

MODELOS MORFOGENÉTICOS E TECTÔNICA GLOBAL: REFLEXÕES CONCILIATÓRIAS

Allaoua Saadi(*)

ABSTRACT

The user of models of relief formation and evolution should be surrounded by precautions based on the previous understanding of the theoretical assumptions that support them. The case of the relationship between geomorphological dynamics and tectonic activity is reviewed on the basis of new geotectonic concepts. Davis and Penck's models occurred when the paradigms of "Global Tectonics" had not yet been enunciated. For that reason they are usually presented as antagonistic models. However, when analyzed in the expressions, they present some compatibility and/or complementarity. The differences in their formulations tend to express the regionally observed differences in terms of magnitude, rates, and frequencies of the morphotectonic phenomena. The latter, actually, result from specificities of the geotectonic contexts. A simple solution to the problem of theoretical modeling in geomorphology would be to reason based on the notion of "rhythms" applied to the three fundamental factors controlling relief formation from regional to continental scale: Climate, Tectonic, and Sea Level.

O CONTEXTO

Ao tratar de aspectos teóricos relacionados a um ramo das ciências, faz-se inevitável, num primeiro momento, voltar sua atenção para a delimitação do objetivo e finalidades deste. Tal preocupação visa tão somente a fixação de limites objetivos ao desenvolvimento das idéias sobre o assunto.

Segundo Christofolletti (1980), "*a geomorfologia é a ciência que estuda as formas de relevo*". Sendo estas "esculpidas pela ação de determinado processo ou grupo de processos", "o estudo de ambos pode ser considerado como o objetivo central deste ramo do conhecimento".

Esta concepção do objetivo da geomorfologia, enquanto estudo das formas que compõem a superfície terrestre, incluindo aí os processos que lhes deram origem, constitui unanimidade no meio geográfico. Faniran & Jeje (1983) ressaltam a atenção especial dada, "nos tempos modernos", à investigação das relações existentes entre formas e processos, bem como internamente a umas e outros.

Melhor contextualização do objeto de estudo da geomorfologia encontra-se nas entrelinhas de Tricart (1968), para quem a referida superfície terrestre estende-se à litosfera, resultado da interação entre forças endógenas e exógenas, sendo função do geomorfólogo "localizar o estado atual das coisas, sempre precário, no quadro do tempo", a partir do entendimento dos efeitos relativos dessas "forças antagônicas sempre cambiantes" e dos "mecanismos de suas interferências".

Observa-se, porém, que a maior parte das opiniões deixa, involuntariamente, transparecer a ausência de finalidades práticas para as investigações geomorfológicas. Ao final, sempre sobra ao leitor a impressão que se trata do estudo do aspecto da superfície terrestre e, eventualmente, da evolução deste no tempo geológico, como exercício meramente acadêmico, porém sem projeções prático-aplicativas relevantes.

A lacuna vem sendo preenchida por obras pouco acessíveis aos nossos estudantes, porque raras em muitas bibliotecas ou não indicadas pelos professores. Fazem parte deste elenco os panoramas sobre a contribuição objetiva da geomorfologia ao planejamento territorial nas suas mais variadas facetas e escalas, de autoria de Verstappen (1983) e Costa & Fleisher (1984), dentro dos mais úteis e recentes.

O grande passo na valorização da geomorfologia enquanto ciência aplicável foi finalmente dado por Fookes & Vaughan (1986), que, através das contribuições de vários geomorfólogos, infelizmente limitadas à tradição anglo-americana, reivindicam, a favor da geomorfologia, um assento ao lado das engenharias tradicionalmente consagradas.

Ao participar deste debate, não se pretende elaborar um painel completo das várias construções teóricas que visam a explicação das paisagens geomorfológicas. Esta tarefa já foi levada a bom termo, reiteradas vezes em língua portuguesa, por A. Christofolletti, com destaque para o trabalho publicado em 1973 na Notícia Geomorfológica. Por outro lado,

o interesse permanente dos autores de tradição anglo-americana pelo tema tem gerado várias sínteses e análises de grande importância (vide Higgins 1975 e Ollier 1981).

Objetiva-se tão somente contribuir à discussão dos modelos de evolução do relevo em escala continental e/ou regional, focalizando as relações entre a morfogênese e a tectônica numa perspectiva de adequação da investigação geomorfológica aos conceitos modernos da geologia.

Esta discussão passa obrigatoriamente pela análise dos pressupostos básicos que constituem os alicerces dos modelos morfogenéticos de W.M. Davis e W. Penck. Importantes contribuições neste sentido têm sido realizadas por Morisawa (1975) e Klein (1985). Ambos têm, no entanto, imprimido rumos específicos a suas análises, conduzindo-os à obtenção de resultados teoricamente compatíveis e complementares, porém descontraídos.

OS MODELOS MORFOGENÉTICOS DE DAVIS E PENCK

O Modelo de W.M. Davis: evolução policíclica e tectônica descontínua

Ao propor o modelo do Ciclo Geográfico, Davis (1889) conferia à geomorfologia o status de ciência a parte dotada de objetivos e métodos específicos, libertando-a do domínio da geologia.

Alicerçado nas teorias do Ciclo de Erosão e da Erosão Normal, o modelo determina uma evolução do relevo em que as águas correntes assumem o papel decisivo na tarefa de suavizar a morfologia, uma vez que esta, inicialmente plana, for deformada em consequência de movimentos tectônicos bruscos. Na lógica do modelo, a regularização da superfície terrestre segue inevitavelmente as fases da juventude (dissecação predominante), maturidade (erosão fluvial lateral e rebaixamento por desnudação) e senilidade, quando atinge a forma de uma penepalanície (vide Christofolletti 1973). Esta marcha da erosão processa-se em regime

de estabilidade tectônica completa, uma vez encerrado o “cataclismo tectônico” que gerou as condições necessárias ao início do ciclo de erosão (Figura 1).

A adesão da geomorfologia francesa do começo do século XX, gerando inclusive uma corrente dominante ultra-davisiana, conduziu Baulig (1928) a propor que o impulso inicial, de origem tectônica, pode ser substituído por movimentação eustática regressiva relacionada com um período glaciário pleistocênico.

Vê-se, portanto, que no pensamento davisiano o desequilíbrio morfogenético é desencadeado por um rebaixamento do nível de base, representado pelo ponto de junção entre os rios e o mar. A partir deste momento, a vaga erosiva “remonta” ao longo dos cursos fluviais (marcha regressiva), até que uma nova situação de equilíbrio seja atingida. Quer dizer, até que “uma certa igualdade se estabeleça entre a potência do rio e o trabalho que ele deve realizar” (Davis 1899, 1909). Considerando que a regularização das vertentes é regida pelos mesmos princípios aplicados à evolução dos leitos fluviais, explica-se a extensão gradual, no entanto de forma irreversível, do estado de equilíbrio a toda área continental.

Caso ocorra um novo impulso desestabilizador, o ciclo em andamento é interrompido, sendo iniciado um segundo, em estreita relação com a nova posição do nível de base. O resultado morfológico da sucessão de vários ciclos é representado por igual número de planaltos escalonados: os relevos policíclicos considerados como marcos temporais para o estabelecimento de uma cronologia da desnudação.

O Modelo de W. Penck: evolução acíclica e tectônica contínua

Enquanto geólogo, W. Penck (1924) concebia a análise do relevo como um meio de reconstituir os ritmos da movimentação crustal. Em contraposição a W.M. Davis, ele postulou que a deformação tectônica expressa-se por soerguimentos representados por movimentos contínuos progressivamente acelerados e, em seguida, simetricamente desacelerados. Os dois

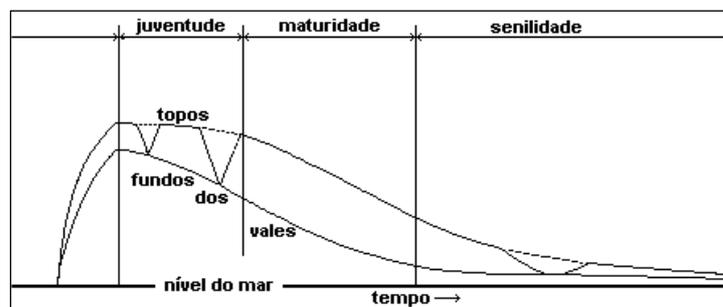


Figura.1: O modelo Davisiano (segundo Davis 1909).

Figure 1: The Davis model (after Davis 1909).

momentos da deformação são indissociáveis, sendo que a área afetada, de dimensões continentais, adquire a forma de um domo em contínua expansão lateral, paralelamente ao soerguimento (Figura 2). O processo de domeamento faz com que a parte apical registre o maior alçamento, enquanto as periferias sofrem deformações menores comparáveis a adernamentos.

A “resposta morfogenética” é uma denudação concomitante à deformação crustal, de certa maneira proporcional a esta em intensidade e dando origem aos “depósitos correlativos”. Estes são portanto

paisagem uma série de planaltos escalonados, ou seja uma morfologia de “escadas de piemonte” (*Piedmonttreppe*).

MODELOS DIFERENTES MAS COMPATÍVEIS E/OU COMPLEMENTARES

Nos dois modelos, a evolução geomorfológica é posta como resultado da interação entre forças endógenas e exógenas. As primeiras têm por função a construção de volumosas massas continentais,

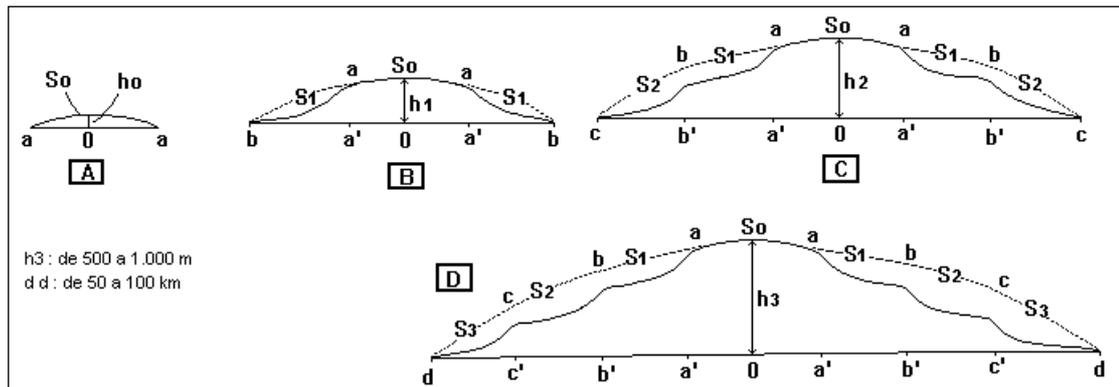


Figura. 2: Modelo de Penck: Gênese dos Piedmonttreppe (simplificado de Klein 1985).

Figure 2: The Penck model: genesis of Piedmonttreppe (simplified from Klein 1985).

produtos de uma erosão sintectônica, o que vem complicar a definição de marcos para o estabelecimento de uma cronologia da desnudação.

Do ponto de vista fucional, o ponto de partida é caracterizado por uma “peneplanície primária” (*Primärrumpf*), resultando de uma igualdade entre intensidades do soerguimento e da denudação, no começo do processo de soerguimento. Este é, em seguida, progressivamente acelerado, sendo acompanhado por uma erosão também progressivamente intensificada. É a “evolução geomorfológica ascendente” (*aufsteigende Entwicklung*), durante a qual as formas passam de côncavas para convexas, ou seja, de “maturas” a “jovens”. Uma vez iniciada a desaceleração do soerguimento, passa-se à “evolução geomorfológica descendente” (*absteigende Entwicklung*), onde a erosão é gradualmente desintensificada e as formas readquirem paulatinamente o perfil côncavo.

O aplainamento assim realizado, ou “peneplanície final” (*Endrumpf*) é denominada “superfície de piemonte” (*piedmontfläche*), pois se forma ao redor e abaixo da parte apical mais intensamente levantada.

Com uma nova aceleração do soerguimento, o processo completo de formação de uma nova superfície é reiniciado a partir da periferia do domo em expansão, enquanto que as partes centrais das superfícies precedentes acompanham o alçamento mais rápido do ápice, sendo subtraídas aos efeitos da erosão.

A formação de sucessivas superfícies imprime na

através de processos de soerguimento, resultando de epirogênese e/ou orogênese. Por soerguimento entende-se uma ampliação significativa da diferença altimétrica global ou, em outras palavras, um rebaixamento do nível de base, acompanhada por aumento das declividades das vertentes e do perfil longitudinal dos cursos d’água.

As forças exógenas, quanto a elas, têm por função a destruição do acréscimo volumétrico assim criado. Nos dois casos, a vaga erosiva é “remontante” (erosão regressiva), evoluindo a partir dos baixos cursos e se propagando em direção às cabeceiras. No caminho esforça-se em consumir as rupturas de declive geradas nos cursos fluviais, com a finalidade de reorganizar os perfis de equilíbrio.

A diferença fundamental entre ambos, representada pelas concepções adotadas por cada um quanto ao modo de comportamento da tectônica e sua relação no tempo com a manifestação da erosão, pareceu para muitos geógrafos como um elemento de divergência definitivo. No entanto uma análise baseada nos conhecimentos acumulados desde então pelas ciências e geociências, em particular, abre espaço para a reinterpretação da amplitude dessa diferença e uma possível reconciliação.

Para W.M. Davis o soerguimento da massa continental aparece como um fenômeno rápido, praticamente instantâneo com relação ao longo período de estabilidade crustal durante o qual a erosão esforça-se em aplainar o relevo.

W. Penck, ao contrário, concebe a movimentação

crustal como um fenômeno contínuo e permanente, apenas marcado por variações de intensidade crescentes e decrescentes, sendo a erosão uma resposta concomitante aos desequilíbrios criados.

Há, portanto, nessa diferença de enfoque, uma oposição conceitual fundamental. Por um lado, uma “concepção cíclica e estabilista” de W.M. Davis, de alguma forma adotada por King (1953) na formulação do “Ciclo de Pedimentação”, posteriormente aplicado ao Brasil (King 1956) e ao planeta (King 1962). Por outro lado, uma “concepção acíclica e mobilista” de W. Penck, que sofrerá severas críticas quanto a sua compatibilidade com a geração dos *Piedmonttreppen* (vide Klein 1985).

A concepção cíclica expõe-se a outra crítica, tão severa quanto esta, ao incorporar a idéia do cataclismo tectônico. A catástrofe tectônica que fornece as condições para o desencadeamento da vaga erosiva pode ser, na prática, entendida apenas como “o revelador (brutal) de tendências profundas” que se desenrolam permanentemente com intensidades menores (Poncet 1975). Ao se considerar a evolução dos fenômenos naturais como essencialmente descontínua, este cataclismo não representa um fenômeno a parte, isolado de um processo evolutivo maior. Deve ser entendido como uma descontinuidade que representa apenas um momento (um limiar) de um

processo maior, sendo este contínuo. É “a continuidade gerando a descontinuidade” (Brunet 1975). Trata-se, neste caso, de um “limiar de manifestação”, correspondendo, do ponto de vista tectônico, ao momento em que a acumulação de tensões (*stress*) atinge seu valor máximo frente à resistência oposta pela crosta. A ruptura ocasionada tem expressões variadas em função da escala (no espaço) e do contexto geotectônico.

Da mesma maneira, as “fases” de aceleração e desaceleração do soergimento embutidas no modelo de W. Penck, devem ser relacionadas com os períodos respectivos de “preparação” e “relaxamento”. Os *Piedmonttreppen* são, deste ponto de vista, o resultado dos períodos de “paroxismo” em que se produz a ruptura, aparentemente omitidos em seu modelo.

Uma outra tentativa de conciliação entre os dois modelos foi realizada por Morisawa (1975) com base no comportamento da resposta isostática ao alívio de peso resultante da desnudação. Segundo este autor, o modelo de W. Penck é válido caso a resposta isostática ocorra automaticamente. Caso esta necessite de um certo prazo para se desencadear, encontra-se validado o modelo de W.M. Davis. O papel dos reajustamentos isostáticos na regeneração dos pulsos erosivos, já tinha sido incorporados ao modelo davisiano por Schumm (1963), como ilustrado pela Figura 3.

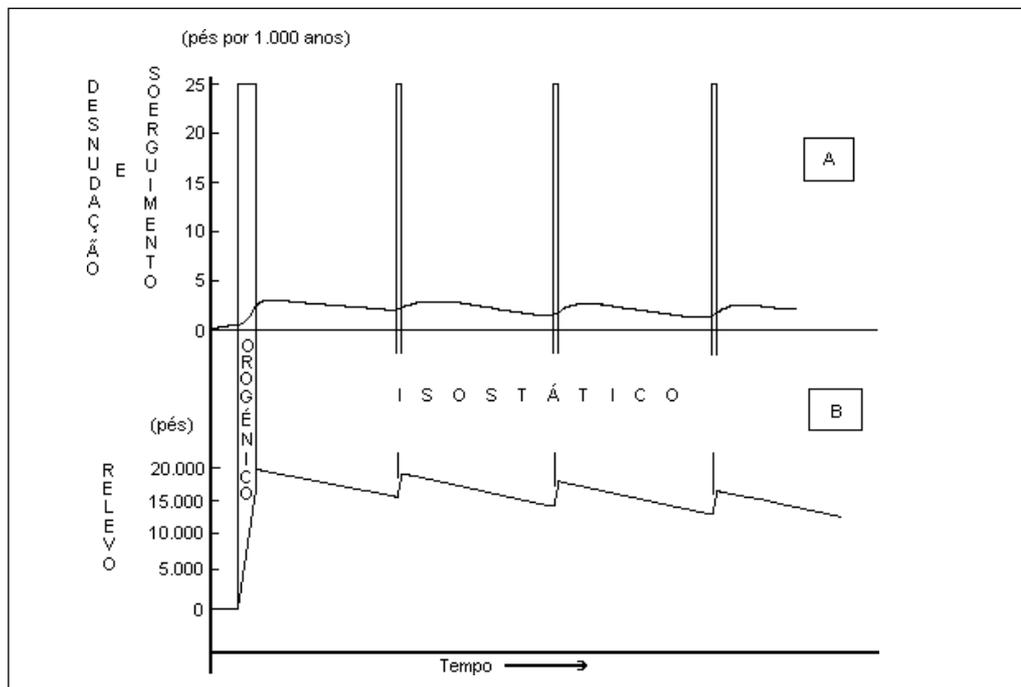


Figura 3: O efeito do ajustamento isostático sobre o ciclo geomórfico (segundo Schumm 1963).

A - Relação hipotética das taxas de soergimento (25 pés por 1.000 anos) e de desnudação (3 pés por 1.000 anos) com o tempo.

B - Relação hipotética do relevo da bacia de drenagem com o tempo, como função do soergimento e da desnudação mostrados em A.

Figure 3: Effect of isostatic adjustment on the geomorphic cycle (after Schumm 1963).

A - Hypothetical relation of uplift rates (25 feet/1.000 years) and denudation rates (3 feet/1.000 years) with time.

B - Hypothetical relation between relief drainage catchment, as function of uplift and denudation slowing at "A".

Interpretação diferente é a de Klein (1985), que considera os dois modelos como conceitualmente opostos, no entanto “não somente perfeitamente compatíveis, mas ainda admiravelmente complementares”. A compatibilidade é observada ao se estudar áreas diferentes, contíguas ou não, caracterizadas por domínios morfoestruturais (geoestruturais, na realidade) distintos: maciço antigo e bacia sedimentar, por exemplo. A complementaridade encontra-se realizada no campo da longa história de qualquer um desses domínios, ao considerar que as condições globais de exercício dos sistemas geomórficos, têm mudado significativamente no decorrer do tempo geológico, permitindo a realização alternada dos dois modos de evolução. Com este raciocínio, C. Klein vai ao encontro da teoria da Geomorfologia Evolutiva (Evolutionary Geomorphology) defendida por Ollier (1981).

CAMINHOS POR UMA GEOMORFOLOGIA REGIONAL GLOBAL

Os três ritmos complementares da morfogênese

No intuito de tentar uma integração entre essas diversas práticas da geomorfologia, erroneamente qualificadas de correntes, tomou-se emprestado de Klein (1960) as idéias expressas pelo conceito de “ritmos em geomorfologia”, em que é posto que “a evolução geomorfológica é regida por três ritmos fundamentais: os ritmos tectônicos, os ritmos eustáticos e os ritmos bioclimáticos”. A partir disso idealizou-se a sua representação gráfica na Figura 4.

Os dois primeiros tipos de ritmos são responsáveis pela construção do volume continental, colocado à mercê dos processos de erosão. O terceiro marca os passos e as condições de exercício da morfogênese, que objetiva a destruição das massas continentais.

Sabe-se, hoje, que os ritmos tectônicos são controlados pela movimentação das placas litosféricas, com velocidades e direções variáveis e que o caráter e

amplitude das tensões ocorrentes varia de acordo com o tipo de contato entre as mesmas. No entanto, não ocorreria a ninguém a idéia de negar que se trata de uma movimentação global, em que todos os lugares do planeta são móveis e permanentemente afetados por tensões, porém de intensidades extremamente variáveis. A repartição e geometria das massas continentais resultam dessas características, e são “mecanicamente” instaladas através de orogêneses e/ou epirogêneses, estas últimas impulsionadas por reequilíbrios isostáticos e/ou fluxos térmicos mantélicos.

Os ritmos eustáticos têm efeitos controladores reais, porém muito menos eficientes sobre a volumetria continental, por várias razões. Em primeiro lugar porque não se trata realmente de um processo construtivo, à imagem da tectônica. A mais ampla regressão apenas permite a exposição de uma faixa marginal suplementar na qual as irregularidades do perfil de equilíbrio dos cursos d’água são rapidamente (no tempo geológico) amenizadas. A própria escola ultradavisiana francesa do início deste século reconhecera que este processo de regularização não chegava a atingir distâncias muito afastadas dos litorais. Em segundo lugar, as glaciações consideradas pelos geógrafos como maior responsável pelas flutuações eustáticas, intervêm num tempo relativamente curto e tardio da história da maior parte dos domínios geomorfológicos continentais. Finalmente, não há ainda consenso sobre as respectivas responsabilidades assumidas pela tectônica (tectono-eustatismo) e pelas glaciações neocenozóicas (glacio-eustatismo) na geração do eustatismo. Leinfelder & Seyfried (1993) demonstram o quanto é impossível isolar os seus respectivos papéis.

Os ritmos bioclimáticos exercem seu papel destrutivo na escala continental e regional, primeiro em função da imponentia dos volumes construídos. Em segundo lugar, a própria instalação das condições climáticas e, conseqüentemente, a repartição espacial dos sistemas bioclimáticos são, no “detalhe” da azonalidade, controladas pela organização global das massas continentais.

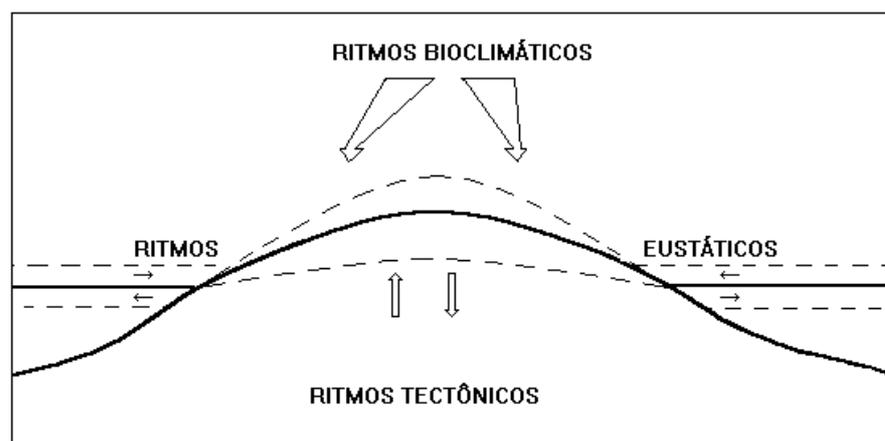


Figura 4: Os 3 ritmos fundamentais em geomorfologia.

Figure 4: The three fundamental rythmus in geomorphology.

As três abordagens complementares da geomorfologia regional

Os estudos de geomorfologia regional assumem caráter diferenciado dependendo dos objetivos fixados. Frequentemente, na tentativa de contribuir à solução de problemas de planejamento territorial, limitam-se a estudos descritivos das unidades de relevo, ou seja a puros exercícios de compartimentação fisiográfica. Menos frequentes são os estudos no âmbito da geomorfologia dinâmica, que objetivam a análise pormenorizada da dinâmica atual da morfogênese, incluindo a investigação de seus mecanismos e as condições de seu desenvolvimento. Mais raros ainda são os estudos de geomorfologia histórica enfocando a reconstrução das sucessivas paleogeografias que antecederam a atual configuração das paisagens.

Quaisquer sejam os objetivos perseguidos e os conseqüentes caminhos escolhidos, nenhum deles poderia, na lógica da realização de um trabalho completo, prescindir do uso das três abordagens fundamentais da geomorfologia: abordagem morfoestrutural, abordagem morfoclimática e abordagem morfotectônica. Muitas vezes consideradas como caminhos específicos dotados de vida própria e objetivos particulares, são, na realidade, abordagens complementares, todas necessárias à elaboração de um estudo completo e conclusivo.

A abordagem morfoestrutural, já com mais de um século de consagração, focaliza o controle exercido sobre a morfologia pelo arcabouço lito-estrutural, entendido como o conjunto de “elementos geológicos passivos”, tais como natureza litológica (rochas sedimentares, ígneas, metamórficas), arranjo de camadas (dobradas, monoclinais, horizontais) e rupturas crustais (falhas, zonas de cisalhamento). Em raros casos adentra-se ainda no detalhe das diferenças na composição mineralógica das rochas, da existência de uma ou mais direções de foliação, da tipologia das rupturas crustais, entre outros.

A abordagem morfoclimática ergueu-se, neste século, em crítica e, frequentemente adversária da precedente. Alguns de seus mestres chegaram a esquecer que tinham por função demonstrar como os agentes bioclimáticos agiam na tentativa de destruir a porção saliente de um arcabouço lito-estrutural cuja origem não dependia em nada dos mesmos. Felizmente, uma numerosa literatura retratando, com sérios argumentos, o papel geomorfológico da sucessão de paleoclimas diferenciados em várias regiões do planeta, credencia esta abordagem enquanto enfoque obrigatório na análise da esculturação da paisagem.

A abordagem morfotectônica, cuja origem deve ser atribuída a W. Penck, e o seu desenvolvimento à escola soviética, propõe-se completar os estudos geomorfológicos, através da investigação do papel das movimentações da crosta na configuração dos compartimentos morfoestruturais (provavelmente todos

de caráter morfotectônico) e no direcionamento da morfogênese. É lamentável que, nos dias atuais, esta abordagem seja desenvolvida quase exclusivamente por geólogos, devido ao conteúdo antiquado e predominantemente humanístico dos currículos dos cursos de geografia.

GEOMORFOLOGIA MODERNA E TECTÔNICA GLOBAL

Revisão do papel da tectônica na morfogênese

Morisawa (1975) considerou que “a paisagem é o resultado das diferenças na taxa da atividade endogenética/exogenética em função de sua variação no tempo e no espaço”, para concluir que “a nova tectônica global pode explicar algumas das feições das paisagens do planeta”. Indo ao encontro desta opinião, Ollier (1981) afirmou que a compreensão das formas de relevo de todas as ordens de grandeza passa pelo entendimento da nova geologia e da tectônica.

Inúmeros são os estudos geomorfológicos recentes que atribuem uma parte cada vez maior da explicação das formas e da morfogênese ao fator tectônico. Por outro lado, vários resultados anteriormente consagrados através da abordagem morfoclimática vêm sendo revistos com base na constatação da influência preponderante dos controles tectônicos: escalonamento dos terraços fluviais, evolução das bordas de bacias sedimentares, evolução dos carstes, desencadeamento de processos erosivos (deslizamentos e ravinamentos generalizados, voçorocas/lavakas, etc.) e evolução das linhas de costas, entre outros.

Esses novos resultados encontram respaldo nas investigações realizadas em escala continental sobre os problemas do eustatismo, das mudanças climáticas, da hipsometria e da desnudação.

No primeiro caso, Leinfelder & Seyfried (1993) afirmaram que, “a longo prazo o processo da tectônica de placas controla fortemente os níveis marinhos e o clima”. Em períodos de tempo menores, ocorrem importantes mecanismos interativos entre o nível do mar e o clima.

No segundo caso, Crowley (1993) chegou à conclusão que as mudanças climáticas mais significativas foram relacionadas com a escala de tempo tectônica. Modelizações teriam demonstrado que as mudanças tectônicas modificam significativamente a atmosfera e a circulação oceânica. No entanto, a implantação de períodos glaciais necessita, além disto, de um acréscimo, em igual importância, dos níveis de CO₂ atmosférico, acréscimo este indiretamente influenciado pelas próprias mudanças tectônicas.

No terceiro caso, Algeo & Wilkinson (1991) demonstraram que a amplitude dos gradientes hipsométricos costeiros depende, em primeira instância, do tipo e idade da margem continental. Esta

dependência deve ter sido o fator que mais contribuiu às mudanças da paleo-hipsometria dos continentes, visto que estas têm ocorrido ciclicamente, em resposta aos rifteamentos e colisões continentais.

No último caso, os resultados obtidos por Pinet & Souriau (1988) a respeito da denudação em escala continental confirmam a opinião de Ahnert (1970), de que a importância da erosão é função do relevo. Mais precisamente, observaram que a desnudação mecânica não se correlaciona com os fatores ambientais e sim com a elevação média das bacias hidrográficas, enquanto que a desnudação química se correlaciona com a precipitação média anual. As implicações tectônicas destes resultados são traduzidas por duas equações lineares, oriundas do tratamento dos dados de taxas de desnudação mecânica e de elevação média das bacias (Figura 5). Uma delas, representando as bacias instaladas em "orógenos novos" (± 2.5 M.a.), ou seja orógenos ativos como os Andes e o Himalaia, indica valores de desnudação 419×10^6 vezes maiores que a elevação média. A segunda, representando as bacias instaladas em "orógenos velhos", ou seja orógenos estabilizados, indica valores de desnudação apenas 63×10^6 maiores que a elevação média, ou seja valores 6,7 vezes menores neste caso.

Parece claro que o reaquecimento do interesse pelo papel da tectônica na geomorfologia é uma consequência direta da assimilação dos conceitos de uma tectônica global (pela própria geologia inclusive), que não permitem mais conceber a existência de porções da litosfera dotados de absoluta estabilidade crustal. As diferenças residem apenas nas variações espaciais e temporais do caráter e intensidade das tensões ocorrentes. Em resumo, todo está relacionado com o arranjo das placas litosféricas e a história de cada uma dessas.

É neste contexto que se pretende desenvolver uma visão das relações entre tectônica e morfogênese.

Movimentos das placas litosféricas, tensões resultantes e importância geomorfológica

A movimentação global das placas litosféricas é caracterizada por zonas de afastamento ou convergência de placas.

No primeiro caso, o dos rifteamentos onde se instalam novos oceanos, a ocorrência de esforços tectônicos divergentes gera tensões distensivas, ou extensionais. As margens continentais correspondentes, ditas passivas, apresentam geralmente uma estruturação do tipo *horst* e *graben* com significativos basculamentos de blocos. Quase que via de regra, uma faixa litorânea de largura variável encontra-se soerguida, em resposta aos fluxos térmicos que iniciam o processo de rifteamento e aos desequilíbrios isostáticos gerados pelo abatimento das margens oceânicas limítrofes.

No segundo caso, o das zonas de subducção (placa oceânica/placa continental) ou de colisão (continente/continente), a ocorrência de esforços tectônicos convergentes gera tensões compressivas. As margens correspondentes, ditas ativas, são palco de orogêneses com formação de cadeias de montanhas em estruturas intensamente dobradas e falhadas. Todos os tipos de deformações tectônicas encontram-se representados, além de intensas manifestações sísmicas e vulcânicas.

Em trabalho de síntese sobre o campo de tensões neotectônicas, Angelier (1989) demonstra que, na realidade, essas tensões variam bastante localmente. Tanto nas margens passivas como nas ativas são medidos campos locais distensivos e/ou compressivos, que podem existir concomitantemente em áreas contíguas ou alternadamente no mesmo local. Explica-se

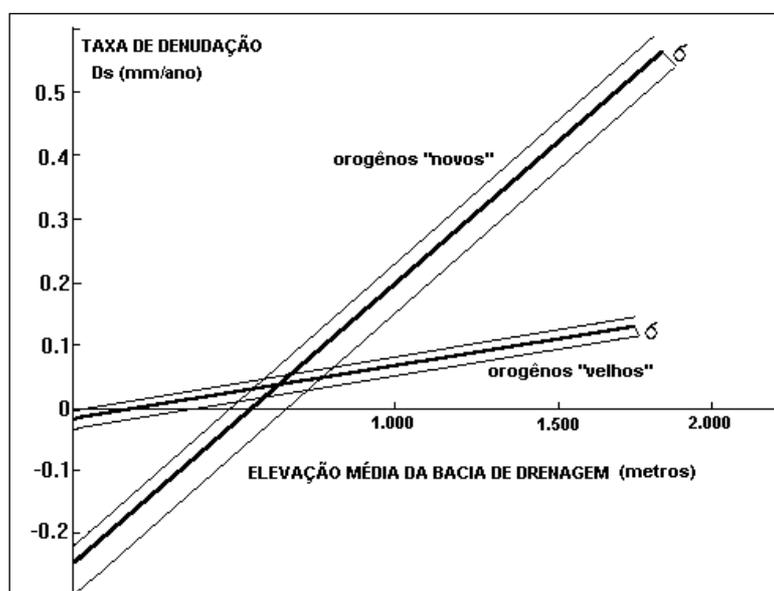


Figura 5: Relação entre desnudação mecânica e altura média das bacias de drenagem (Pinet & Souriau 1988).

Figure 5: Relation between mechanical denudation and elevation mean of drainage catchment (Pinet & Souriau 1988).

este fato pela necessidade de acomodação dos blocos num espaço finito, ou seja a necessidade de rearranjo da geometria das fronteiras entre placas. Esses ruidos gerados nos modelos gerais complicam os prognósticos sobre o comportamento dessas zonas.

Paradoxalmente, é no meio das placas (ambiente tectônico intraplaca) que as tensões medidas ou inferidas respondem melhor aos esforços gerados pela movimentação dessas. Por outro lado, é evidente que a intensidade dos esforços é atenuada a medida que se afasta das bordas de placas.

Estes resultados abrem caminhos novos para as investigações geomorfológicas, incluindo a participação da geomorfologia ao estudo da própria evolução tectônica, visto que as feições do relevo, particularmente as de escala regional, representam a expressão visível da adaptação da morfogênese à mobilidade crustal. As variações morfológicas e morfogenéticas existentes entre margens continentais situadas em contextos geotectônicos diferentes, constituem a melhor ilustração dessas relações.

Margens continentais e feições morfotectônicas

A relação entre o tipo tectônico de margem continental e as feições geomorfológicas resultantes tem sido discutida de forma global por Morisawa (1975).

As margens passivas seriam marcadas por formação de fossas tectônicas (*grabens*) margeadas por blocos levantados (*Horsts*), o conjunto acompanhado por basculamento de blocos. A drenagem responde por encaixamentos que resultam na escavação de gargantas nos blocos elevados, por capturas e por adaptação do traçado geral à orientação dos blocos principais. Sabe-se também que essas margens, tanto na América do Sul quanto na África, Índia ou Austrália, apresentam maciços costeiros basculados em direção ao continente.

Sérios problemas de reconstituição paleogeomorfológica são criados por esses movimentos de blocos. Os remanescentes de superfícies antigas sob forma de planaltos escalonados foram, e ainda são, muitas vezes interpretados como seqüências de superfícies com idades diferentes, sendo suas origens relacionadas com mudanças climáticas. Nem sempre são apresentados argumentos objetivos para sustentar essas interpretações.

As elevações fisiográficas que ocorrem nas margens ativas atingem vários milhares de metros (Cordilheiras Andinas), exagerando os gradientes das encostas e leitos fluviais. Os processos de dissecação fluvial encontram condições otimizadas de exercício, gerando profundos canions. As encostas são palco de torrentes, avalanches e todo tipo de movimento de massa. Deve-se ressaltar que as importantes elevações colocam os cumes das serras em condições de temperaturas frias que permitem a sustentação de geleiras azonais. Com isto altera-se o regime do escoamento fluvial e aumenta-se drasticamente a sua carga sólida, graças ao material preparado pela gelivação de altitude. A atividade

tectônica contínua, com seus periódicos e violentos pulsos, conduz à deformação e multiplicação dos níveis de terraços continentais e marinhos. Os perfis longitudinais dos rios são acidentados por inúmeros níveis de base locais controlando, cada um, o exercício da morfogênese em uma faixa altitudinal da bacia hidrográfica.

Uma análise mais pormenorizada dessas relações mostraria que elas se estendem às menores feições geomorfológicas, bem como aos mecanismos gerais da morfogênese. Uma análise completa do tema deve contemplar também os outros tipos de contatos entre placas litosféricas, tais como colisão continental (Himalaia), subdução com arco de ilhas (Japão, Nova Zelândia), zona transformante (região da Falha de San Andreas) e regiões intra-placa (plataformas “consolidadas”, a exemplo da Plataforma Brasileira).

CONCLUSÃO

A configuração da superfície terrestre é o resultado de situações de “equilíbrio dinâmico” ou de “desequilíbrios sustentados”, envolvendo relações cambiantes, no tempo e no espaço, entre forças endógenas e exógenas. A construção dos volumes continentais deve-se à atividade tectônica.

A destruição dessas massas é objetivo permanente dos processos morfogenéticos, cujas tipologia e intensidade variam em função da mobilidade crustal e das condições bioclimáticas.

W.M. Davis exagerou o papel da componente exogênica, enquanto W. Penck privilegiou a componente endogênica (Klein 1985). Muitas vezes, os “climaticistas” geraram ceticismo ao teimar na imposição de modelos transpostos de um hemisfério para outro, de continente para outro, sem atentar para as “derivadas” tectônicas específicas das placas respectivas.

Escolhas de enfoques adaptadas aos objetivos do momento e, em geral, induzidas por contextos culturais e científicos particulares não devem abafar a expansão das fronteiras da geomorfologia, que deve acompanhar de perto o desenvolvimento das descobertas geológicas.

A compartimentação geomorfológica nas primeiras ordens de grandeza é, sem dúvidas, de caráter morfotectônico, no mínimo no que diz respeito às três primeiras. O modelo de evolução morfogenética de W.M. Davis pode constituir uma ferramenta fundamental das investigações em regiões de margem ativa, onde as manifestações tectônicas têm expressões “cataclísmicas” com relação ao tempo geológico da erosão. Em regiões de margens passivas e zonas intra-plataformais, os equilíbrios entre tectogênese e morfogênese justificam melhor a adoção do modelo de W. Penck.

No Brasil, tivemos a oportunidade de realizar investigações orientadas para a avaliação do papel da neotectônica no controle da evolução geomorfológica. Os resultados obtidos nos estados de Minas Gerais

(Saadi 1991), do Ceará (Saadi & Torquato 1994) e do Rio Grande do Norte (Bezerra et al. 1993), indicam que:

a- a compartimentação do relevo é, em praticamente todas as escalas, resultado de controles tectônicos diferentemente exercidos pelos diversos tipos de descontinuidades crustais;

b- este controle tectônico foi e é ativo, através de atividade recorrente envolvendo, inclusive, as áreas cratônicas;

c- as principais manifestações da erosão, uma vez isoladas de sua componente antrópica, mantêm estreitas relações com as características da instabilidade crustal;

d- os campos de voçorocas em áreas rurais mineiras correspondem a zonas de domeamento crustal e/ou zonas sísmogênicas articuladas sobre zonas de cisalhamento neo-cenozóicas;

e- os baixos cursos dos vales fluviais dos litorais Cearense e Potiguar constituem grabens gerados pela reativação de zonas de cisalhamento transcorrentes;

f- os regimes de tensões definidos são compatíveis com a “deriva” da Placa Sulamericana, durante o Cenozóico.

Com base nesses resultados e em observações realizadas em outras regiões brasileiras (Bacia Amazônica, Pantanal Mato-Grossense, litorais Paraense e Baiano, entre outros) esboçamos, em caráter preliminar, uma compartimentação morfotectônica da Plataforma Brasileira, além de uma proposta inicial de cronologia da atividade neotectônica (Saadi 1993).

REFERÊNCIAS

- AHNERT, F. 1970. Functional relationships between denudation, relief and uplift in large mid-latitude drainage basins. *Amer. Jour. Sci.*, 268: 243-263.
- ALGEO, T.J. & WILKINSON, B.H. 1991. Modern and ancient continental hypsometries. *Jour. Geol. Soc. London*, 148: 643-653.
- ANGELIER, J. 1990. Tectonique cassante et néotectonique. *Bull. Soc. Geol. Belgique*, 31:111-160.
- BAULIG, H. 1928. *Le plateau central de la France et sa bordure méditerranéenne. Étude géomorphologique*. Thèse de Doctorat, Paris, 591 p.
- BEZERRA, F.H.R.; SAADI, A.; MOREIRA, J.A.M.; LINS, F.A.P.L.; NOGUEIRA, A.M.B.; MACEDO, J.W.P.; LUCENA, L.F. & NAZARÉ JR., D. 1993. Estruturação neotectônica do litoral de Natal-RN, com base na correlação entre dados geológicos, geomorfológicos e gravimétricos. In: SIMP. NAC. EST. TECTO., Belo Horizonte-MG, 1993. Anais, SBG/MG, Belo Horizonte-MG, 1993, p. 317-321.
- BRUNET, R. 1967. *Les phénomènes de discontinuité en géographie*. Mémoires et Documents du CNRS, nouvelle série, volume 7, 117 p.
- CRISTOFOLETTI, A. 1973. As teorias geomorfológicas. *Notícia Geomorfológica*, 13(25):3-42.
- CRISTOFOLETTI, A. 1980. *Geomorfologia*. Ed. Edgard Blücher Ltda., São Paulo, 2 Edição.
- COSTA, J.E. & FLEISHER, P.J. (eds.).1984. *Developments and applications of geomorphology*. Springer, Berlin.
- CROWLEY, T.J. 1993. Climate change on tectonic time scales. *Tectonophysics*, 222: 277-294.
- DAVIS, W.M. 1889. The geographical cycle. *Geogr. Journ.*, 14: 481-504.
- DAVIS, W.M. 1909. *Geographical essays*. Ed. by D.W. Johnson, New York, Ginn and Co. (reimpresso por Dover Publ. Inc., 1954).
- FANIRAN, A. & JEJE, L.K. 1983. Humid tropical geomorphology. Longman Group Ltd., London.
- FOOKES, P.G. & VAUGHAN, P.R. (eds.). 1986. *A handbook of engineering geomorphology*. Surrey University Press, New York.
- HIGGINS, C.G. 1975. Theories of landscape development: a perspective. in: Melhorn, W.N. & Flemal, R.C. (eds.) 1975. *Theories of landform development*. G. Allen & Unwin, London, p.1-28.
- LEEDER, M.R. 1991. Denudation, vertical crustal movements and sedimentary basin infill. *Geol. Rundsch.*, 80: 441-458.
- LEINFELDER, R. & SEYFRIED, H. 1993. Sea level change: a philosophical approach. *Geol. Rundsch.*, 82: 159-172.
- KING, L.C. 1953. Canons of landscape evolution. *Bull. Geol. Soc. America*, 64: 721-732.
- KING, L.C. 1956. A geomorfologia do Brasil Oriental. *Rev. Bras. Geogr.*, 18(2): 147-265.
- KING, L.C. 1962. *Morphology of the Earth*. Oliver & Boyd, Edinburg.
- KLEIN, C. 1960. *La notion de rythme en morphologie*. Norois, 7:373-387.
- KLEIN, C. 1985. La notion de cycle en géomorphologie. *Rev. Géol. Dynam. Géogr. Phys.*, 26(2):95-107.
- MORISAWA, M. 1975. Tectonics and geomorphic models. in: Melhorn, W.N. & Flemal, R.C.(eds.) 1975. *Theories of landform development*. G. Allen & Unwin, London, p.199-216.
- OLLIER, C. 1981. *Tectonics landforms*. Longman, London.
- PENCK, W. 1924. *Die morphologische Analyse. Ein Kapitel der physikalischen Geologie*. Engelhorn's Nachf., Stuttgart, 283 p. (Tradução da obra em em língua inglesa por Czech, H. & Boswell, K.C. 1953. *Morphological analysis of landforms*. MacMillan and Co., London, 430 p.).
- PINET, P. & SOURIAU, M. 1988. Continental erosion and large-scale relief. *Tectonics*, 7(3): 563-582.
- PONCET, J. 1975. L' intérêt du concept de cataclisme. *L' Espace Géographique*, (1):65-72.
- SAADI, A. 1991. Ensaio sobre a morfotectônica de Minas Gerais. Belo Horizonte-MG, IGC/UFMG. Tese de Professor Titular, 300 p.
- SAADI, A. 1993. Neotectônica da Plataforma Brasileira: esboço e interpretações preliminares. *Geonomos*, Belo Horizonte-MG, 1(1): 1-15.
- SAADI, A. & TORQUATO, J.R. 1992. Neotectônica do Ceará: uma hipótese de interpretação global. In: CONGR. BRAS. GEOL., 37, São Paulo, 1992. Anais..., São Paulo, SBG, v.1: 597-598.
- SAADI, A. & TORQUATO, J.R. 1994. Contribuição à neotectônica do Estado do Ceará. *Revista de Geologia*, Fortaleza-CE., vol. 5.
- TRICART, J. 1968. *Précis de géomorphologie: 1- Géomorphologie structurale*. Sedes, Paris.
- VERSTAPPEN, H.T. 1983. *Applied geomorphology*. Elsevier, Amsterdam.