

Superfícies de aplainamento: antigos paradigmas revistos pela ótica dos novos conhecimentos geomorfológicos

André Augusto Rodrigues Salgado
(Professor Adjunto do Departamento de Geografia da Universidade Federal de Minas Gerais; Doutor em Evolução Crustal e Recursos Naturais pela Universidade Federal de Ouro Preto; Doutor em Geociências do Meio Ambiente pela Université Aix-Marseille III)

Resumo

As superfícies de aplainamento sempre constituíram um dos temas mais estudados e controversos da ciência geomorfológica. Diversos modelos foram concebidos para explicar sua gênese e evolução. Entretanto, muitos desses modelos encontram-se parcialmente ultrapassados pelos novos conhecimentos geomorfológicos. O presente estudo demonstra, através de revisão bibliográfica, que as superfícies de aplainamento possuem origem poligenética e que a justaposição de teorias constitui o caminho mais seguro para a compreensão desse fenômeno.

Abstract

The planation surfaces have always been one of the most studied and controversial subjects of the geomorphology. Several models were thought to explain their genesis and evolution. However, many of these models are partially surpassed by the new geomorphological knowledge. This study demonstrates, through bibliographical revision, that the planation surfaces have polygenetic origin and that the juxtaposition of the several theories is the best way to understanding this subject.

Agradeço aos
Drs. Roberto Célio Valadão,
César Augusto Chicarino
Varajão e Georges Grandin
as inúmeras discussões
geomorfológicas que tivemos
oportunidade de realizar.

Palavras-chave superfícies de aplainamento; teorias geomorfológicas; evolução do relevo continental.

Key words *planation surfaces; geomorphological theories; continental relief evolution.*

geosalgado@yahoo.com.br

Introdução

A partir de 1899, a ciência geomorfológica concebeu uma série de modelos que tratam da gênese e evolução das superfícies de aplainamento. Esses modelos visam a construir, com base no conhecimento dos processos que moldam a superfície do planeta, linhas gerais acerca de como a paisagem se transforma e de como os processos erosivos rebaixam o relevo de amplas áreas continentais. Entretanto, esses modelos apresentam significativas diferenças entre si, visto que cada um reflete os conceitos e os paradigmas de sua época. Em 1975, Adams realizou ampla revisão dessas teorias, concluindo que as superfícies de aplainamento existem e necessitam de condições de estabilidade tectônica por pelo menos 2 a 3 milhões de anos para serem formadas (ADAMS, 1975). Passados mais de trinta anos dessa revisão, poucos foram os trabalhos que analisaram as teorias que tratam da gênese e evolução das superfícies de aplainamento sob a ótica dos novos conhecimentos geomorfológicos. Este artigo tem por objetivo, com base em revisão bibliográfica, discutir os principais modelos de evolução do relevo continental, centrando suas análises no papel que os processos denudacionais, mecânicos e geoquímicos possuem no contexto das teorias nele abordadas, e para tanto divide-se em três partes: (i) apresentação das principais teorias; (ii) discussão dos preceitos teóricos fundamentais de cada uma delas; e (iii) considerações finais.

Teorias

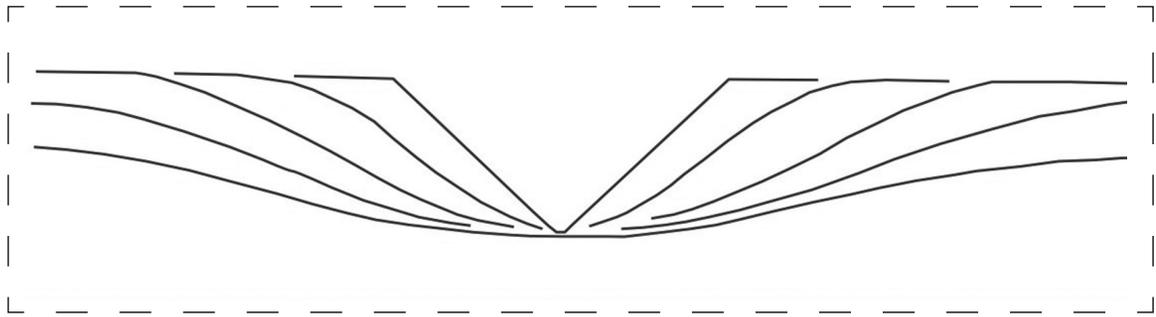
Teoria da peneplanação, de W. M. Davis

O mais antigo dos modelos que procuram elucidar a geodinâmica da superfície terrestre foi elaborado pelo norte-americano William Morris Davis em 1899 e constituiu-se como a primeira grande escola de pensamento geomorfológico. A escola davisiana denomina *ciclo geográfico ideal* o processo de evolução do relevo e de formação das superfícies de aplainamento. A paisagem é o resultado da inter-relação de três variáveis (DAVIS, 1899): (i) estrutura (soma das variáveis endógenas); (ii) processo (soma das variáveis exógenas); e (iii) tempo (sentido cronológico).

O ciclo de evolução do relevo proposto por Davis tem início com um rápido e generalizado soerguimento continental em relação ao nível de base geral, ou seja, aos oceanos. Segue-se um longo período com ausência de grandes atividades tectônicas, embora o autor da teoria admita que pequenos eventos tendam a ocorrer (DAVIS, 1899). Esse rápido soerguimento cria condições para que o relevo seja moldado pelos processos erosivos, uma vez que faz com que exista uma significativa diferença gradiente entre os continentes e os oceanos. Esse processo de desgaste erosivo dos continentes desenvolve-se em condições climáticas úmidas, e a maior presença de água permite um desgaste mais acentuado do relevo e de suas rochas constituintes.

Após o soerguimento e em condições de quietude tectônica e clima úmido, inicia-se o processo de lento e progressivo desgaste erosivo dos continentes. Esse processo caracteriza-se pelo rebaixamento vertical contínuo das vertentes (*downwearing*) (FIG. 1), acontece a longo termo, ou seja, requer milhões de anos para ocorrer, e pode ser dividido em três fases (DAVIS, 1899): juventude, maturidade e senilidade.

FIGURA 1 *Downwearing*, como concebido por William Morris Davis



Fonte: DAVIS, 1899, segundo VALADÃO, 1998, p. 39.

A juventude compreende o início do processo denudacional, logo após o rápido e generalizado soerguimento continental (FIG. 2). Nessa fase inicial os cursos fluviais possuem alta energia em função da elevada diferença de gradiente entre os continentes e o nível de base geral. O desgaste vertical é rápido, e a diferença de cota entre os interflúvios e o fundo dos vales tende a aumentar. Esse aumento de diferença de cotas ocorre em razão de que: (i) os fundos de vale concentram muito mais água do que os interflúvios e, conseqüentemente, são erodidos com maior rapidez; e (ii) os fundos de vale ainda apresentam elevada altitude em relação ao nível de base, e, portanto, os processos erosivos são agressivos em seu interior. Uma vez que os fundos de vale já se encontrem rebaixados, inicia-se período caracterizado pela crescente diminuição da diferença de cotas entre eles e os interflúvios (FIG. 2). O tempo necessário para que esse processo ocorra é superior ao anterior, caracterizado pelo aumento da diferença de cotas entre fundos de vale e interflúvios. Isso acontece porque os principais cursos fluviais já adquiriram equilíbrio com seu nível de base, e, sendo assim, a denudação passa a se concentrar nos vales de seus tributários, que tendem a buscar também esse equilíbrio. Essa denudação mais intensa nos tributários favorece dois processos que se mostram propensos a diminuir a diferença de gradiente entre os interflúvios e os fundos de vale: (i) as cabeceiras mais distantes dos vales principais começam a ser erodidas mais intensamente; e (ii) o trabalho erosivo dos tributários favorece, por conseqüência, os processos erosivos nas vertentes, que assim tendem a diminuir sua declividade.

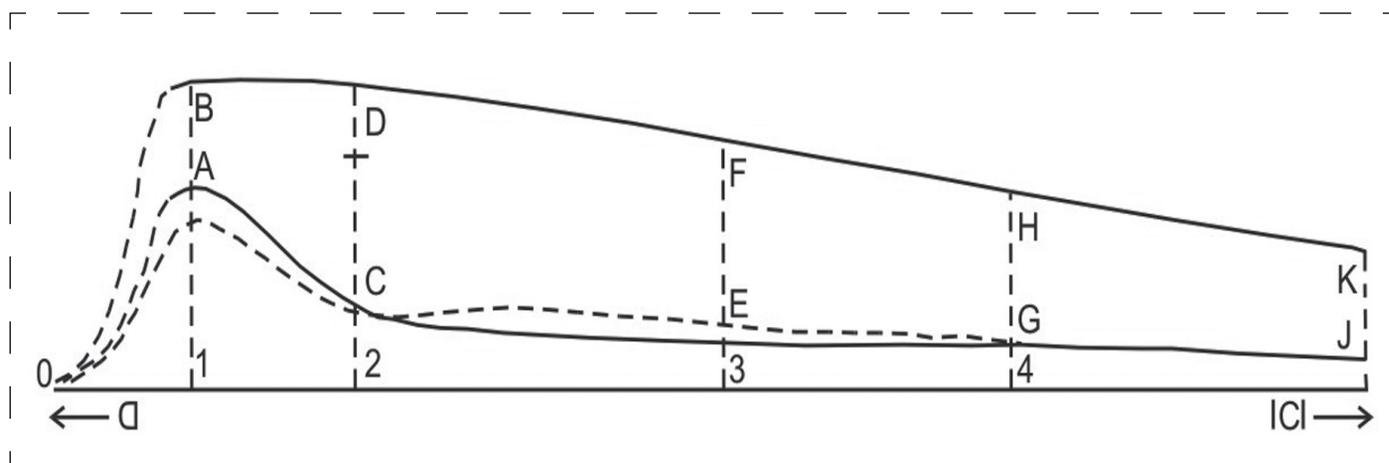
Já a maturidade plena é caracterizada pela progressiva e lenta perda de energia do sistema. É caracterizada ainda pelo crescente arredondamento das formas do relevo, bem como pela constante diminuição da diferença de cotas entre os interflúvios e os fundos de vale, que se apresentam cada vez mais rebaixados (FIG. 2).

A fase senil corresponde ao momento em que o relevo dos continentes já se encontra quase que completamente rebaixado pelos processos denudacionais. A diferença de cota entre os fundos de vale e os interflúvios é muito pequena, e a declividade das vertentes apresenta-se suave (FIG. 2). Os cursos fluviais já se encontram tão rebaixados em relação ao nível do mar, que a energia do sistema fluvial se torna diminuta. Essa energia bastante reduzida faz com que esses cursos fluviais se tornem lentos e com pequena competência. Em função da baixa altitude das porções continentais em relação ao oceano, os processos denudacionais apresentam-se também pouco agressivos. Devido a essa baixa agressividade, o tempo necessário para produzir pequenos rebaixamentos no relevo é,

nessa fase, por vezes superior ao tempo de duração de todas as fases anteriores reunidas (DAVIS, 1899). Amplas superfícies aplainadas formam-se no entorno dos fundos de vale que primeiramente alcançaram, ainda na fase juvenil, cotas pouco significativas. Essas amplas superfícies aplainadas são denominadas peneplanos e tendem a se expandir à medida que a fase senil se perpetua. Alguns relevos residuais podem sobreviver ao processo de aplainamento, os quais são denominados *monadnocks*. A fase senil perpetua-se até que um novo soerguimento generalizado dê início a um novo ciclo. Para Davis (1899), esse novo soerguimento pode ocorrer a qualquer momento do ciclo, ou seja, não é necessário que um ciclo se conclua para que um soerguimento dê início a outro. Os ciclos que não alcançam as três fases Davis (1899, p. 501, tradução nossa) denomina “ciclos abortados”.

Segundo Davis (1899), a atividade fluvial possui fundamental importância no processo de transformação de superfícies soerguidas e enrugadas em superfícies rebaixadas e aplainadas. São os cursos fluviais que coordenam a denudação do relevo, rebaixando seus vales, da foz em direção às cabeceiras. Nesse contexto, as superfícies aplainadas tendem a se formar nos litorais e seguir em direção ao interior.

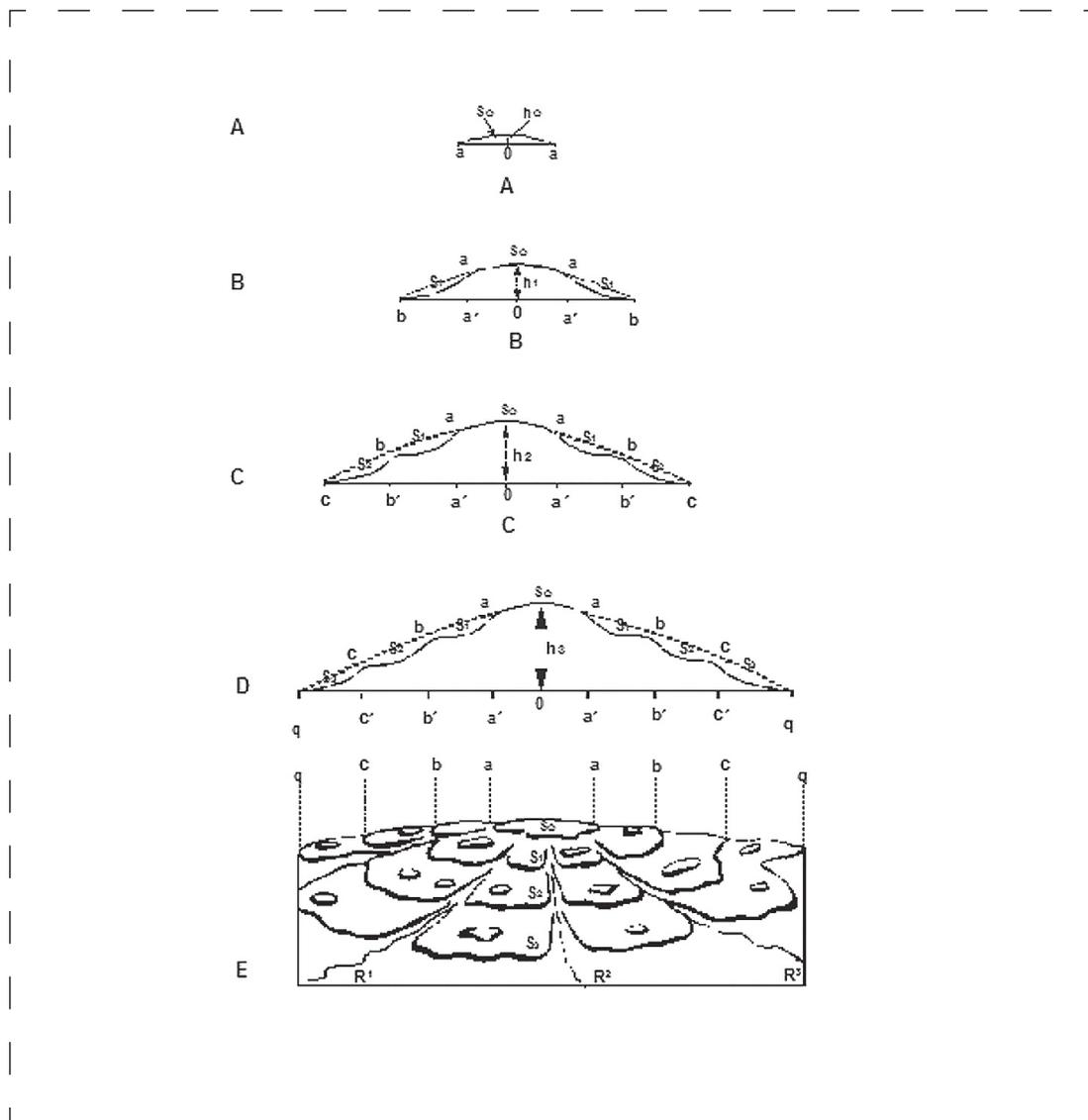
FIGURA 2 O “ciclo geográfico ideal” proposto por William Morris Davis



Fonte: DAVIS, 1899, p. 486.

A linha de base representa a linha do tempo. As linhas verticais representam a altitude média do modelado em relação ao nível do mar, sendo que B, D, F, H e K correspondem à altitude média dos interflúvios, e A, C, E, G e J correspondem à altitude média dos fundos de vale. As diferenças entre BA, DC, FE, HG e KJ correspondem à diferença de cota média entre os topos de morro e os fundos de vale em cada um dos momentos, que são respectivamente denominados 1, 2, 3 e 4. O momento 1 representa a fase final do soerguimento. O momento 2 é aquele em que a diferença de cota entre os interflúvios e os fundos de vale é mais destacada, em razão de os fundos de vale, graças ao acúmulo de água e ao trabalho erosivo dos canais fluviais, serem denudados mais intensamente que os interflúvios. O período 3-4 corresponde àquele em que o desgaste das terras altas é mais acentuado, colaborando para o aplainamento do relevo. A partir do momento 4 o modelado já foi profundamente denudado, motivo pelo qual os processos denudacionais então se desenvolvem de forma muito mais lenta.

FIGURA 3 – Evolução do relevo escalonado proposta por Walther Penk



Fonte: KLEIN, 1985, p. 100.

- A) S_0 = superfície somital inicial antes do primeiro período de soerguimento; a = nível de base da S_0 ; h_0 = altitude inicial da superfície S_0 .
- B) Após um primeiro período de soerguimento forma-se S_1 = superfície incorporada ao soerguimento que tem em b seu nível de base; h_1 corresponde ao total do soerguimento; a' corresponde à escarpa que delimita S_0 de S_1 . Forma-se o primeiro "degrau" no relevo.
- C) Após um novo período de soerguimento incorpora-se S_2 , que tem c por nível de base e está separada da S_1 pela escarpa b' ; h_2 corresponde ao total de soerguimento. Forma-se o segundo "degrau" no relevo.
- D) Após um novo período de soerguimento incorpora-se S_3 , que tem q por nível de base e está separada da S_2 pela escarpa c' ; h_3 corresponde ao total de soerguimento. Forma-se o terceiro "degrau" no relevo.
- E) Visão tridimensional da fase anterior (FIG. 3D), onde fica visível o relevo em escadaria. R_1 , R_2 e R_3 correspondem às redes de drenagem principais.

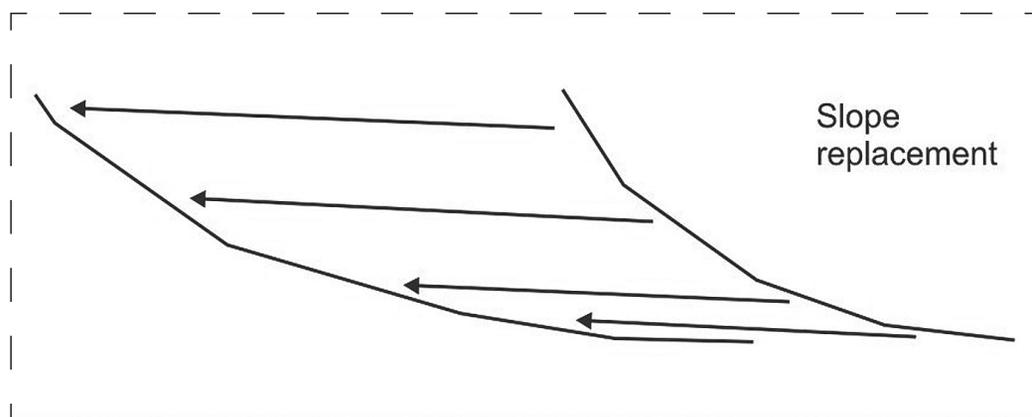
Teoria do primärrumpf, de W. Penk

Seguindo a ordem cronológica, a segunda teoria que marcou a evolução do pensamento geomorfológico foi a elaborada pelo alemão Walther Penk em 1924. A principal característica do modelo penkniano é a crença de que o relevo é formado graças ao contraponto das forças endógenas com as exógenas. Para Penk (©1924), períodos com predomínio de forças endógenas produzem elevações e o enrugamento do relevo; quando, ao contrário, prevalecem as forças exógenas, essas elevações tendem a ser rebaixadas, e o modelado, aplainado. Penk (©1924) ainda baseia sua teoria na existência de níveis de base locais, uma vez que considera que não são somente os oceanos que se constituem como níveis de base para os processos denudacionais.

Para Penk (©1924), a evolução do modelado começa por um soerguimento tectônico de uma superfície quase plana (*primärrumpf*). Esse soerguimento possui uma área central e, à medida que essa área ganha altitude, ele se estende em direção às regiões periféricas, fato que produz um relevo em forma de domo (FIG. 3). Quando o soerguimento perde força, a erosão mecânica e/ou a denudação geoquímica passam a ser predominantes e tendem a aplainar as porções mais periféricas do domo, e um novo soerguimento ocorre. Quando esse processo tectônico perde força, a denudação cria duas superfícies de altitudes diferentes: uma, mais elevada, próxima ao centro do domo (*piedmontfrüppen*) e outra na região periférica (FIG. 3). Entre as duas ocorre um escarpamento, que, como um degrau no relevo (*piedmont*), constitui a testemunha de dois soerguimentos distintos. Dessa maneira, a sucessão de períodos de soerguimento e quietude tectônica produz um relevo em forma de escadaria (*piedmontflachen*) (FIG. 3), onde cada superfície, cada ponto dos cursos fluviais e mesmo cada concavidade de vertente constituem um nível de base para o que está a montante.

No processo de evolução do modelado em escadaria, as vertentes evoluem, a princípio, predominantemente por retração lateral (*backwearing*), para, em seguida, predominar o rebaixamento vertical (*downwearing*) (FIG. 4). Para Penk (©1924), os tipos de rocha e de clima são importantes mas não alteram significativamente o processo de evolução do modelado, podendo apenas retardá-lo ou facilitá-lo. Desse modo, rochas mais resistentes constituirão o substrato dos relevos residuais.

FIGURA 4 – *Backwearing* seguido de *downwearing* na fase final de aplainamento



Fonte: PENK, 1953.

Teoria de pediplanação, de L. C. King

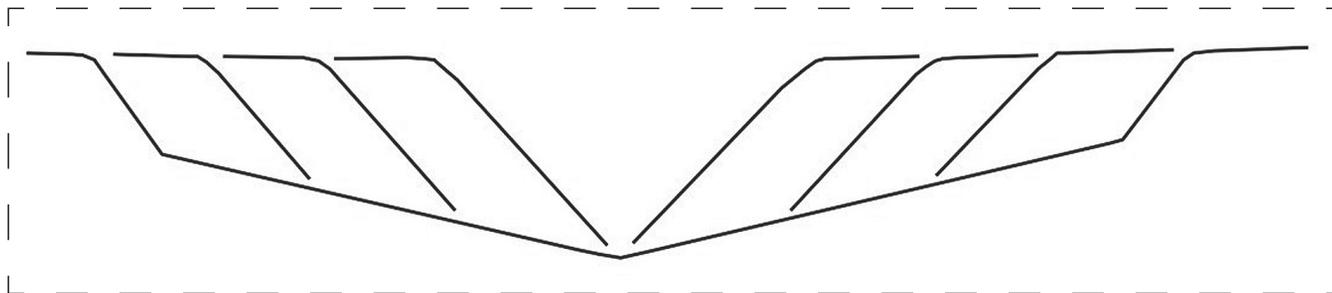
A terceira grande teoria acerca da evolução do relevo foi o modelo de pediplanação elaborado pelo sul-africano Lester Charles King em 1953, no qual o clima possui fundamental importância na gênese dos aplainamentos.

Para King (1953), os aplainamentos ocorrem em regiões submetidas não só a condições de relativa calma tectônica mas também a condições climáticas com tendência à aridez. Essas condições climáticas são necessárias, porque se caracterizam por uma fraca cobertura vegetal e por chuvas esporádicas porém fortes.

O processo de gênese de uma nova superfície aplainada, para King (1953), tem início com a incisão fluvial, em razão de um soerguimento subcontinental ou do rompimento de um nível de base, em uma área árida ou semi-árida. Após os cursos fluviais terem rebaixado seus leitos até uma cota em equilíbrio com seu novo nível de base, inicia-se o trabalho de alargamento dos vales fluviais. Nesse momento, inicia-se também o processo de retração lateral das vertentes (*backwearing*) (FIG. 5). No entanto, segundo King (1953), não é o trabalho fluvial mas sim os processos que ocorrem em vertente aqueles que são capazes de gerar amplas superfícies aplainadas. Vale ressaltar que o escoamento das águas fluviais no topo da antiga superfície que sofreu a incisão será laminar e, portanto, pouco erosivo (KING, 1953); esse fluxo será porém concentrado e, por isso, altamente erosivo ao longo das vertentes, favorecendo-lhes a retração lateral (*backwearing*) (FIG. 5).

O processo de retração lateral das vertentes tem, por consequência, o acúmulo de material detrítico

FIGURA 5 – *Backwearing*, conforme proposto por Lester Charles

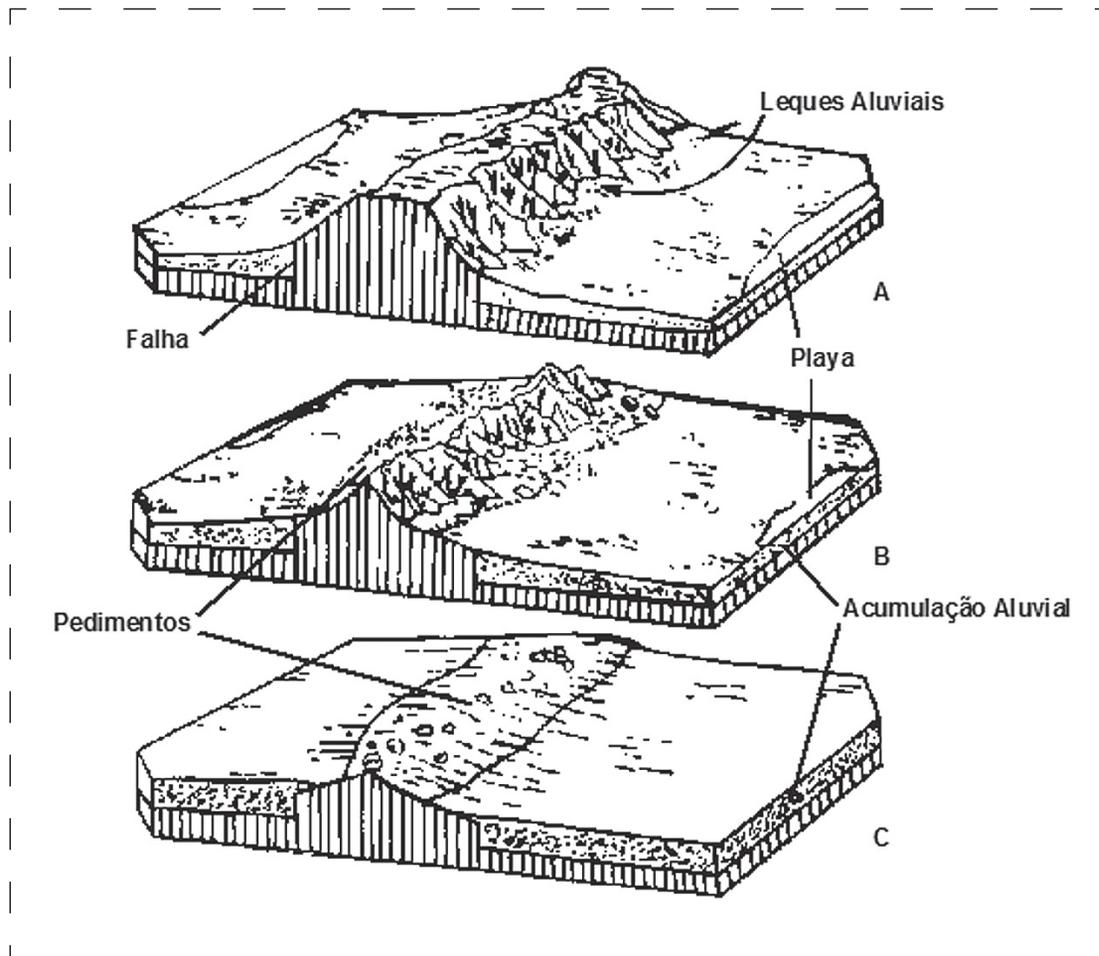


Fonte: KING, 1953, segundo VALADÃO, 1998, p. 42.

na sua base. Esse material detrítico acumular-se-á na forma de rampas suaves, denominadas pedimentos, que se estendem da base das vertentes em direção aos leitos fluviais (FIG. 6). A perpetuação das condições de aridez do clima favorecerá a coalescência desses pedimentos e a formação de ampla superfície aplainada, denominada pediplano. Vale ressaltar que algumas vertentes sobreviverão ao processo erosivo, constituindo relevos residuais denominados *inselbergs*. Esses *inselbergs* preservarão em seu topo a cota da antiga superfície que sofreu incisão, possuirão na base de sua escarpa um acúmulo de blocos provenientes do colapso de partes desta, e, por fim, apresentarão o pedimento, que se estenderá em direção ao leito fluvial.

O resultado final no relevo é a formação de duas superfícies de aplainamento de idades diferentes:

FIGURA 6 Evolução geomorfológica de áreas soerguidas e falhadas em regiões de clima com tendência à aridez



Fonte: LONGWELL; FLINT, 1962.

a mais nova, com menor cota; e a mais antiga, preservada no topo dos relevos residuais que resistiram ao processo de formação da nova superfície. Uma nova incisão reiniciaria o processo, culminando com a formação de três superfícies de aplainamento.

Teoria da etchplanação, de J. Büdel

Dentre as grandes teorias acerca da evolução da paisagem, a da etchplanação foi a que requereu mais tempo para ser formulada. Suas origens estão nas pesquisas realizadas por E. J. Wayland em 1933, em Uganda, na África. Esse pesquisador, ao constatar que o escalonamento de superfícies aplainadas não poderia ser explicado pela teoria da peneplanação, uma vez que coexistiam, lado a lado, na África Oriental, superfícies de aplainamento de diferentes idades e com diferentes cotas e níveis de base, propôs que as superfícies aplainadas de cota altimétrica mais baixa seriam formadas pela erosão parcial ou total de um espesso manto de alteração que recobriria uma superfície somi-

tal (WAYLAND, ©1933). No entanto, a teoria da etchplanação só ganharia corpo teórico com os trabalhos do alemão Julius Büdel, que, em 1957, lançou suas bases conceituais.

O modelo de evolução das paisagens proposto por Büdel (1982) é baseado na conjunção de dois fatores: relativa quietude tectônica e existência de condições climáticas tropicais semi-úmidas. A quietude tectônica proposta por Büdel (1957) é relativa, visto que esse autor admite que lentos e pequenos soerguimentos possam ocorrer sem comprometer as linhas gerais do processo de aplainamento do relevo. Já as condições climáticas tropicais semi-úmidas se justificam em virtude de os ambientes sob essas condições serem caracterizados pela atividade biológica intensa, pela existência da savana, pelas altas temperaturas e pela existência anual de uma estação úmida e outra seca. Desse modo, Büdel (1982) prevê que regiões tropicais com estabilidade tectônica e período chuvoso com duração de 6 a 9 meses se constituem como áreas ideais para a formação das superfícies de aplainamento. No entanto, áreas em que a estação úmida dura entre 4 e 6 meses ainda seriam capazes, em velocidade reduzida, de produzir aplainamentos. Para Büdel (1982), regiões que não possuem essas condições climáticas mas apresentam modelados aplainados não tiveram seus aplainamentos formados nas atuais condições climáticas, ou seja, no passado apresentaram condições paleoambientais semi-úmidas.

Tendo por base essas duas condições, a escola da etchplanação entende que os aplainamentos são formados e evoluem graças a um “mecanismo de duplo front” (BÜDEL, 1957, p. 361, tradução nossa): (i) superfície exumada de lavagem (*washing surface*); e (ii) superfície basal de intemperismo (*leaching surface*). A superfície de lavagem corresponde à superfície do modelado propriamente dita onde predominam os processos mecânicos de escoamento pluvial (*washing*). Já a superfície basal de intemperismo é extremamente irregular e localiza-se em subsuperfície onde a rocha é lixiviada e a denudação química (*leaching*) predomina.

Para o modelo de etchplanação, os aplainamentos têm início quando uma região adquire clima tropical semi-úmido e estabilidade tectônica. Nessas condições o intemperismo químico age de forma intensa e constante durante todo o ano. A alta intensidade desses processos permite a criação de um espesso manto de intemperismo. Esse espesso manto de alteração tem por base a superfície basal irregular de intemperismo. Nessa superfície ocorrem o apodrecimento das rochas sãs e a perda de massa litosférica, graças à matéria que sai do sistema intemperizado em solução na água subterrânea. No entanto, a principal contribuição da superfície basal de intemperismo aos aplainamentos reside na preparação de material para a ação dos processos mecânicos que ocorrem na superfície de lavagem. Esses processos são caracterizados pela erosão laminar, que, graças ao escoamento da água pluvial, erode e rebaixa as vertentes. Essa erosão, nas condições tropicais semi-úmidas, é facilitada pela vegetação de savana, que não protege completamente o solo do gotejamento pluvial. Nesse ambiente de dupla superfície, a rede fluvial possui fundamental importância em razão de favorecer o transporte dos sedimentos carreados das vertentes pela erosão pluvial e, graças à erosão fluvial lateral, criar concavidades nas vertentes, que também favorecem a erosão pluvial.

No entanto, a quietude tectônica proposta pela escola de etchplanação não é total, e, sendo assim, pequenos soerguimentos podem ocorrer. Esses soerguimentos seriam responsáveis por gerar escarpamentos e degraus nas superfícies aplainadas. Esses degraus ainda teriam origem nas diferenças de resistência que blocos litosféricos possuem frente ao intemperismo químico que ocorre na superfície basal de intemperismo. Blocos mais falhados e menos resistentes quimicamente tendem a ser

denudados mais rapidamente que seu entorno e por isso podem se apresentar mais rebaixados. Ao contrário, blocos rochosos menos falhados e fraturados e/ou com composição mais resistente aos processos geoquímicos tendem a sofrer menor intemperismo na superfície basal de intemperismo e, sendo assim, ao serem exumados pela erosão superficial, originam os relevos residuais (BÜDEL, 1982). Por fim, merecem destaque na teoria de Büdel (1957, 1982) as crostas lateríticas, que teriam sua origem intimamente ligada aos processos geoquímicos que ocorrem no interior do manto de alteração e por vezes favorecem a inversão do relevo, bem como a formação de um relevo relíquo, graças à alta resistibilidade que essas crostas possuem frente aos processos intempéricos.

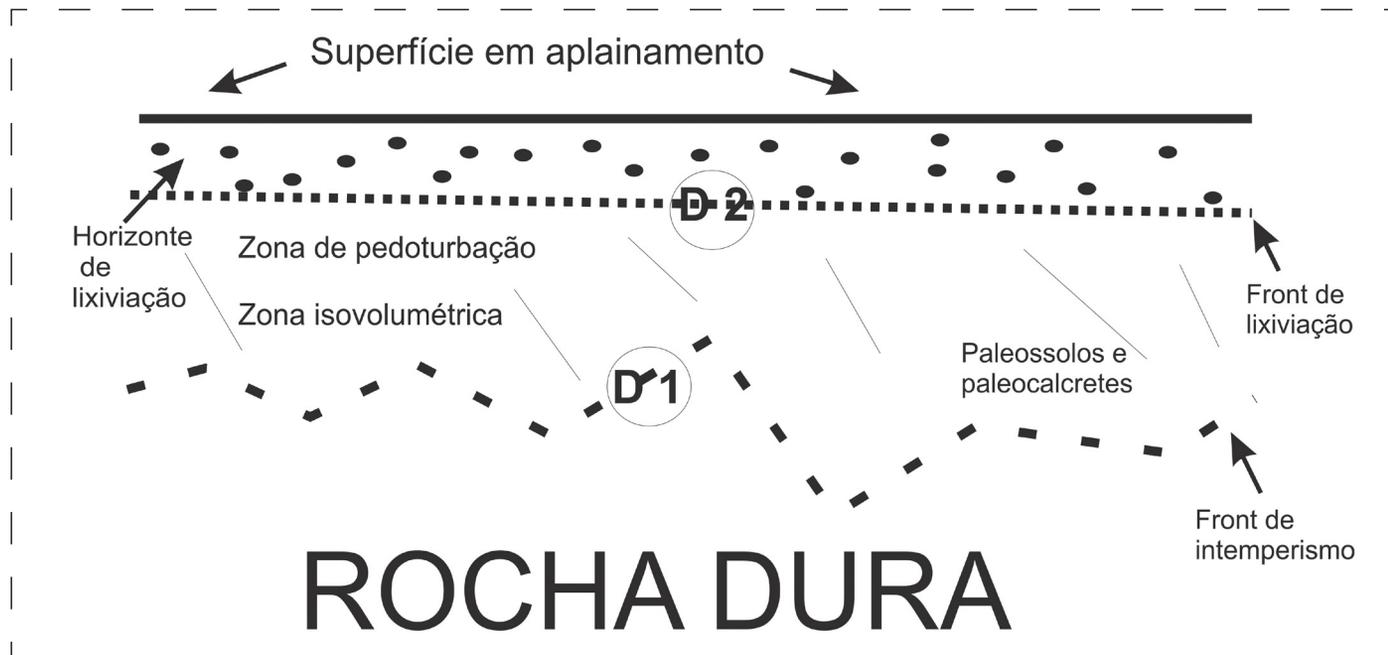
Teoria do aplainamento por mudanças climáticas, de G. Millot

A teoria do aplainamento por mudanças climáticas, embora não possua grande reconhecimento internacional, constitui a mais recente dentre as teorias acerca da evolução da paisagem discutidas neste trabalho. Possui sua gênese nas investigações geoquímicas, pedológicas, geológicas e geomorfológicas realizadas por pesquisadores franceses na África Ocidental entre fins da década de sessenta e início da década de oitenta. Nesses trabalhos (MILLOT, 1983), foi possível concluir que as amplas superfícies aplainadas encontradas em todo o globo não poderiam ser explicadas apenas em função da erosão fluvial. Para Millot (1983), as superfícies aplainadas teriam sua gênese em regiões áridas ou semi-áridas que, antes de estarem conformadas a esse tipo de clima, estiveram submetidas a condições climáticas mais úmidas por tempo suficiente para que ocorresse um intenso processo de alteração do manto de intemperismo. Logo, para essa teoria, a gênese dos aplainamentos estaria na sucessão de climas ao longo do tempo geológico e não, conforme previsto na teoria da etchplanação (BÜDEL, 1957), na sucessão de estações ao longo do ano.

A teoria do aplainamento climático considera que as superfícies de aplainamento são formadas inicialmente em condições climáticas semi-úmidas pela junção de três processos: (i) intemperismo da rocha fresca em subsuperfície; (ii) transformação pedogenética do material anteriormente alterado; e (iii) erosão superficial. A esses três processos Millot (1977, 1980, 1983) agrega a idéia de três superfícies ou discordâncias (FIG. 7): (i) superfície formada no contato da rocha fresca com a base do nível freático, denominada discordância geológica; (ii) superfície de alteração pedogenética, denominada discordância pedológica; e (iii) superfície exumada.

Para essa teoria, todo o processo tem início em subsuperfície, com a intemperização da rocha fresca no contato entre a base do lençol freático e a rocha sã – região denominada, nessa teoria, discordância de intemperismo. Essa alteração produz dois efeitos (MILLOT, 1977): (i) exportação de material iônico do sistema intemperizado; e (ii) transformação de minerais primários da rocha em minerais secundários de alteração. No entanto, deve-se ressaltar que esse processo é isovolumétrico, ou seja, não afeta o volume da rocha alterada e, sendo assim, não produz aplainamentos. Logo, esse processo é responsável unicamente pela preparação do material para a ação dos processos posteriores. A supressão das irregularidades do relevo ocorre quando o material já anteriormente intemperizado entra em processo de desequilíbrio pedobioclimático. Esse desequilíbrio favorece alterações intempéricas volumétricas que, dessa forma, começam a suprimir as irregularidades do relevo. Porém, para Millot (1977, 1983), se mantidas as condições climáticas iniciais úmidas e semi-úmidas, a agressividade dos processos denudacionais ao longo do manto de alteração não será suficiente para aplainar o relevo. Esses processos geoquímicos são necessários principalmente

FIGURA 7 – Dupla superfície ou discordância que gera aplainamentos



D1) Discordância ou superfície geológica;
D2) Discordância ou superfície pedológica.

Fonte: Adaptado de MILLOT, 1983, p. 60.

como um estágio preparatório para os processos mecânicos superficiais, visto que são estes os que de fato possuem alta capacidade de gerar aplainamentos. Essa capacidade só se manifesta quando exercida sobre material já alterado e em condições de clima árido, nas quais a erosão mecânica é mais agressiva. Logo, o relevo só será aplainado pela sucessão de climas, sendo que os climas úmidos, na medida que alteram as “rochas frescas”, preparam material para que, nos climas secos, a erosão mecânica superficial aplane o relevo.

Os novos conhecimentos geomorfológicos

Tectônica

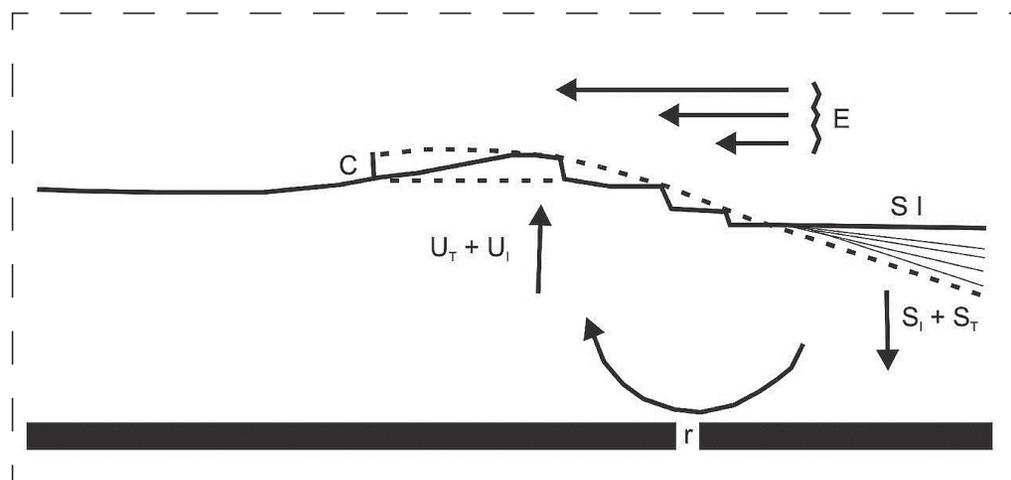
Condições de estabilidade tectônica são reconhecidas como necessárias à formação de superfícies de aplainamento em todas as teorias aqui analisadas. Entretanto, essas teorias têm idéias diversas sobre como se desenvolve essa estabilidade e sobre sua intensidade. Para Davis (1899), no início do processo de evolução do modelado ocorre um soerguimento generalizado de ordem continental, seguido por um longo período de estabilidade tectônica. Porém, sendo quase um século mais antiga do que as modernas teorias tectônicas (tectônica de placas), essa idéia encontra-se obsoleta: os soerguimentos não ocorrem como Davis (1899) previu, e a estabilidade tectônica, mesmo em margens passivas de placa, não é longa o suficiente para rebaixar os continentes até o nível do mar.

As teorias de King (1953), Büdel (1957, 1982) e Millot (1977, 1983) possuem conceitos tectônicos mais modernos. Segundo elas os movimentos crustais são dinâmicos e, dada a existência de níveis

de base regionais, o tempo necessário para formar uma superfície de aplainamento é sensivelmente menor do que aquele necessário para aplainar os continentes ao nível dos oceanos. Entretanto, é na teoria de Penk (©1924) que a tectônica possui um papel fundamental, e isso ocorre independentemente de os conhecimentos tectônicos da época em que ela foi elaborada terem sido ultrapassados pelos atuais e de ser simplista pensar que os soerguimentos sistematicamente produzam um relevo em domo.

Diversos pesquisadores realizaram trabalhos geomorfológicos nos quais observaram uma organização do relevo em forma de escadaria em margens passivas de placa, como, por exemplo, Saadi (1995) e Valadão (1998) na região oriental do Brasil, Büdel (1982) na África e Summerfield (1991) em diversas partes do globo. Segundo Thomas e Summerfield (1987) e Summerfield (1991), esse tipo de organização do relevo resulta da evolução das margens passivas de placa desde o pré-rifte até o pós-rifte, que tem por consequência um soerguimento, de velocidade variável, da borda continental e um rebaixamento da borda oceânica. Após a separação de placas, essa tectônica seria resultado de uma relação entre continente/erosão/soerguimento e oceano/deposição/subsidência. Os cursos fluviais fortemente erosivos (montanhas na borda do mar) denudam o continente, depositando sedimentos nas zonas litorâneas adjacentes. Por consequência, além dos soerguimentos termiais, as bordas continentais soerguem-se por isostasia, enquanto as bordas oceânicas sofrem subsidência (FIG. 8). Como a erosão será mais intensa no lado oceânico das montanhas litorâneas, um escarpamento formar-se-á nessa área. Em decorrência da forte ação erosiva dos cursos fluviais, as bacias hidrográficas movimentar-se-ão em direção ao interior do continente. Tal processo não permitirá que superfícies de aplainamento se formem na vertente oceânica das montanhas litorâneas, as quais entretanto se formarão na sua vertente continental. Em períodos de soerguimento mais intenso, essas superfícies serão soerguidas, e assim, ao longo do tempo geológico, será formado um relevo em escadaria.

FIGURA 8 Movimento rotacional das margens passivas



Fonte: THOMAS; SUMMERFIELD, 1987.

U_T = Soerguimento termial;
 U_I = Soerguimento isostático devido a denudação;
 S_T = Subsidência termalmente derivada;
 S_I = Subsidência isostática por acúmulo de sedimentos;
 r = Rotação da margem em função de $S_I + U_T$;
 E = Retração do escarpamento oceânico;
 C = Topografia gerada pelo processo de "rifting".

Saadi (1993) estabeleceu que os soerguimentos na margem passiva da placa sul-americana possuem relação com períodos de tectônica mais ativa nos Andes. Valadão (1998) verificou que os períodos de soerguimentos mais importantes no Brasil oriental correspondem aos de maior atividade tectônica naquela cordilheira orogênica, bem como aos de maior produção de crosta oceânica na cadeia mesoatlântica. Saadi (1993) também estabeleceu relações entre tectônica andina e reativamento de falhas no Brasil. Sendo assim, a margem passiva brasileira (Brasil oriental) está submetida a períodos de soerguimento de intensidade variável de acordo com a dinâmica da placa sul-americana. Esse processo estende-se a outras regiões do globo que são intensamente erodidas e, conseqüentemente, sofrem soerguimento por isostasia (PHILLIPS, 2005). Logo, mesmo sem ter conhecimento desses processos, Penk (©1924) propôs um modelo de evolução da paisagem com uma tectônica similar (soerguimentos de velocidade variável), capaz de produzir um relevo com superfícies de erosão escalonadas.

Níveis de base

Para Davis (1899), apenas os oceanos são níveis de base para os aplainamentos. Penk (©1924) ampliou essa noção, ao considerar que os cursos fluviais e as concavidades nas vertentes também são níveis de base para todo o relevo a montante. Entretanto, foi o trabalho de King (1953) que estabeleceu a moderna noção acerca de nível de base, mostrando que qualquer ponto de um curso fluvial ou de uma vertente constitui nível de base para o relevo a montante. Essa noção de King (1953) tornou-se paradigma para as posteriores teorias relativas à evolução da paisagem (ADAMS, 1975). De fato, Valadão (1998) reconhece não nos oceanos mas sim no piso da Depressão São Franciscana o nível de base para as superfícies de aplainamento existentes no Brasil oriental. Da mesma forma, Summerfield (1991) e Thomas (1994) reconhecem que as superfícies de aplainamento existentes na África, no Brasil, na Índia e na Austrália são controladas por níveis de base intracontinentais.

A noção dos oceanos como nível de base para os aplainamentos continentais foi definitivamente provada como falsa graças ao trabalho de Koss, Etheridge e Schumm (1994), que observaram que apenas as regiões litorais com forte declividade (superior a 8%) e que sofrem regressões e transgressões marinhas de forte amplitude podem induzir um processo de alteração na denudação continental.

Clima e processos

A propósito do clima e dos processos que formam aplainamentos, a teoria de Davis (1899) comporta conceitos ainda válidos: clima úmido e *downwearing*. Os processos geoquímicos são responsáveis não apenas pela perda de massa continental – cerca de 35%, segundo Leeder (1991) – como também pela transformação da rocha sã em material friável, material esse mais facilmente erodido pelos processos mecânicos. Não se questiona, com isso, a importância dos processos erosivos mecânicos e do *backwearing* na evolução do modelado, os quais, desde o trabalho publicado por Byran em 1922, são reconhecidos como amplamente predominantes em regiões áridas (BYRAN, ©1922). O que se discute é se esses processos possuem força suficiente para aplainar regiões que não sofreram desgaste geoquímico nem *downwearing*. Turkington, Phillips e Campbell (2005) afirmam que o clima úmido e o *downwearing* são fatores indispensáveis à formação dessas superfícies. Logo, as afirmações de Penk (©1924) de que o tipo de clima não afeta as linhas gerais de evolução do modelado são postas em

dúvida, registrando-se, no entanto, que esse autor também introduziu conceitos ainda atuais acerca dos processos de evolução das vertentes, ao afirmar que estas evoluem, a princípio, principalmente por *backwearing* e, após perderem declividade, principalmente por *downwearing*.

A questão mais relevante entre os processos que agem na formação das superfícies de aplainamento é definir se elas podem ser formadas em clima semi-úmido (BÜDEL, 1957, 1982) ou se, após o clima úmido, existe a necessidade de um clima árido para que o relevo seja aplainado (MILLOT, 1977, 1980, 1983). A favor de Millot pode-se afirmar que a maior parte das atuais e bem conservadas superfícies de aplainamento está localizada em regiões de clima árido ou semi-árido (KING, 1953); a favor de Büdel deve-se computar o fato de que ele explicou de maneira bem mais completa que Millot o processo de erosão fluvial, de evolução das vertentes e de supressão das irregularidades do relevo na formação das superfícies de aplainamento.

Considerações finais

Os modelos de evolução da paisagem podem ser distinguidos entre tectônicos – Davis (1899) e Penk (©1924) – e climáticos – King (1953), Büdel (1957, 1982) e Millot (1983). Essa diferença decorre do fato de que cada modelo é o resultado, entre outras coisas, dos paradigmas e do conhecimento científico disponíveis na época em que foi elaborado. Dessa forma, mesmo que cada um possua aspectos que possam ser considerados obsoletos ou equivocados, cada um também contribui para elucidar a gênese do modelado. Se, por um lado, Davis (1899) aporta conceitos de base da geomorfologia, por outro lado considera os oceanos como único nível de base. Se em Penk (©1924) as relações entre forças endógenas e exógenas são bem estabelecidas, o mesmo não ocorre quanto à importância do clima na evolução dos aplainamentos. Se King (1953) melhora o conceito de nível de base, em contrapartida não aprofunda as questões relativas à importância da alteração química das rochas na formação dos aplainamentos. Se Büdel (1957, 1982) aprofunda os conceitos acerca da importância da alteração das rochas, contrariamente não explora de maneira mais incisiva o papel de um clima árido na gênese dos aplainamentos. Se Millot (1977, 1980, 1983) explora as alternâncias de clima, sua teoria deixa a desejar ao não definir a importância da erosão fluvial e ao não fornecer conceitos precisos sobre estabilidade tectônica.

Entretanto, a justaposição de teorias é possível. Büdel (1982) propõe que sua teoria de duplo front de evolução da paisagem seja associada à de Penk (©1924) para explicar a gênese das superfícies de aplainamento em regiões submetidas a um soerguimento lento e contínuo.

Adams (1975) afirma que nenhuma teoria pode explicar completamente as superfícies de aplainamento, por ser a gênese delas extremamente complexa: elas são resultado da ação dos dois tipos de denudação, de processos endógenos e exógenos, do *backwearing* e do *downwearing*, de erosão fluvial e pluvial etc. Além disso, todos esses fatores são extremamente variáveis na escala *tempo/espaço*, o que torna impossível explicar as origens das superfícies de aplainamento por uma única teoria. O que se pode seguramente concluir é que as superfícies de aplainamento de dimensão continental possuem origem poligenética e que a justaposição das diversas teorias constitui uma alternativa para sua compreensão.

Referências

- ADAMS, G. *Planation surfaces*. Downen, Pennsylvania: Hutchinson & Ross, 1975. (Benchmark Papers in Geology, n. 22).
- BÜDEL, J. *Climatic geomorphologie*. Tradução de L. Fischer e D. Busche. New Jersey: Princenton University Press, 1982.
- BÜDEL, J. Die doppeleten Einebnungsflächen in den feuchten Tropen. *Zeitschrift für Geomorphologie*, Stuttgart, n. 1, p. 201-288, 1957.
- BYRAN, K. Erosion and sedimentation in Papago Country, Arizona. In: ADAMS, G. *Planation surfaces*. Downen, Pennsylvania: Hutchinson & Ross, 1975. p. 207-228. (Benchmark Papers in Geology, n. 22). First edition ©1922.
- DAVIS, W. M. The geographical cycle. *Geographical Journal*, [s.l.], v. 14, n. 5, p. 481-504, 1899.
- KING, L. C. Canons of landscape evolution. *Bulletin of the Geology Society of America*, Washington DC, v. 64, n. 7, p. 721-732, 1953.
- KLEIN, C. La notion de cycle en géomorphologie. *Revue de Géologie Dynamique et Géographie Physique*, Paris, v. 26, n. 2, p. 95-107, 1985.
- KOSS, J. E.; ETHERIDGE, F. G.; SCHUMM, S. A. An experimental study of the effects of base-level change on fluvial, coastal plain and shelf systems. *Journal of Sedimentary Research*, Boulder, Colorado, v. 64, n. 2, p. B90-B98, 1994.
- LEEDER, M. R. Denudation, vertical crustal movements and sedimentary basin infill. *Geologische Rundschau*, Stuttgart, v. 80, n. 2, p. 441-458, 1991.
- LONGWELL, C. R.; FLINT, R. F. *Introduction to physical geology*. New York: John Wiley & Sons, 1962.
- MILLOT, G. Géochimie de la surface et formes du relief. *Société Géologie Bulletin*, Paris, v. 30, n. 4, p. D229-D233, 1977.
- MILLOT, G. Les grands aplainissements des soeles continentaux dans les pays tropicaux et desertiques. *Mémoires H. Service Société Géologie de France*, Paris, n. 10, p. 295-305, 1980.
- MILLOT, G. Planation of continents by intertropical weathering and pedogenetic processes. In: INTERNATIONAL SEMINAR ON LATERITISATION PROCESSES, 2., 1982, São Paulo. *Anais...* Organização e edição de A. J. Melfi e A. Carvalho. São Paulo: IUGS; UNESCO; IGCP; IAGC, 1983. p.53-63.
- PENK, W. *Morphological analysis of landforms: a contribution to physical geology*. London: MacMillan, 1953. First edition ©1924.
- PHILLIPS, J. D. Weathering instability and landscape evolution. *Geomorphology*, Amsterdã, n. 67, p. 255-272, 2005.
- SAADI, A. A geomorfologia da Serra do Espinhaço em Minas Gerais e de suas margens. *Geonomos*, Belo Horizonte, v. 3, n. 1, p. 41-63, 1995.
- SAADI, A. Neotectônica da Plataforma Brasileira: esboço e interpretação preliminares. *Geonomos*, Belo Horizonte, v. 1, n. 1, p. 1-15, 1993.
- SUMMERFIELD, M. A. *Global geomorphology: an introduction of the study of landforms*. Essex: Longman Scientific & Technical, 1991.
- THOMAS, M. F. *Geomorphology in the tropics: a study of weathering and denudation in low latitudes*. West Sussex: John Wiley & Sons, 1994.
- THOMAS, M. F.; SUMMERFIELD, M. A. Long-term landform development: key themes and research problems. In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON GEOMORPHOLOGY, 1., 1987, Wiley. *Proceedings...* Wiley: Chichester, 1987. p. 935-956.
- TURKINGTON, A. V.; PHILLIPS, J. D.; CAMPBELL, S. W. Weathering and landscape evolution. *Geomorphology*, Amsterdã, n. 67, p. 1-6, 2005.
- VALADÃO, C. R. *Evolução de longo termo do relevo do cráton do São Francisco (desnudação, paleossuperfícies e movimentos crustais)*. 1998. Tese (Doutorado em Sedimentologia/Geologia) – Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador, 1998.
- WAYLAND, E. J. Peneplains and some other plateforms. In: ADAMS, G. *Planation surfaces*. Downen, Pennsylvania: Hutchinson & Ross, 1975. p. 355-358. (Benchmark Papers in Geology, n. 22). First edition ©1933.