho Netto (2003) verificaram que as voçorocas nos eixos das concavidades possuem a disposição para acompanhar a direção das fraturas nas rochas do substrato. Conforme estes autores, as fraturas funcionam como condutores hidráulicos facilitando a penetração dos fluxos subsuperficiais que sob condições de poro pressão crítica na face de exfiltração dão origem a túneis erosivos e a formação de canais (*seepageerosion*) (Figura 8). Ao serem abertos, estes canais geram outros processos erosivos como o solapamento da base da encosta, geralmente associados às descontinuidades no perfil de solo e também a erosão por fluxos superficiais nas cicatrizes abertas.

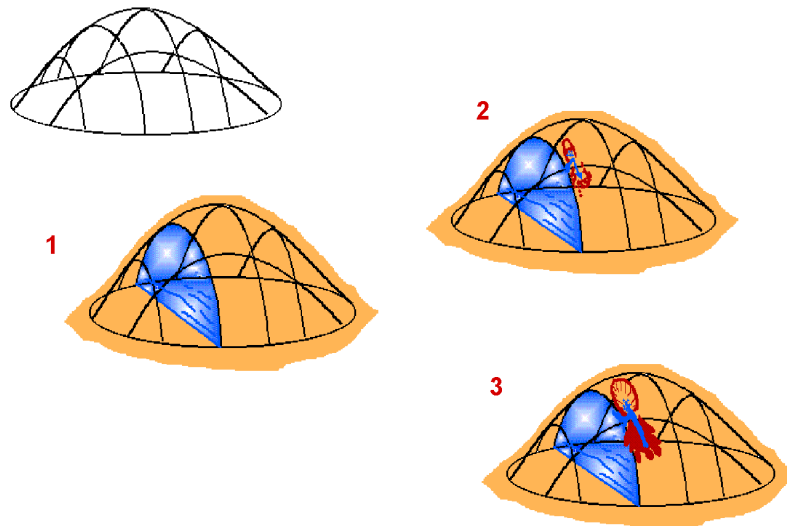


Figura 8: Modelo de expansão da rede de drenagem por voçorocamentos. 1) Controle exercido pelas fraturas sobre os fluxos subterrâneos; 2 e 3) Poro pressão crítica formando pipes, túneis e o consequentecolapso do teto.

Fonte: Sarthi 2004, modificado de Avelar e Coelho Netto (1992).

5.1. Níveis de Base

O conceito de nível de base local ou *knickpoints* foi introduzido primeiramente por Powell (1875) partindo da premissa da existência de um ponto limite para o potencial de transporte de um rio, interrompendo a erosão. Para este autor, de maneira geral, o nível dos oceanos corresponderia ao nível de base geral e, com isso, acreditava que as terras continentais seriam rebaixadas até o nível altimétrico dos litorais. De acordo com este autor,

“Podemos considerar o nível do mar como um grande nível de base, abaixo do qual a terra firme não pode ser erodida; mas podemos ter também, para propósitos locais e temporários, outros níveis de base de erosão, que são os níveis dos leitos dos rios principais que carregam os produtos da erosão (...).”

Suas concepções de níveis de base também apresentam outras abordagens levando em consideração a existência de níveis de bases temporários e locais. Os *knickpoints* corresponderiam à níveis de base rochosos ou inflexões no canal fluvial, podendo ser evidenciados por cachoeiras, que influenciam na dinâmica erosiva da drenagem. Apesar disso, seus conceitos foram questionados, primeiramente por Davis (1902) principalmente no que diz respeito às variações

do nível do mar e às correções geoides. Recentemente, diversos estudos demonstraram as variações do nível do mar frente às mudanças climáticas do Quaternário (DANTAS, 1995). Davis (1902) apresentou três definições principais para as diversas categorias de níveis de base: nível de base geral; nível de base temporário; e nível de base local.

O nível de base geral é a superfície plana formada pelo prolongamento do nível do mar sob as terras continentais, pode ser também considerado como “superfície imaginária”. Já os níveis de base locais correspondem aos afloramentos rochosos resistentes ao intemperismo nos cursos d’água e, portanto, são superfícies limites para a erosão naquele momento. Estes são denominados, também, como nível de base estrutural ou nível de base efêmero. Nível de base local é a superfície limite para a erosão nivelada a partir de elementos situados no interior de áreas continentais, podendo ser representado por um lago ou pela confluência entre a posição da foz e o rio principal (CHRISTOFOLETTI, 1977; SILVA, 2010).

Para a identificação de níveis de base ao longo do sistema fluvial é importante a análise do perfil longitudinal dos cursos d’água. Normalmente, as rupturas de declives identificadas nestes perfis podem constituir níveis de base locais ou temporários originados por diferentes motivos (Figura 9). Além desta metodologia, a análise topográfica com curvas de nível também auxilia na identificação de represamentos.

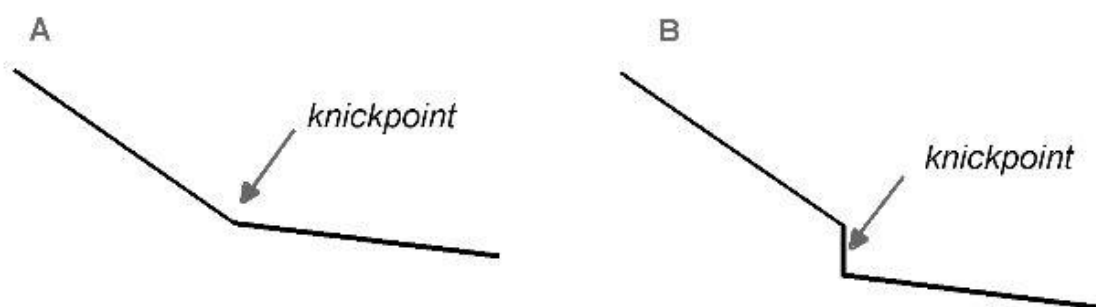


Figura 9: Perfis esquemáticos de knickpoints. A – variação de declividade ao longo do perfil que leva a variação de energia do fluxo d’água no qual começa a predominar processos deposicionais. B – variação abrupta de declive ao longo do perfil, marcando um nível encachoeirado.
Fonte: Silva, 2010.

Os níveis de base são considerados os degraus topográficos na paisagem ao longo de um perfil longitudinal de um rio e são feições de extrema importância no entendimento da dinâmica evolutiva de uma bacia de drenagem. Estes degraus podem ter origens distintas condicionadas pelas variações climáticas ou aos eventos tectônicos, sendo difícil definir precisamente a origem de cada knickpoint devendo levar em consideração às diferenças litológicas e às capturas fluviais que, também, dão origem a esta feição (CROSBY & WIPPLE, 2004 apud SILVA *et al.* 2006).

De acordo com Cotton (1948) o nível de qualquer ponto do rio pode ser considerado como nível de base local para o trecho à montante e todos o seus tributários. Logo, pode-se dizer que o nível de base corresponde a um dos fatores controladores dos processos erosivos e deposicionais dentro das bacias de drenagem. Qualquer mudança na altimetria do nível de base gera uma retomada de erosão que evolui ao longo dos eixos de drenagem em direção remontante para as cabeceiras (BISHOP, 1995).

O nível de base, por ser caracterizado como um degrau topográfico, faz com que o perfil longitudinal do rio seja mais íngreme e, com isso, promove um maior potencial erosivo do mesmo. Ao longo do tempo, com o avanço da erosão do leito do rio com direção remontante pelo recuo de cabeceira, pode ocasionar em uma captura de drenagem da bacia de drenagem adjacente ou até mesmo de um tributário. Este mecanismo, seus processos e suas complexidades e dinâmicas serão enfatizados mais à frente.

Grohmann *et al.* (2011) chamaram atenção para a questão do mapeamento dos níveis de base como fundamentais para análise da correlação entre as estruturas e a ocorrência de níveis de base. Ao analisar imagens de radar SRTM em uma bacia na província sedimentar do Parnaíba os autores atribuíram a ocorrência de níveis de base em altitudes próximas à eventos tectônicos correspondentes. Levando em consideração outras variáveis, criaram uma metodologia de mapeamento de “superfícies de níveis de base” sendo cada superfície apresentava estágios erosivos similares (GROHAMNN *et al.*, 2011).

5.2. Capturas de drenagem

O fenômeno das capturas fluviais foi percebido, principalmente, por pesquisadores americanos e franceses no final do século XIX. Diferentes estudos foram observados em escalas locais, porém, neste período, destaca-se o estudo do caso da captura do rio Mosa pelo rio Mosela, ocorrido na região da Lorena, França observado primeiramente por Davis (DAVIS, 1896; CHRISTOFOLETTI, 1977; OLIVEIRA, 2010). Neste estudo e em estudos mais recentes, percebe-se a ocorrência de anomalias de drenagens indicadoras de capturas de drenagem, tais como, cotovelos e vales abandonados (OLIVEIRA, 2010).

De maneira geral, pode-se dizer que a captura fluvial (*river capture* ou *stream piracy*) corresponde ao desvio natural das águas de uma bacia hidrográfica para outra, promovendo a expansão de uma drenagem em detrimento da vizinha (CHRISTOFOLETTI, 1975; CHRISTOFOLETTI, 1977; BISHOP, 1995; OLIVEIRA, 2010; SILVA, 2010). Um rio comete pirataria (*piracy*) ao conquistar seu vizinho (MILLER, 1915). A captura fluvial é um importante fenômeno no processo de desenvolvimento da drenagem, sujeita ou não a controles estruturais, como a migração de níveis de base locais (CHRISTOFOLETTI, 1977; SUMMERFIELD, 1991). Tem sido propostos casos de captura fluvial em várias escalas, porém, seus mecanismos são controversos e o entendimento de seus processos torna-se fundamental na compreensão das capturas fluviais.

Apesar de sua importância no entendimento da evolução da rede drenagem, poucos estudos geomorfológicos dão ênfase à questão das capturas de drenagens. Além disso, poucos estudos apresentam uma descrição mais completa levando em consideração fatores paleogeográficos e condicionantes geomorfológicos e geológicos. Portanto, não abordam os processos pelos quais as capturas ocorrem, ou seja, sem levar em conta que a chave para o entendimento da captura fluvial, isto é, as linhas da drenagem, estão preservadas durante e após a captura (AB'SABER, 1957; OLIVEIRA, 2010).

Dentre as classificações existentes para as tipologias de capturas de drenagem, destacam-se os trabalhos de Christofolletti (1975, 1977) e de Paul Bishop (1995). Apesar de complementares e semelhantes, ambas classificações

apresentam particularidades que merecem ser destacadas. De acordo com Christofolletti (1977), existem 5 tipos de capturas de drenagem, podendo ser: por absorção; aplainamento lateral; transbordamento; subterrânea; e recuo das cabeceiras.

A captura por absorção ocorre quando um rio entalha mais que os outros adjacentes, alargando assim, seu divisor de drenagem e englobando os cursos laterais. Este processo é a base para o entendimento dos cursos d'água se reunirem em alguns cursos principais e, conseqüentemente, responsável pela hierarquização inicial das bacias de drenagem. As capturas por aplainamento lateral se dá pela erosão lateral, promovida por um rio principal, dos interflúvios que o separa de um tributário, agregando as águas a montante do referido curso. A captura por transbordamento acontece quando um rio recebe um aporte elevado de sedimentos gerando entulhamento do seu leito, elevando-o ao nível superior, podendo ocasionalmente ultrapassar a planície de inundação e drenar para vales vizinhos. As capturas subterrâneas são bastante comuns áreas que apresentam rochas calcárias ou solúveis, nos quais a velocidade de dissolução destas rochas e o nível freático que escoam em que escoam o curso subterrâneo são os fatores fundamentais para explicar tal ocorrência (CHRISTOFOLETTI, 1977; SILVA, 2010; OLIVEIRA, 2010).

Por fim, Christofolletti (1977) chama atenção para as capturas fluviais originadas pelo recuo das cabeceiras de drenagem. Nesta tipologia, um canal erode o divisor mais rapidamente que o canal vizinho até que haja o rebaixamento do divisor e, assim, capturando o fluxo d'água deste mais fraco. Um fator importante no desencadeamento deste processo é a diferença altimétrica entre os canais envolvidos, sendo os tributários do rio mais baixo topograficamente responsáveis pela erosão do divisor (Figura 10). Dentro da literatura geomorfológica, boa parte dos casos citados relacionados à capturas de drenagem enquadram-se na tipologia do avanço do recuo das cabeceiras (CHRISTOFOLETTI, 1995; SILVA, 2010).

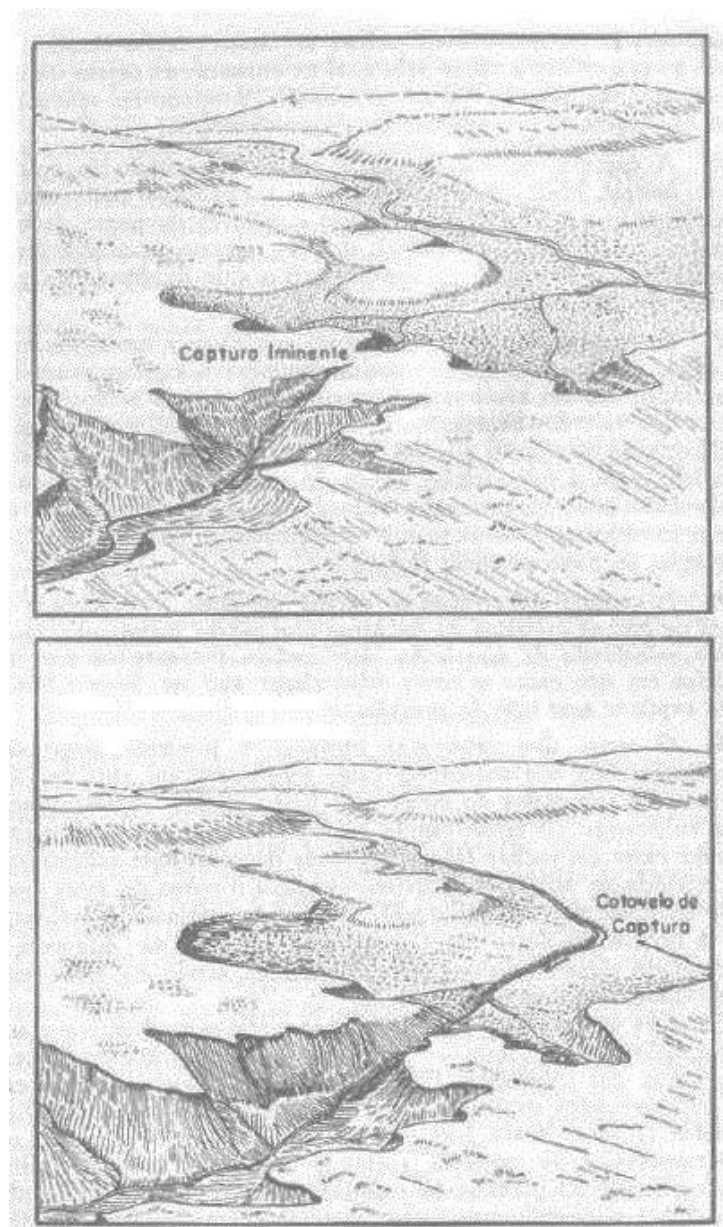


Figura 10: Modelo de captura de drenagem ocasionada pelo recuo de caceiras de drenagem. Percebe-se na imagem após a captura, a formação de um cotovelo de drenagem que pode ser considerado uma evidência de captura fluvial.

Fonte: Christofolletti, 1977.

Semelhante aos princípios de capturas de drenagem apresentados por Christofolletti (1997), Bishop (1995) chama atenção para tipos de capturas que podem ser promovidos por dois processos diferentes: Top-down e bottom-up. As capturas fluviais ocasionadas por um processo top-down são causadas por um rio ao empurrar-se para outra bacia de drenagem e, geralmente, está associado por eventos de migração de canal, tectonismo ou deslizamentos catastróficos. O processos de bottom-up estão associados a interceptação ativa de um rio e

apropriação de um sistema de drenagem adjacente, e normalmente são causados pelo avanço de cabeceiras de drenagem.

Os tipos de reajuste de drenagem podem ser pelo avanço de cabeceiras de drenagem distintas, pelo avanço de cabeceiras de drenagem de um tributário menor e pela migração lateral (Figura 11). O avanço de cabeceiras de drenagem pode ocorrer pelo aplainamento dos divisores de dois sistemas de drenagens distintos, no qual, o sistema que apresentar menor altitude topográfica, captura o outro. Este tipo de captura é bastante comum em áreas de transição entre planícies e terrenos escarpados. Já a migração lateral, pode ocorrer tanto por tectonismo como pela invasão lateral de uma curvatura de canal. As tipologias apresentadas são evidenciadas, normalmente, por fatores geológicos e/ou morfológicos, sendo caracterizados por anomalias de drenagem (BISHOP, 1995; GONTIJO, 1999).

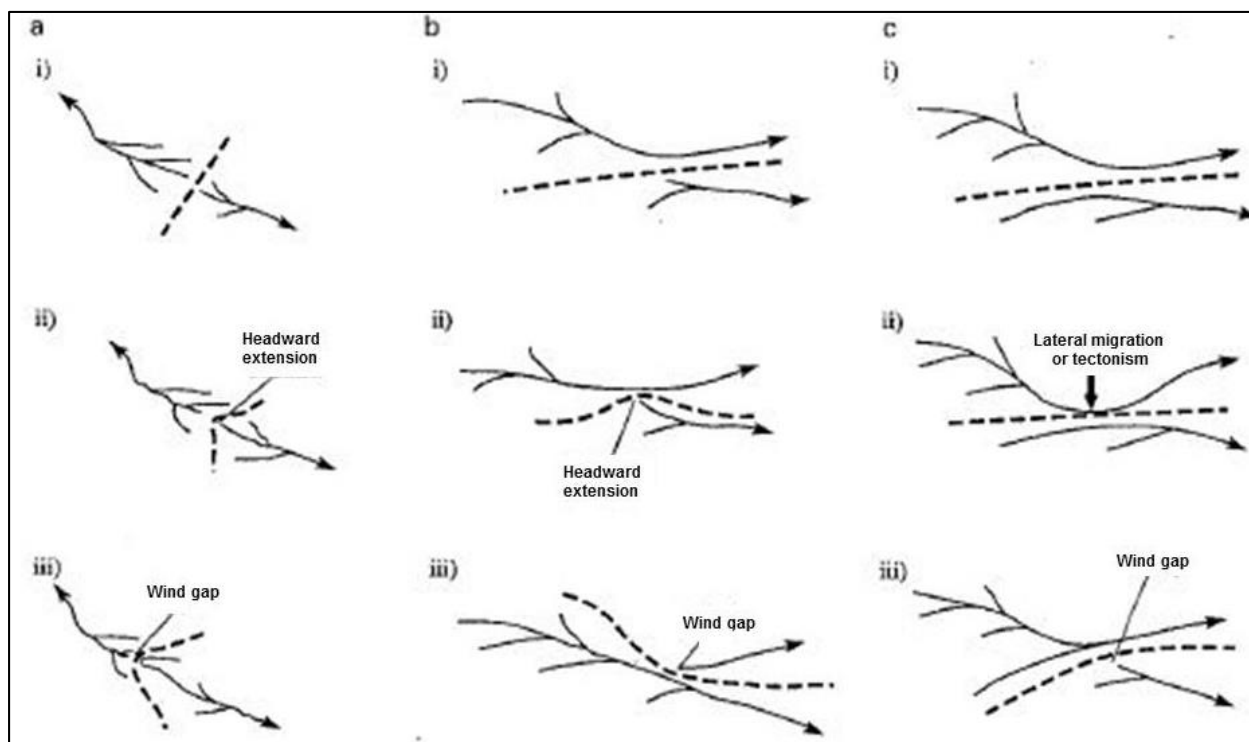


Figura 11: Modelos de reajuste de drenagem originados por capturas de drenagem desenvolvidos por Bishop (1995). A linha pontilhada indica o divisor de drenagem. (a) indica a formação de cotovelos de drenagem e vale secos pelo recuo de cabeceiras; (b) e (c) ilustram a migração lateral para sistema de drenagem adjacente, porém, um por recuo de cabeceiras de drenagem (b) e outro por migração da curvatura do canal ou por tectonismo (c).

Em relação às evidências, as anomalias de drenagem podem ser representadas por cotovelos de drenagem ou por vales abandonados nos locais adjacentes à captura. A geologia contribui na investigação estratigráfica dos depósitos por meio das semelhanças entre os materiais depositados e a disposição dos mesmos, além disso, podem ser realizadas datações dos sedimentos em diferentes locais. Através dos resultados pode-se aferir a ocorrência ou não de paleodrenagens que evidenciam as capturas (BISHOP, 1982).

No ponto da captura de drenagem é bastante comum a ocorrência de uma forte mudança de direção do eixo de drenagem caracterizando, assim, uma anomalia de drenagem denominada cotovelo. Esta anomalia é a feição mais mencionada na literatura como evidência captura fluvial e suas causas são, em sua maioria, associadas às estruturas tectônicas regionais, tais como, fratura, falha, resistência litológica (COELHO NETTO, 2003; CASTANHEIRA *et al.*, 2006; SILVA *et al.*, 2006). Além disso, outros atributos podem surgir na paisagem após a captura, como o caso dos “vales secos” (*dryvalley*) e dos níveis de base locais (*knickpoints*). Estes podem ocorrer no local da captura ou à montante do cotovelo e demonstram a diferença altimétrica entre as bacias envolvidas que é de extrema importância para que haja o desvio de drenagem. Porém, não é necessário que as diferenças topográficas sejam elevadas e dependendo da diferença, não é necessário a formação de um nível de base local no ponto de captura (CHRISTOFOLETTI, 1977; SMALL, 1978 *apud* BISHOP, 1995).

O reajuste de drenagem pode contribuir no entendimento da evolução do modelado da paisagem numa perspectiva de longo termo. Neste sentido, a datação dos depósitos e a associação das anomalias com os condicionantes geológicos permitem a reconstrução paleogeográfica da rede de drenagem sob a influência de eventos tectônicos ao longo de milhares de anos. Ollier (1981) demonstrou a influência do rift do mar da Tasmânia e a quebra continental na geração de capturas de drenagem ao longo do Mesozoico e Cenozoico. Nesta mesma linha de raciocínio, Silva (1991) e Silva *et al.* (2006) relacionam a presença de divisores rebaixados no planalto sudeste brasileiro aos eventos de reativação tectônica durante Paleógeno, com o basculamento dos blocos e a consequente aceleração erosiva nas cabeceiras de drenagem pelo rebaixamento do nível de base. O

desenvolvimento deste processo, associado ao rebaixamento de divisores, pode contribuir para a captura de drenagens.

No Brasil, poucos trabalhos voltados para o entendimento das capturas de drenagem dão ênfase aos processos e tipologias, bem como, apresentam uma abordagem mais complexa sobre o tema, onde sejam abordados diferentes variáveis geológicas e geomorfológicas na análise das capturas que ocorrem no território nacional. De maneira geral, os trabalhos existentes são incipientes e pouco conclusivos sendo, os exemplos de capturas de drenagem a nível regional mais estudados e mencionados que os exemplos de escala locais. Dentre os casos abordados, destaca-se a captura do Rio Tietê pelo Rio Paraíba do Sul, sendo evidenciada pelo cotovelo de Guararema (Figura 12), considerado por King uma das feições geomorfológicas que evidenciam uma captura de drenagem mais marcante do mundo (AB'SABER, 1957).

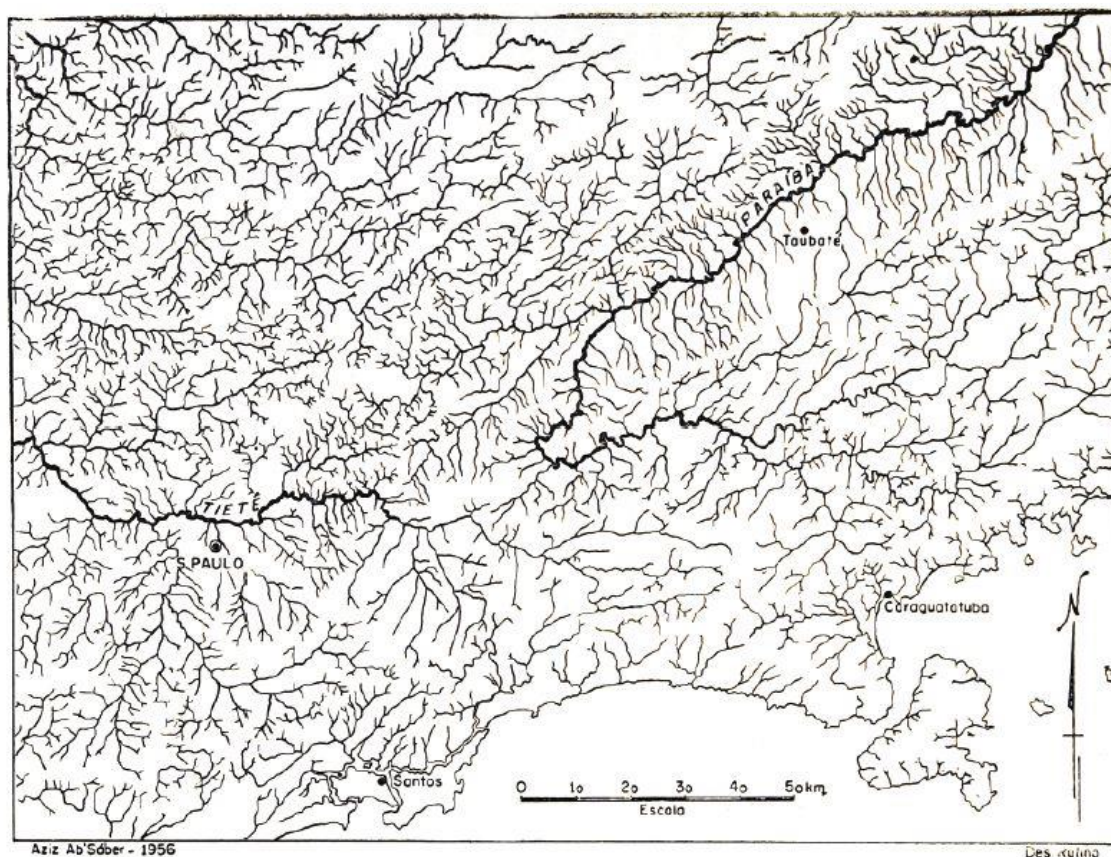


Figura 12: Captura Fluvial do Rio Paraíba, com destaque para o cotovelo de Guararema.
Fonte: Ab'Saber (1957).

Além deste, outros exemplos podem ser citados para o Brasil, como o caso da megacaptura do Rio Negro na Amazônia (ALMEIDA-FILHO *et al.*, 2007), a captura do Córrego Alegre pelo Barreiro de Baixo na cidade de Bananal, Médio Vale do Paraíba do Sul (SILVA, 1991), além do Rio Guaratuba (OLIVEIRA, 2003), dentre outros. Atenção especial deve ser dada, as capturas de drenagem da região sudeste brasileira associadas, principalmente, ao rebaixamento do nível de base com a abertura do Atlântico e ao basculamento dos blocos como mencionado anteriormente (SILVA *et al.*, 2006).