

Montanhas Grand Teton, Wyoming (EUA). As montanhas escarpadas são constituídas de granito, que foi erodido e meteorizado até formar este impressionante relevo em forma de picos. Em primeiro plano, observa-se que o soerguimento das planícies resultou na incisão do Rio Snake, processo que formou uma série de terraços escalonados. A topografia da Terra registra a eterna competição entre soerguimento e erosão. [Point Anderson]



As Paisagens: Interação da Tectônica e do Clima

“O Rio Colorado formou-o [o Grand Canyon]. Mas, ao vê-lo, pode-se sentir que Deus deu as instruções ao Rio Colorado.”

J. B. PRIESTLEY

Topografia, elevação e relevo	450
As formas de relevo: feições esculpidas por erosão e sedimentação	453
A paisagem é controlada pela interação dos geossistemas	459
Os modelos de evolução da paisagem	463

Você alguma vez já olhou para o horizonte e se perguntou por que a superfície da Terra tem essas formas e que forças as criaram? Entre os altos picos nevados e as extensas planícies onduladas, há uma diversificada coleção de paisagens – amplas ou restritas, acidentadas ou planas. As paisagens evoluem por meio de lentas transformações, à medida que processos como soerguimento, intemperismo, erosão, transporte e deposição combinam-se para esculpir a superfície terrestre.

No passado, essas mudanças eram imperceptíveis na escala humana do tempo, mas as novas tecnologias permitem-nos, agora, medir diretamente a velocidade de muitos desses lentos processos. A **Geomorfologia** – o estudo das

paisagens e de sua evolução – é um ramo revitalizado das geociências, que se beneficiou muito da capacidade de medir esses processos. O conhecimento de como as paisagens evoluem pode ajudar-nos no gerenciamento dos recursos do terreno e na análise das interligações da tectônica e do clima. Entender o desenvolvimento das paisagens representa um grande desafio para os geólogos, pois exige a integração de muitas áreas de conhecimento das Ciências da Terra.

Num sentido mais amplo, as paisagens podem ser consideradas como resultado da competição entre os processos que provocam o levantamento da crosta terrestre e aqueles que causam seu rebaixamento. A crosta terrestre é soerguida e se formam as cadeias de montanhas, devido à atuação do geossistema das placas tectônicas. As rochas soerguidas são expostas aos processos intempéricos e erosivos, conduzidos pelo geossistema do clima. A geomorfologia das rochas soerguidas é um resultado da interação desses dois geossistemas.

As áreas soerguidas da crosta terrestre podem ser estreitas ou largas, e a velocidade de soerguimento pode ser alta ou baixa. De forma similar, os intemperismos químico ou físico também podem operar em áreas estreitas ou largas, com baixa ou alta intensidade. Assim, as paisagens propriamente ditas dependem da *proporção* dessas influências climáticas e tectônicas. Além disso, essas influências interagem. Por exemplo, o soerguimento pode levar a mudanças do clima e da velocidade do intemperismo em escala regional (e mesmo global). Essas, por sua vez, ajudam a controlar os soerguimentos adicionais das cadeias de montanhas.

Neste capítulo, examinaremos detalhadamente como a tectônica e o clima (e os processos que compõem esses geossistemas, como soerguimento, erosão, transporte e deposição de sedimentos) interagem no processo dinâmico que esculpe a paisagem.



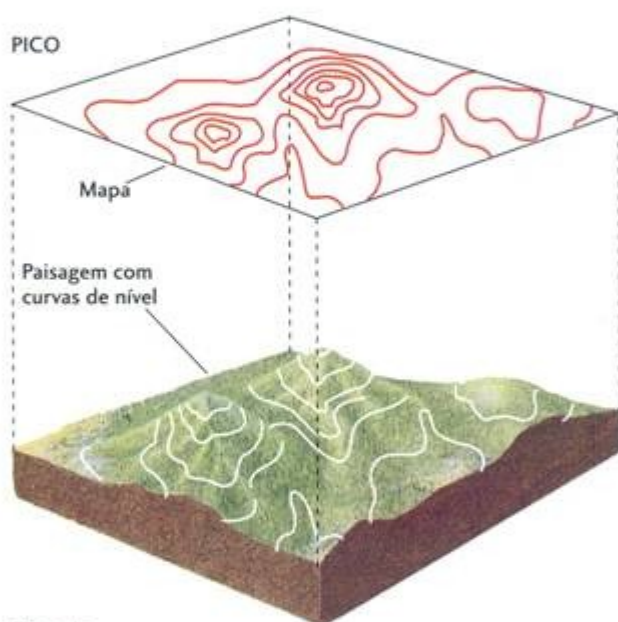
Topografia, elevação e relevo

Começaremos nosso estudo da evolução da paisagem com os fatos básicos de qualquer terreno, que são óbvios quando se examina a superfície terrestre: a altura e a irregularidade, ou aspereza, dos terrenos das montanhas e das planícies. A **topografia** é a configuração das variadas alturas que formam a superfície terrestre. A altura das feições da paisagem é comparada em relação ao nível do mar – que é a altura média dos oceanos do mundo. Então, expressa-se a altitude, ou seja, a distância verti-

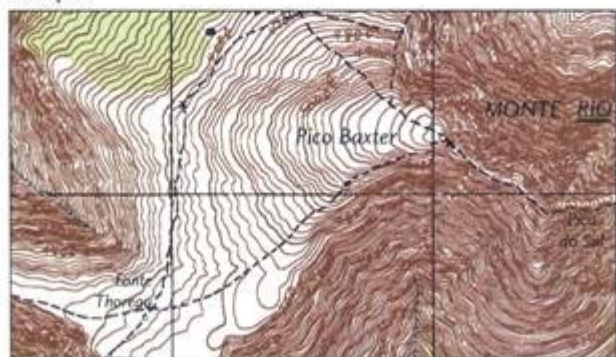
cal acima ou abaixo do nível do mar, como **elevação**. Um mapa topográfico mostra a distribuição da elevação em uma área, geralmente, apresenta essa distribuição como **curvas de nível**,¹ que são linhas conectando pontos de mesma elevação (Figura 18.1). Quanto mais próximas estiverem entre si as curvas de nível, mais inclinada será a vertente.

Há séculos, os geólogos aprenderam como levantar a topografia e construir mapas para lançá-la e registrar informações geológicas. Embora os levantamentos de terreno baseados em métodos tradicionais ainda sejam utilizados para certos objetivos, os cartógrafos modernos lançam mão de imagens de satélites, de radares, de sensores remotos a *laser* e de outras tecnologias que lhes permitam discernir a elevação e outras propriedades topográficas (Figura 18.2).

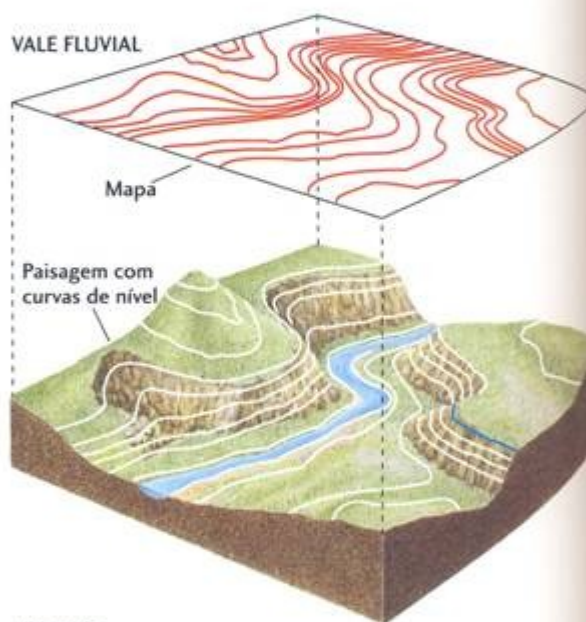
Uma das propriedades da topografia é o **relevo** – que representa a diferença entre a elevação mais alta e a mais baixa, em uma área particular (Figura 18.3). Como está implícito na definição, o relevo varia de acordo com a área na qual é medido.



Exemplo



Monte Katahdin, Maine (EUA)



Exemplo



Desfiladeiro Flaming, Wyoming (EUA)

Figura 18.1 A topografia de um pico montanhoso (*esquerda*) e de um vale fluvial (*direita*) pode ser representada com precisão em um mapa topográfico plano por meio de curvas de nível, que são linhas conectando pontos com a mesma elevação. Quanto mais próximas entre si estiverem as curvas de nível, maior a declividade. [Fonte: Maltman, A. *Geological Maps: An Introduction* (New York: Van Nostrand Reinhold, 1990), p. 17. Mapas topográficos do DRG U. S. Geological Survey]

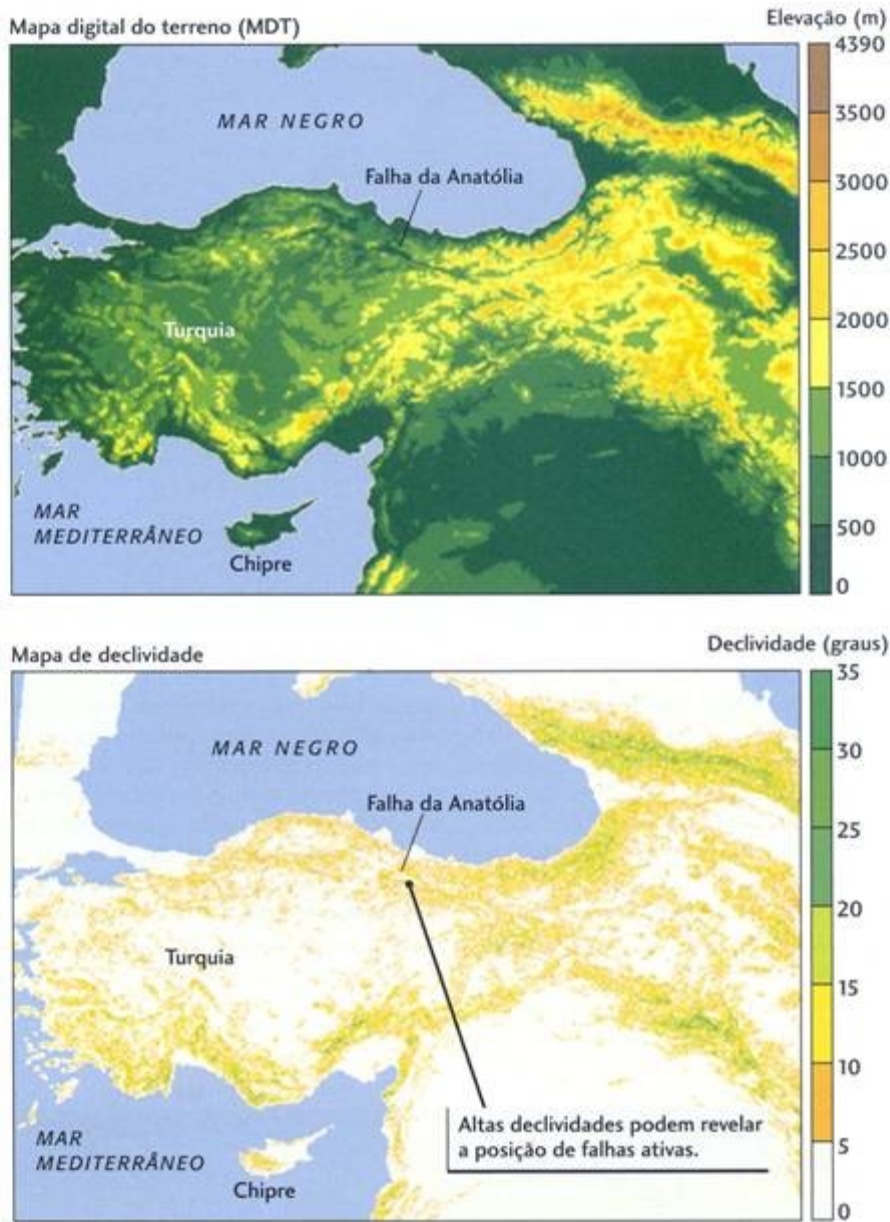


Figura 18.2 Mapas topográficos da Turquia e de áreas adjacentes. As altitudes podem ser obtidas por meio digital, a partir de satélites, para produzir vários tipos de mapas. O mapa do topo mostra a altitude. Como os valores são mostrados digitalmente, e cada pixel representa um valor de altitude, esse tipo de mapa é chamado de Modelo Digital do Terreno, ou MDT.² No mapa inferior, os valores das elevações do mapa de cima foram utilizados para calcular as declividades entre *pixels* adjacentes. As declividades foram, então, representadas por ângulos medidos em graus a partir da horizontal. Esse mapa de declividades é muito útil para a identificação de locais onde as mudanças na topografia são particularmente abruptas, como em vertentes costeiras de cadeias de montanhas ou em escarpas de falhas ativas. [Marin Clark]

Em estudos de geomorfologia, torna-se útil definir três componentes fundamentais do relevo: relevo de vertente (a diferença de elevação entre os topos de montanhas/linhas de cumeeada e o ponto onde surgem os canais), relevo de canal tributário (a diminuição da elevação ao longo de tributários) e relevo do canal principal (a diminuição de elevação ao longo de um canal principal).

Para estimar o relevo em uma área de interesse, a partir das curvas de nível, subtrai-se a elevação da curva de nível mais baixa, geralmente no fundo de um vale fluvial, daquela mais alta, no topo da montanha ou do morro mais alto. O relevo é uma medida da irregularidade de um terreno. Quanto mais alto o relevo, mais acidentada é a topografia. O Monte Everest, a mais alta montanha do mundo, com uma elevação de 8.861 m, está localizado em uma

1 Relevo de vertente é a diferença de elevação entre os topos ou linhas de cumeeada de montanhas e o ponto onde surgem os canais.

2 Relevo de tributário é a diminuição de elevação ao longo de tributários.

3 Relevo de canal principal é a diminuição de elevação entre a confluência com o tributário mais alto e o fim do canal.



Figura 18.3 O relevo é a diferença entre a elevação mais alta e a mais baixa de uma região. Três tipos de relevo podem ser definidos em uma área montanhosa típica.

área de relevo extremamente alto (**Figura 18.4a**). Em geral, a maioria das regiões com alta elevação também tem alto relevo, e a maioria das áreas com baixa elevação tem baixo relevo. Entretanto, existem exceções. Por exemplo, o Mar Morto, em Israel e na Jordânia, tem a mais baixa elevação do mundo, com 392 m abaixo do nível do mar, mas é limitado por impressionantes montanhas, produzindo um relevo significativo nessa pequena área da Terra (**Figura 18.4b**). Outras regiões, como o Planalto do Tibete, no Himalaia, podem localizar-se em áreas elevadas, mas têm relevo relativamente baixo.

Se sobrevoarmos a América do Norte, poderemos ver muitos tipos de topografia. A **Figura 18.5** é um mapa digital processado em computador, que mostra os detalhes das formas de relevo de

pequena e de grande proporção. Esse mapa fornece uma visão geral da porção continental dos Estados Unidos³ e do Canadá, e mostra feições com dimensões de, no mínimo, 2,5 km de extensão. As elevações e os relevos moderados das cristas e dos vales alongados dos Montes Apalaches contrastam com os baixos relevos e as baixas elevações das planícies do Meio-Oeste. Ainda mais impressionante é o contraste entre as planícies e as Montanhas Rochosas. Quando examinarmos esses diferentes tipos de topografia com mais detalhes, poderemos caracterizá-los não somente por meio da elevação e do relevo, mas também pelas formas de relevo: a declividade das vertentes, as formas das montanhas ou elevações e as formas dos vales.

(a) Planalto do Tibete



(b) Mar Morto



Figura 18.4 Mapas Topográficos. (a) Monte Everest, a montanha mais alta do mundo. (b) Mar Morto, a elevação mais baixa do mundo. [Marin Clark and Nathan Niemi]



Figura 18.5 Um mapa digital de sombreamento do relevo das formas da porção continental dos Estados Unidos e Canadá. [Gail P. Thelin and Richard J. Pike, U. S. Geological Survey, 1991]⁴

As formas de relevo: feições esculpidas por erosão e sedimentação

Os rios, as geleiras e o vento deixam suas marcas na superfície terrestre em muitas **formas de relevo**: vertentes de montanhas íngremes, amplos vales, planícies de inundação, dunas, etc. A proporção das formas de relevo varia desde regional até estritamente local. Na proporção maior (dezenas de milhares de quilômetros), as cadeias de montanhas formam barreiras topográficas ao longo dos limites de placas litosféricas. Na proporção menor (métrica), a topografia de um afloramento individual pode ser formada pelo intemperismo diferencial das rochas de diferentes durezas que o compõem. Este capítulo é dedicado ao estudo das feições de proporção regional que definem a topografia da superfície da Terra.

As montanhas e os morros

Neste livro, utilizamos muitas vezes a palavra *montanha*, de difícil definição. Na definição mais precisa que pode ser feita, diremos que uma montanha é uma grande massa rochosa que se

projeta significativamente acima de seus arredores. A maioria das montanhas é encontrada agrupada com outras, formando cadeias, nas quais é difícil individualizar cada montanha separadamente, sendo mais fácil divisar os picos de alturas variadas (Figura 18.6). As montanhas que formam picos individualizados, destacando-se em meio aos terrenos mais baixos adjacentes, geralmente são vulcões isolados ou remanescentes erosionais de antigas cadeias de montanhas.

A distinção entre montanhas e morros é feita somente pelas dimensões e pelo costume; assim, as elevações que seriam chamadas de montanhas em terrenos mais baixos são também chamadas de morros em regiões mais altas. Entretanto, as formas de relevo que se projetam a algumas centenas de metros acima dos terrenos adjacentes são, em geral, denominadas de montanhas.

As montanhas são manifestações diretas e indiretas da atividade da tectônica de placas. Quanto mais recente essa atividade, mais altas tendem a ser as montanhas. O Himalaia, a cordilheira de montanhas mais altas do mundo, encontra-se entre as mais novas. A declividade das vertentes em áreas montanhosas e altas quase sempre está correlacionada com a elevação e o relevo. As vertentes mais inclinadas costumam ser encontradas nas montanhas mais altas, de grande relevo. As vertentes mon-



Figura 18.6 A maioria das montanhas forma cadeias, e não picos individuais. Neste terreno esculpido por geleiras do sul da Argentina, todos os picos são em formas de arête. [Galen Rowell/Peter Arnold]

tanhasas de elevação mais baixa e relevo menor são menos inclinadas e irregulares. Como já vimos antes, o relevo de uma cadeia montanhosa depende muito do nível da incisão das geleiras e dos rios no substrato rochoso, relativamente ao soergimento tectônico havido.

Os planaltos

Um **planalto** é uma grande área, ampla e plana, com elevação considerável, quando comparada com os terrenos adjacentes.¹ A maioria dos planaltos tem elevações mais baixas que 3.000 m, mas o Altiplano da Bolívia tem uma elevação de 3.600 m. O Planalto do Tibete, extraordinariamente alto, estende-se por uma área com dimensões de 1.000 km por 5.000 km e tem uma elevação de 5.000 m (**Figura 18.7**). Os planaltos formam-se em locais onde a atividade tectônica produz um soerguimento regional em resposta às forças verticais. O soerguimento dos planaltos não é bem entendido, e os geólogos tentam identificar um mecanismo pelo qual os processos da tectônica de placa possam soerguer, de forma tão generalizada, áreas tão extensas quanto essas.

As feições em forma de planaltos, com menores dimensões, podem ser denominadas de *relevos tabuliformes*.⁶ No Oeste dos Estados Unidos, uma pequena elevação, plana, limitada em todos os lados por vertentes íngremes, é chamada de **mesa** (**Figura 18.8**). As mesas podem resultar da alteração diferencial de rochas com dureza variada.

Relevos em cristas e vales controlados pela estrutura⁷

Em montanhas novas, durante os estágios iniciais de dobramento e soerguimento, as dobras antiformes (anticlinais) constituem cristas e as dobras siniformes (sinclinais), vales

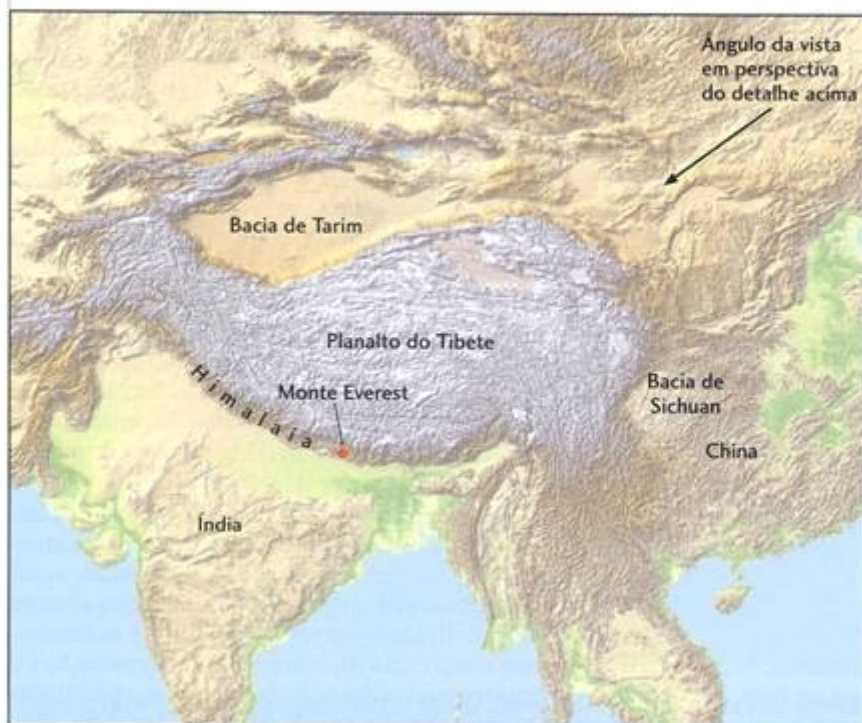


Figura 18.7 Vista em mapa do Planalto do Tibete, o mais alto e mais extenso da Terra. Os mecanismos tectônicos que produziram esse enorme soerguimento ainda não estão claros. Alguns geólogos acham que ele se formou quando a Placa Indiana sofreu subducção na Placa Eurasiana, dobrando a espessura da litosfera na região, onde hoje se localiza o planalto. O reajuste isostático dessa litosfera com espessura duplicada teria produzido o soerguimento do planalto. Outros geólogos argumentam que, durante a subducção da Placa Indiana na Placa Eurasiana, a crosta inferior da Terra poderia ter fluido – exatamente como acontece com o manto – e, então, acumulando-se como uma almofada de fluido, empurrando a região do planalto para cima.



Figura 18.8 Uma mesa no Vale do Monumento, Arizona (EUA). Os topos planos são preservados por serem constituídos de camadas resistentes à erosão. [Raymond Siever]

Figura 18.9). À medida que o clima e o intemperismo começam a predominar e as ravinas e os vales erosionais vão escavando mais profundamente as estruturas, a topografia pode tornar-se invertida, de forma que os anticlinais venham a formar vales e os sinclinais, cristas. Isso acontece nos locais onde as rochas – tipicamente sedimentares, como calcários, arenitos e folhelhos – exercerem forte controle sobre a topografia, por causa de sua resistência variável à erosão. Se as rochas abaixo de um anticlinal forem mecanicamente fracas, como é o caso dos folhelhos, o núcleo dele poderá ser erodido para formar um vale anticlinal (**Figura 18.10**). Em uma região que tenha sido erodida durante muitos milhões de anos, um padrão de anticlinais e sinclinais lineares produzirá uma série de cordilheiras e vales, tais como aqueles dos Montes Apalaches, na Pensilvânia (EUA) e nos estados adjacentes (**Figura 18.11**).

Vales fluviais e erosão do substrato rochoso

As observações em vales fluviais de várias regiões levaram à formulação de uma das primeiras e mais importantes teorias da Geologia: a idéia de que os vales fluviais foram criados por erosão causada pelos rios que neles fluíam. Os geólogos observaram que as formações de rochas sedimentares, em um lado de um vale, coincidiam com os mesmos tipos de formações no lado oposto. Isso levou-os a concluir que as formações foram depositadas, em uma certa época, como uma única camada de sedimento. O rio, então, teria removido enormes quantidades das formações originais, quebrando a rocha e retirando-a. Hoje, os geólogos estão tentando entender mais precisamente quais são os processos físicos que levam à erosão dos substratos rochosos. A forma como um rio erode seu substrato rochoso depende da **energia da corrente** – o produto da declividade



Figura 18.9 Topografia em cristas e vales formada em um terreno de rochas sedimentares dobrado. A deformação é tão recente (Plioceno) que a erosão ainda não modificou significativamente as formas estruturais das anticlinais (cordilheiras) e sinclinais (vales). Montanhas Zagros, Irã. [NASA]



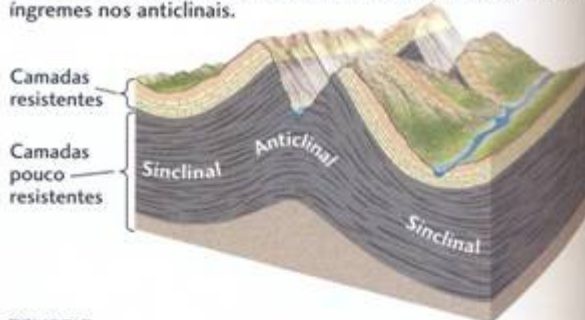
TEMPO 1

As rochas mais duras, resistentes à erosão, dispõem-se sobre as rochas mais macias e mais erodíveis. As cristas correspondem aos anticlinais, e os rios fluem em vales, formados por sinclinais. Os tributários nos flancos dos anticlinais correm com mais rapidez e com mais força que os rios que correm nos vales. A erosão dos flancos do anticlinal, causada por esses tributários, é muito mais rápida que a erosão causada nos vales pelos rios.



TEMPO 2

Os tributários que correm em regiões de anticlinais atravessam as camadas das rochas resistentes e começam a escavar rapidamente a rocha subjacente, menos resistente, formando vales com vertentes íngremes nos anticlinais.



TEMPO 3

À medida que o processo continua, formam-se vales nos anticlinais e, nas áreas de sinclinais, sobram cristas capeadas por estratos resistentes.

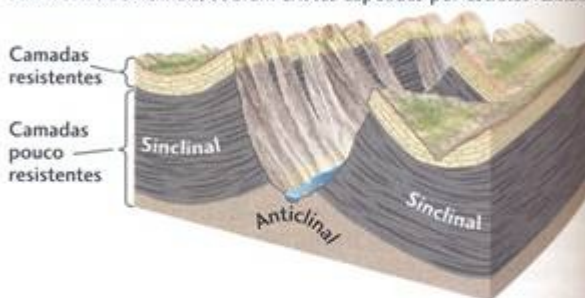


Figura 18.10 Estágios de desenvolvimento de cristas e vales em montanhas dobradas. Nos estágios iniciais, as cordilheiras são formadas pelos anticlinais. Nos estágios tardios, os anticlinais podem ser rompidos e as cordilheiras podem ser mantidas pelo capeamento de rochas resistentes, enquanto a erosão forma vales em rochas menos resistentes.

de do leito pela vazão, balanceado pela capacidade que a rocha tem de resistir à erosão, sendo esta quantificada como o produto do volume de sedimentos presente no canal pelo tamanho do grão dos mesmos (**Figura panorâmica 18.12**). Se a energia da corrente for suficientemente alta para retirar a cobertura de sedimentos, então a resistência à erosão será sobretudo uma função da dureza do substrato rochoso. Quando a cobertura sedimentar for retirada, as taxas de erosão do substrato rochoso aumentarão. Na maioria das vezes, um rio em movimento causa pouca erosão, pois a vazão e, portanto, a energia da

corrente são baixas. Entretanto, nos raros dias em que a vazão (e a energia da corrente) é muito alta, as taxas de erosão também podem tornar-se extremamente altas. Essa relação ilustra uma característica fundamental compartilhada por muitos geossistemas terrestres: eventos raros, de grande intensidade, freqüentemente causam muito mais mudanças que eventos freqüentes, porém de pequena magnitude.

Três processos principais causam a erosão do substrato rochoso. O primeiro é a **abrasão** do substrato rochoso por partículas sedimentares em processo de saltação e em suspensão que se mo-

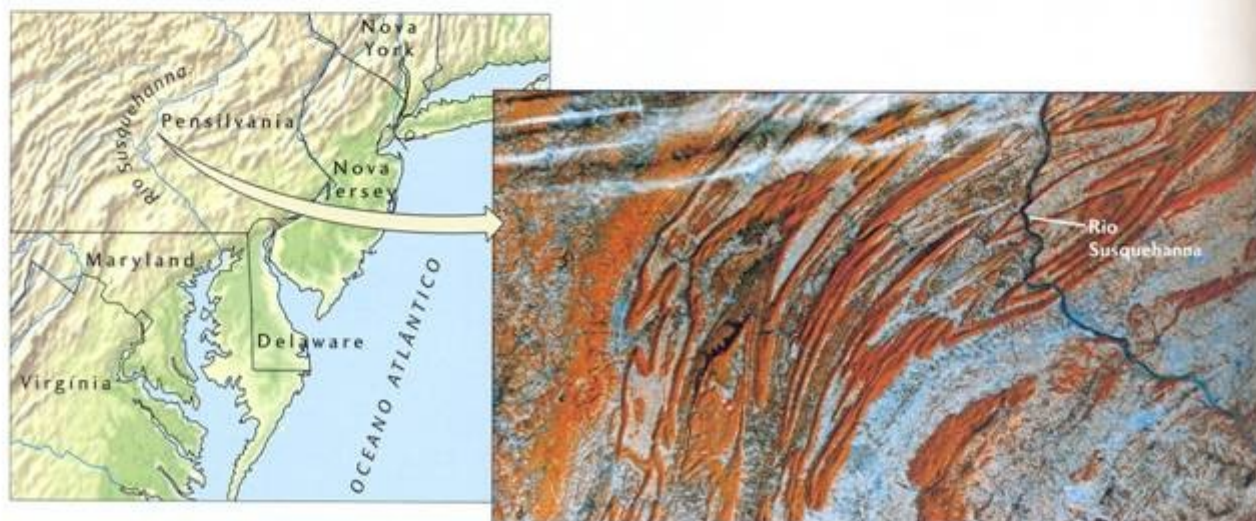


Figura 18.11 A província de vales e cristas apalachiana, controlada pela tectônica, tem uma topografia caracterizada por anticlinais e sinclinais, produzida pela erosão ao longo de milhões de anos. As cristas proeminentes, representadas em laranja-avermelhado, são preservadas por constituírem-se de rochas sedimentares resistentes à erosão, que foram dobradas segundo uma série intrincada de anticlinais e sinclinais. [Earth Satellite Corp.]

A EROSIÃO É CONTROLADA POR UM BALANÇO ENTRE A FORÇA DO RIO E A RESISTÊNCIA À EROSIÃO (CARGA SEDIMENTAR)

1 Quanto maiores forem o tamanho do grão sedimentar, o volume de sedimento e a dureza do substrato rochoso, maior será a resistência à erosão.

2 Quanto maiores forem a declividade do leito e a vazão, maiores serão a energia da corrente e a erosão.

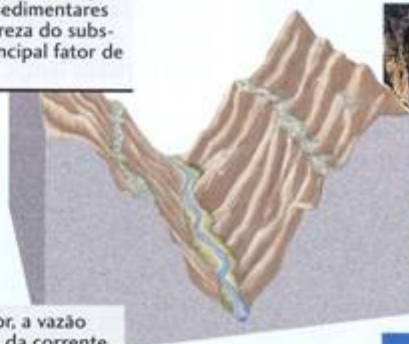
3 As partículas sedimentares protegem o substrato rochoso da erosão. Quando elas são removidas, erodem o substrato rochoso do leito devido à abrasão por saltação ("corrasão")...



4 ... ou pelo arranque de fragmentos de rocha do substrato em zonas de fraqueza, como fraturas.



5 Em terrenos íngremes, a energia da corrente supera a resistência à erosão. As partículas sedimentares são transportadas para longe, e a dureza do substrato rochoso do leito torna-se o principal fator de resistência à erosão.



6 Nos locais onde a declividade é menor, a vazão fluvial é menor e, portanto, a energia da corrente também é menor. Assim, o sedimento começa a ser depositado, capeando o leito fluvial e detendo sua erosão. Nesse ponto, a energia da corrente e a resistência à erosão estão em equilíbrio.



7 Nos locais onde a declividade é muito baixa, a energia da corrente diminui bastante, depositando grandes quantidades de sedimentos. O leito fluvial cresce e o vale é preenchido com sedimentos.

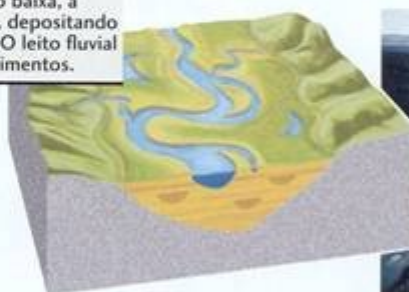


Figura panorâmica 18.12 (a) Um aumento da declividade do leito fluvial ou da descarga, ou, por outro lado, uma diminuição do volume de sedimentos ou do tamanho de grão, aumentará a erosão provocada pelo rio em seu próprio leito. [Fonte: Burbank, D. W. and Anderson, R. S. 2001. *Tectonic Geomorphology*, Oxford, Blackwell, p. 24] (b) Paredes íngremes em forma de V de um cânion erodido por um rio, em uma região montanhosa. Rio Yellowstone, Parque Nacional de Yellowstone. [Jeff Henry/Rochejaune Pictures] (c) Vale amplo, aberto, em uma região de montanhas baixas. Rio Snake, Suicide Point, Idaho (EUA). [Dave G. Houser/Corbis] (d) Rio correndo em vale amplo, plano, de planície. Rio Mulchatna, Alasca. [Glenn Oliver/Visuals Unlimited]

vem pelo fundo e pelos lados do canal fluvial (nos Capítulos 14 e 15, aprendemos que saltação é o movimento de partículas de sedimento por meio de saltos e impactos no fundo e nas paredes de um canal). Em segundo lugar, a força de arrasto da própria corrente causa abrasão do substrato rochoso, ao arrancar fragmentos de rocha do canal. Por fim, em terrenos mais elevados, a erosão glacial forma vales que podem ser, subseqüentemente, ocupados por rios. A determinação da importância relativa desses três processos, em terrenos montanhosos, é um dos métodos utilizados pelos geólogos para distinguir entre as influências que o clima e a tectônica exercem na evolução da paisagem.

Os vales fluviais recebem muitos nomes – cânion, desfiladeiro, arroio, ravina –, mas todos têm essencialmente a mesma geometria. Um corte vertical transversal em um vale novo, de um rio de montanha, com pequena planície de inundação, ou sem nenhuma planície, mostraria um perfil simples em forma de V (Figura panorâmica 18.12b). Um amplo vale fluvial, em uma planície, e com uma larga planície de inundação, mostraria uma secção transversal mais aberta, mas ainda diferente do perfil em forma de U, típico dos vales glaciais. As regiões com diferentes tipos de topografia e de substratos rochosos produzem vales fluviais de forma e largura variáveis (Figura panorâmica 18.12c e d). As formas dos vales variam desde estreitos

desfiladeiros, que se formam em cadeias de montanhas ou em rochas resistentes à erosão, até os amplos e rasos vales que se formam nas planícies e em rochas fáceis de erodir. Entre esses dois extremos, a largura de um vale geralmente será correspondente ao estado de erosão da região. Os vales serão, em geral, pouco largos em montanhas que começaram a ser rebaixadas e arredondadas pela erosão, e tornam-se muito mais amplos em regiões de baixa altitude com topografia suave.

Uma **área voçorocada** ou ravinada⁸ é um tipo de topografia formada por ravinamentos profundos, resultante da rápida erosão de folhelhos e argilas facilmente erodíveis, tais como aquelas das Badlands de Dakota do Sul (EUA) (Figura 18.13). A área inteira é virtualmente uma proliferação de ravinamentos e vales, com muito pouco terreno plano entre si.

Formas com controle estrutural

As dobras e falhas produzidas pela deformação das rochas durante a formação das cadeias de montanhas deixam suas marcas na superfície da Terra.

As **cuestas** são cristas assimétricas que se formam pela inclinação e erosão de uma seqüência de camadas alternadas por maior e menor resistência à erosão. Um dos lados da cuesta tem uma vertente longa, na qual a inclinação é suave, sendo deter-



Figura 18.13 Erosão por ravinamento⁹ nas Badlands de Dakota do Sul (EUA), formada em rochas sedimentares fáceis de erodir. Área Selvagem de Sage Creek, Parque Nacional de Badlands. [Willard Clay]

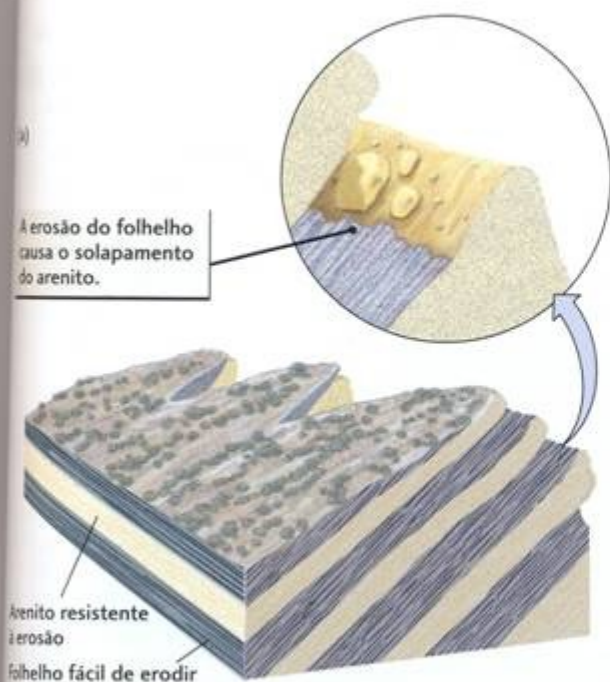


Figura 18.14 (a) As cuestas formam-se onde camadas de rochas resistentes, como o arenito, sofrem solapamento devido à erosão de uma rocha subjacente, mais frágil, como o folhelho. (b) Cuestas formadas em rochas inclinadas estruturalmente no Monumento Nacional do Dinossauro, Colorado (EUA). [Martin Miller]

minada pelo baixo ângulo de mergulho da camada resistente à erosão. O outro lado é uma vertente íngreme, formada no bordo da camada resistente, onde ela é solapada devido à erosão da camada inferior, menos resistente (**Figura 18.14**). As camadas de rochas resistentes verticais ou com fortes mergulhos erodem muito mais devagar, formando *hogbacks*¹⁰ – cristas com vertentes íngremes, estreitas e mais ou menos simétricas (**Figura 18.15**). As vertentes íngremes são também produzidas por falhas quase verticais, nas quais um dos lados elevou-se mais que o outro.



Figura 18.15 Os *hogbacks* são cristas estreitas formadas por camadas de rochas sedimentares resistentes à erosão, que são levantadas tectonicamente até que as camadas tornem-se verticais ou quase verticais. Essas cristas do tipo *hogback* estão nas Montanhas Rochosas, perto de Denver, Colorado (EUA). [Tom Till/DRK]



A paisagem é controlada pela interação dos geossistemas

De forma geral, o controle da paisagem é feito pela interação dos mecanismos térmicos internos e externos da Terra. O calor interno controla a tectônica, que soergue as montanhas e os vulcões. O motor externo da Terra, cuja energia vem do Sol, controla o clima e o intemperismo, que desgastam as montanhas e preenchem as bacias com sedimentos. A energia solar causa os movimentos da atmosfera que produzem o clima, os diferentes regimes de temperatura da Terra e a água da chuva que corre nos continentes sob a forma de rios. Assim, a paisagem é controlada pelas interações dos geossistemas terrestres (**Figura 18.16**).

Processos de retroalimentação entre soerguimento e erosão

A interminável competição entre os processos tectônicos, que tendem a gerar montanhas e construir relevo, e os processos superficiais, que tendem a demolir o relevo, é objeto de intenso estudo por parte dos geomorfólogos. A interação entre os dois processos constitui uma **retroalimentação negativa**. Nesse tipo de processo, uma ação produz um efeito (a retroalimentação), que tende a retardar a velocidade da ação original e a estabilizar o processo, o qual passa a ocorrer em uma taxa mais baixa. Por

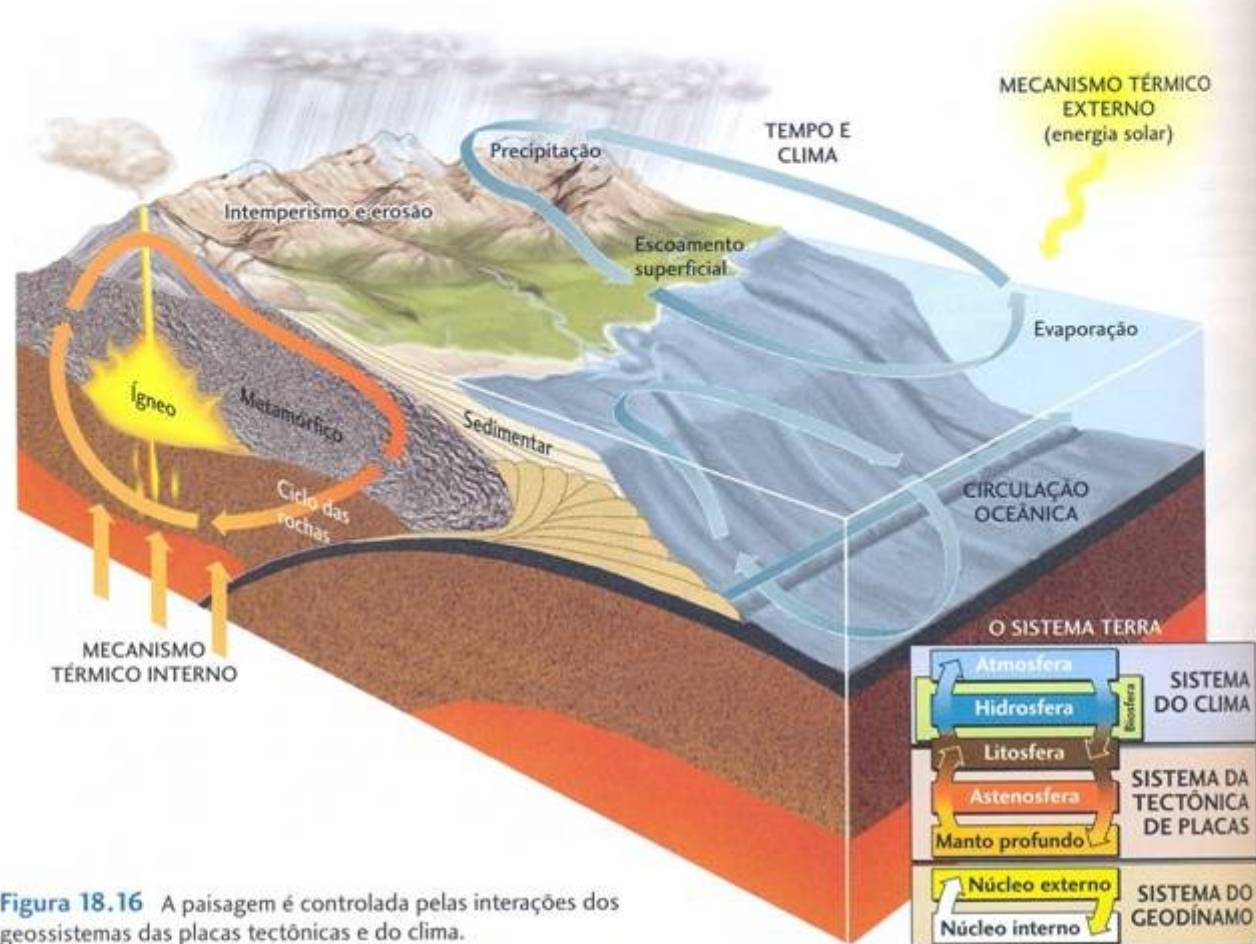


Figura 18.16 A paisagem é controlada pelas interações dos geossistemas das placas tectônicas e do clima.

exemplo, se você estiver com sede, beberá, inicialmente, um copo de água com rapidez. À medida que a sua sede diminui (a retroalimentação), você beberá mais devagar, até que, no final, toda a sua sede esteja completamente satisfeita e você pare de beber. O processo de beber água é, então, estabilizado a uma taxa zero.

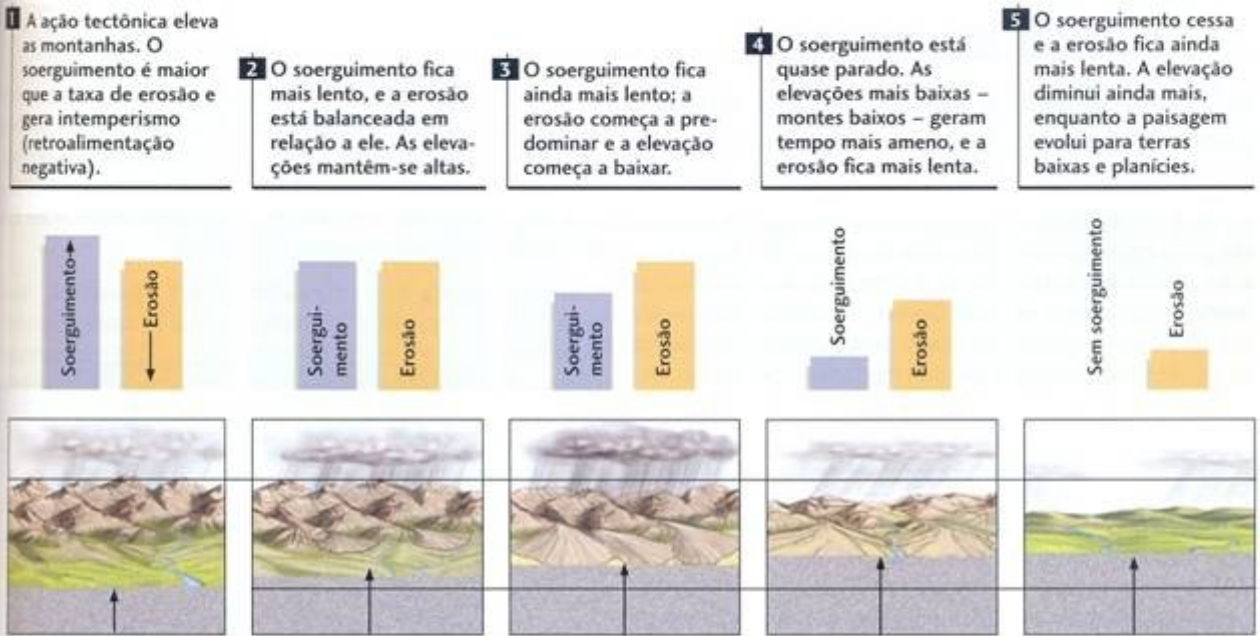
Um processo similar de retroalimentação negativa inicia-se quando forte atividade tectônica eleva uma cadeia de montanhas. O soerguimento tectônico provoca um aumento da taxa de erosão (**Figura 18.17**). Quanto mais alto crescerem as montanhas, mais rápida será a erosão que provoca seu desgaste. Enquanto continuar esse processo de crescimento, as elevações permanecem altas ou, então, aumentam. Quando a construção de montanhas torna-se mais lenta, talvez devido a uma mudança na taxa dos movimentos tectônicos, elas crescem mais devagar ou mesmo param totalmente. Quando o crescimento torna-se mais lento ou pára, a erosão começa a tornar-se dominante, e as montanhas são desgastadas, originando elevações mais baixas. Esse processo explica por que as montanhas antigas, como os Apalaches, são relativamente mais baixas, quando comparados com as Montanhas Rochosas, que são muito mais jovens. À medida que as montanhas continuam a ser desgastadas, a erosão também diminui, e todo o processo pode finalmente cessar. Assim, a elevação representa um balanço entre o soerguimento tectônico e a taxa de erosão.

Curiosamente, em escalas de tempo mais curtas, da ordem de milhares a milhões de anos, a tectônica e o clima podem interagir segundo um processo de **retroalimentação positiva** (ver **Figura 18.17b** e a Reportagem 18.1) pelo qual os cumes das montanhas se tornariam *mais altos* como resultado da erosão. Isso ocorre porque os continentes e as montanhas apóiam-se e flutuam no manto de forma semelhante aos *icebergs*, que bóiam na água do mar, como foi discutido no Capítulo 16.

Os continentes e as montanhas flutuam porque o grande volume de crosta continental, menos densa, que se projeta no manto mais denso, fornece o empuxo necessário. Note que a crosta é mais espessa sob uma montanha, porque é necessária uma raiz mais profunda para a flutuação da montanha, que representa um peso adicional. No Capítulo 20, veremos que o manto logo abaixo da crosta é sólido, mas que, ao longo de períodos de milhões de anos, ele flui muito lentamente, como um fluido viscoso, quando lhe são aplicadas forças. O *princípio da isostasia* implica que, nesse período de tempo, o manto tenha pouca resistência e comporte-se como um líquido viscoso, quando forçado a sustentar o peso de continentes e de montanhas.

Pela isostasia, à medida que uma cadeia de montanhas se forma, sofre um lento afundamento pela ação da gravidade, de modo que a crosta se encurva para baixo. Quando uma massa suficiente de uma raiz já tiver afundado no manto, a montanha

(a) O soerguimento estimula a erosão (retroalimentação negativa)



(b) O reajuste isostático do manto aumenta a elevação das montanhas (retroalimentação positiva)



Figura 18.17 (a) Um circuito de retroalimentação negativa relaciona o soerguimento e a erosão à elevação da superfície. O soerguimento tectônico causa um aumento na taxa de erosão, que por sua vez rebaixa a elevação da superfície. Assim, a elevação representa um balanço entre as taxas de soerguimento tectônico e de erosão. (b) Uma resposta de retroalimentação positiva é obtida se os efeitos de isostasia são incluídos. Aqui, os continentes e as montanhas flutuam, porque o grande volume de crosta continental, menos densa, que se projeta no manto mais denso fornece o empuxo necessário. Se o peso da cadeia de montanhas for reduzido pela erosão, então a raiz da cadeia de montanhas sofrerá um reajuste isostático, levando a um aumento nas alturas dos cumes das montanhas. [Fonte: Burbank, D. W. and Anderson, R. S. *Tectonic Geomorphology*, Oxford, Blackwell, 2001, p. 9]

flutua. Se os vales em uma cadeia de montanhas forem aprofundados por erosão (ver Figura 18.17b), o peso da crosta fica menor e, também, é necessário um volume menor de raízes para a flutuação. À medida que os vales vão sendo erodidos, as raízes flutuam em direção à superfície. Esse processo, denominado de *reajuste isostático*,¹¹ constitui a base da *retroalimentação positiva* entre o clima e a tectônica, que resulta em cumes de montanhas elevados a novas alturas, como resultado de erosão (ver Figura 18.17b). Em escalas de tempo mais longas, entretanto, os cumes de montanhas serão desgastados na forma descrita acima e na Figura 18.17a.

Processos de retroalimentação entre clima e topografia

As geleiras, os rios e os deslizamentos de terra – poderosos agentes erosivos – operam em diferentes taxas e altitudes. Assim, o clima, que varia em função da altitude, controla o intemperismo e, portanto, também modula a erosão e o soerguimento das cadeias de montanhas.

No Capítulo 7, vimos que alguns dos efeitos do clima no intemperismo são o congelamento e o degelo, bem como a expansão e a contração decorrentes do aquecimento e resfriamen-



18.1 Soerguimento e mudança climática: quem vem antes, o ovo ou a galinha?

Um dos exemplos mais claros de como os sistemas do clima e da tectônica de placas estão interligados é fornecido pelas retroalimentações entre mudança climática e elevação média dos cinturões de montanhas. Atualmente, há controvérsia sobre o sentido dessas retroalimentações. Alguns geólogos argumentam que o soerguimento tectônico das regiões montanhosas produz mudanças climáticas, enquanto outros defendem a idéia de que as mudanças climáticas possam promover soerguimento tectônico. Esse tipo de debate é bem caracterizado pelo clássico dilema entre o ovo e a galinha: quem veio antes?

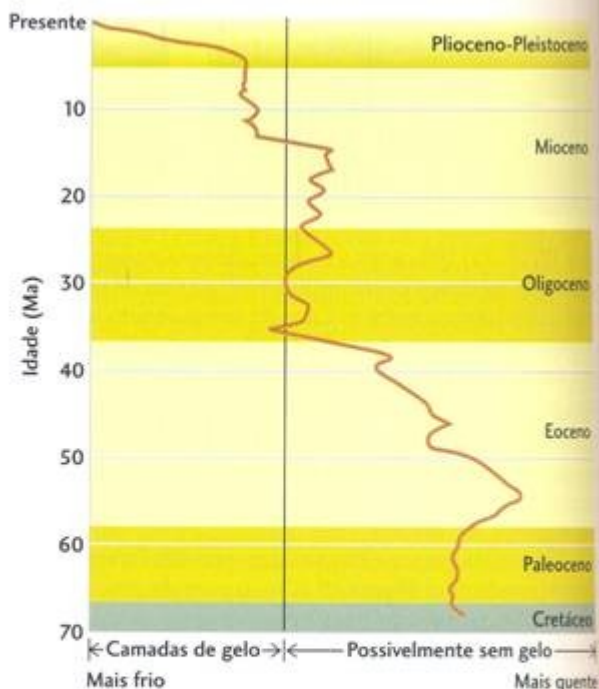
O debate sobre soerguimento *versus* clima é alimentado pela observação de que o resfriamento do clima do hemisfério norte e o soerguimento do Planalto do Tibete podem ter sido síncronos. O Planalto do Tibete, que tem uma elevação média de 5 mil metros e uma área bem maior que a metade dos Estados Unidos, é uma das mais imponentes feições topográficas da superfície da Terra (ver Figura 18.7). Esse planalto é tão alto e tem uma área tão extensa que não somente direciona as monções da Ásia, como também influencia os padrões mais gerais da circulação atmosférica no hemisfério norte. A ausência dessa feição topográfica, sem dúvida, resultaria em diferenças climatológicas no hemisfério norte da Terra.

A época de resfriamento do hemisfério norte está bem calibrada pela idade dos depósitos glaciais e por registros, em mar profundo, do rebaixamento da temperatura (que indica a construção de enormes camadas de gelo e de geleiras). Infelizmente, entretanto, o soerguimento do Planalto do Tibete não está bem datado. É nesse ponto que o debate começa. Se o soerguimento tibetano precedeu o começo da glaciação no hemisfério norte, pode-se então argumentar que o soerguimento induzido pela tectônica indiretamente causou a mudança climática. Por outro lado, se o soerguimento do Tibete ocorreu após o início da glaciação do hemisfério norte, pode-se então argumentar que as mudanças climáticas provocaram o soerguimento como uma resposta isostática ao aumento das taxas de erosão.

Argumento: retroalimentação negativa A possibilidade de que a construção de montanhas tenha promovido a glaciação do hemisfério norte foi reconhecida há mais de 100 anos. Os geólogos que geralmente defendem esse ponto de vista acreditam que vários processos importantes ocorreram durante o soerguimento do Tibete, levando a uma retroalimentação negativa. Nesse cenário, o soerguimento causou uma mudança da circulação atmosférica, a qual levou ao resfriamento do hemisfério norte. Isso resultou, então, em um aumento da precipitação, da glaciação e do escoamento superficial dos rios do Tibete. Por sua vez, essas mudanças aumentaram a taxa de erosão, provocando remoção de CO_2 (um gás-estufa im-

portante) da atmosfera, o que teria causado ainda mais resfriamento e aumento da precipitação e erosão. Ao longo do tempo, as montanhas sofreram desgaste e suas elevações diminuíram. Efetivamente, um aumento da elevação – a qual então passa a modular o clima – resulta em sua própria diminuição. Esta resposta é uma retroalimentação negativa.

Contra-argumento: retroalimentação positiva Na última década, os geólogos descobriram que as mudanças climáticas podem levar ao soerguimento de regiões montanhosas como a do Tibete. Esse cenário inesperado e contrário à intuição envolve um resfriamento inicial do clima, que estimula um aumento nas taxas de precipitação, que, por sua vez, levam ao aumento da erosão pelas geleiras e rios. Na ausência de respostas isostáticas, poder-se-ia prever que um aumento da erosão causaria retroalimentação negativa, rebaixando as cadeias de montanhas. Entretanto, quando a influência da isostasia é considerada, pode-se prever que a erosão traga como resultado um decréscimo do total de massa da cadeia montanhosa, causando o soerguimento das montanhas e a elevação de seus picos até posições novas e mais altas (ver Figura 18.17b). Nessas elevações mais altas, as montanhas produziram retroalimentação positiva e ajudariam a modificar ainda mais o clima, portanto, aumentando a precipitação e as taxas de erosão, e incrementando ainda mais o soerguimento.



Resumo das temperaturas do fundo do mar no Oceano Atlântico. [Fonte: Raymo, M. E. e Ruddiman, W. F. "Tectonic Forcing of Late Cenozoic Climate", *Nature* 359 (1992), p. 117]

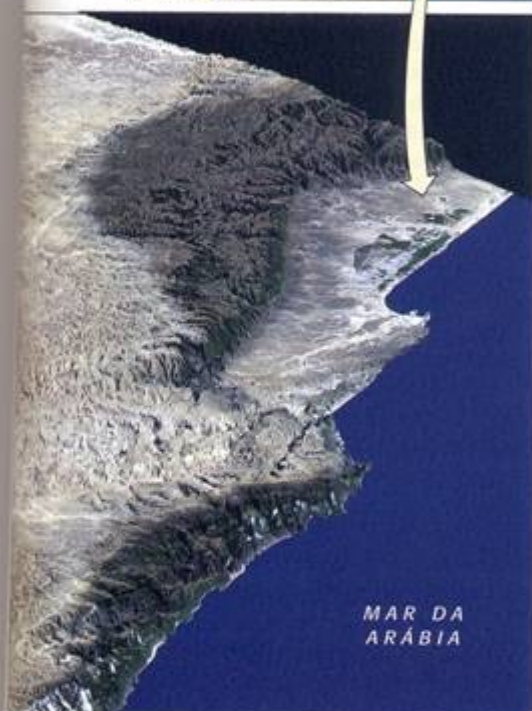


Figura 18.18 Vista a partir do leste do escarpamento no Mar da Arábia, próximo à fronteira Iêmen-Oma (ver fotografia no começo do Capítulo 7, para uma visão detalhada do escarpamento). Essa imagem de satélite tridimensional ilustra como a topografia determina o clima local, que, por sua vez, controla a erosão e o desenvolvimento da paisagem. Embora a Península Arábica seja muito árida, o escarpamento fortemente inclinado das Montanhas Qara retira a umidade das monções (chuvas sazonais). A umidade permite que a vegetação natural (verde nas vertentes costeiras das montanhas e nos cânions) e o solo desenvolvam-se (áreas castanho-escuras). Em contraste, as áreas de cores claras são principalmente desertos secos. Esse clima concentra a erosão da vertente costeira da cadeia de montanhas. A erosão intensa, por sua vez, causou o recuo do escarpamento em direção ao interior, da direita para a esquerda. [NASA]

te. O intemperismo químico desempenha um papel importante na erosão das altas montanhas, mas a fragmentação mecânica das rochas é tão rápida que a maioria dos fragmentos não aparenta ter sofrido sua ação. Os produtos de decomposição química – materiais dissolvidos e argilominerais – são retirados das vertentes íngremes das montanhas tão logo se formam. A intensa erosão que ocorre nas altas elevações produz uma topografia caracterizada por vertentes íngremes, vales profundos e estreitos, bem como planícies de inundação e divisores de água estreitos.

Nos terrenos mais baixos, ao contrário, o intemperismo e a erosão são lentos e os argilominerais produzidos pelo intemperismo químico acumulam-se como solos espessos. A fragmentação mecânica ocorre, mas seus efeitos são pequenos, quando comparados aos do intemperismo químico. A maioria dos rios corre em amplas planícies de inundação, provocando pouco arranque mecânico do substrato rochoso. As geleiras estão ausentes, a não ser nas frias regiões polares. Mesmo em desertos de regiões baixas, os ventos fortes provocam meramente a formação de fragmentos de rochas e afloramentos facetados e arredondados, em vez de despedaçá-los. Assim, os terrenos baixos tendem a apresentar uma topografia mais suave, com vertentes arredondadas, morros ondulados e planícies.

Da mesma forma que o clima afeta a topografia, o inverso também pode ocorrer. Por exemplo, as montanhas podem servir de barreiras às chuvas, com formação de áreas secas nas encostas de sotavento (ver Figura 13.3). As sombras pluviais provocam a erosão preferencial de um dos lados de uma cadeia de montanhas (Figura 18.18). Em locais como a Nova Guiné, onde a diferença de precipitação entre as faces de sotavento e barlavento de uma cadeia de montanhas é extrema, os geólogos estimaram que a história do soerguimento das rochas metamórficas soterradas em grande profundidade na crosta é influenciada pela história da precipitação na superfície da Terra!



Os modelos de evolução da paisagem

Os fortes contrastes na morfologia das paisagens estimularam os primeiros geólogos, tais como os proeminentes e influentes William Morris Davis, Walther Penck e John Hack, a especular

das rochas. O clima também afeta a taxa com que a água dissolve os minerais. A precipitação e a temperatura, que são componentes do clima, causam intemperismo e erosão por meio do impacto da chuva sobre os substratos rochosos e sobre o solo, como também pela infiltração de água no solo, e, finalmente, pela movimentação das massas de terra, dos rios e das geleiras. Todos esses agentes transportadores ajudam a fragmentar as partículas de rochas e de minerais erodidas das vertentes, carregando-as para os locais mais baixos. Assim, o clima influencia a topografia.

Os altos relevos e elevações aumentam a fragmentação e a ruptura mecânica das rochas, em parte por promoverem congelamento e degelo. Nas altas elevações, onde o clima é frio, as geleiras de montanhas escarnecem o substrato rochoso e, pela erosão, formam vales profundos. Os detritos fragmentados das vertentes das montanhas movem-se rapidamente por processos de deslizamento e outros tipos de movimentos de massas, expondo a rocha fresca ao ataque do intemperismo. Os rios correm mais rápido nas montanhas do que nas terras mais baixas, e, portanto, erodem e transportam sedimentos mais rapidamente.

sobre suas causas. Davis acreditava que um primeiro pulso de soerguimento tectônico seria sucedido por um longo período de erosão, e que a morfologia da paisagem dependeria principalmente da idade geológica. A visão de Davis foi tão predominante no início do século XX, que obscureceu a hipótese contemporânea de Walther Penck, o qual propôs que o soerguimento tectônico compete com a erosão para controlar a morfologia da paisagem. As idéias de Penck não receberam muita atenção até a década de 1950, mais de duas décadas após a morte de Davis. Na década de 1960, outra ruptura conceitual aconteceu, quando John Hack reconheceu que o soerguimento não poderia aumentar a elevação acima de um limite crítico, mesmo que operasse por longos períodos de tempo. As montanhas, na ausência de erosão, entrariam em colapso devido ao seu próprio peso, por causa da resistência finita das rochas.

As concepções modernas sobre a evolução das paisagens incorporam partes de todas essas idéias pioneiras e advogam a existência de uma progressão da forma da paisagem como sendo dependente do tempo. Hoje os geólogos entendem que a evolução das paisagens depende fortemente da *escala de tempo* na qual ocorrem as mudanças geomorfológicas. A importância dos diferentes processos modificadores da paisagem varia como uma função do intervalo de tempo no qual se observa a mudança na paisagem. Por exemplo, variações no clima foram um fator muito importante na evolução da paisagem durante os últimos 100 mil anos, mas representam apenas um fator minoritário em escalas de tempo de 100 milhões de anos. Nesses longos intervalos de tempo geológico, a história de soerguimento tectônico é provavelmente muito mais importante.

O ciclo de soerguimento e erosão de Davis

William Morris Davis, um geólogo de Harvard do início do século XX, estudou montanhas e planícies no mundo inteiro. Ele propôs um *ciclo de erosão* que progride desde as montanhas altas e íngremes, formadas tectonicamente na juventude, passando pelas formas arredondadas da maturidade e chegando até as planícies desgastadas, típicas da estabilidade tectônica e do estágio senil (**Figura 18.19a**). Davis acreditava que o ciclo começaria por um pulso de soerguimento tectônico forte e rápido. Toda a topografia seria então formada durante esse primeiro estágio. A erosão desgastaria a topografia até uma superfície relativamente plana, nivelando todas as estruturas e diferenças existentes no substrato rochoso. Davis encarou as superfícies planares das extensas discordâncias como evidências da existência dessas planícies em tempos geológicos passados. Nesses planos, a existência de um ou outro monte isolado poderia representar os restos não-erodidos de antigas elevações altas. A maioria dos geólogos da época aceitou a hipótese de Davis, que sugeria que as montanhas são repentinamente elevadas, em curtos períodos de tempo, permanecendo, então, estaticamente fixas, à medida que a erosão vai desgastando-as. O ciclo de Davis foi aceito em parte porque os geólogos acreditavam ser possível encontrar muitos exemplos de que pareciam ser os diferentes estágios de juventude, maturidade e senilidade.

A erosão compete com o soerguimento

O ponto de vista de Davis foi desafiado por seu contemporâneo, Walther Penck, o qual propôs que a magnitude da deformação

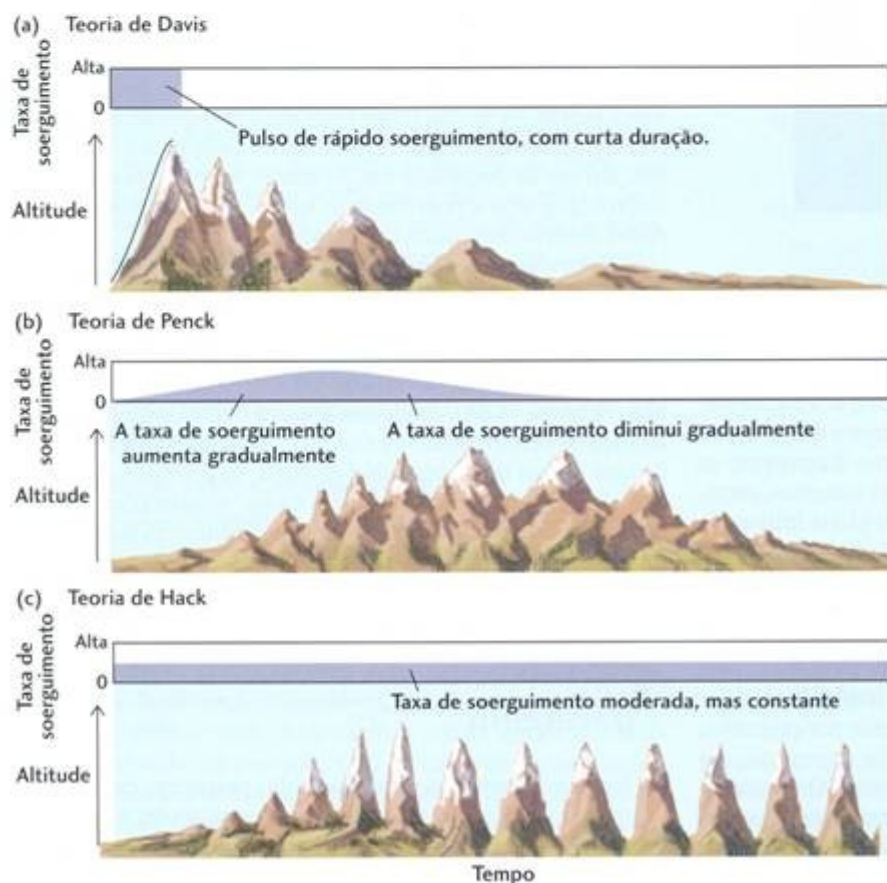


Figura 18.19 Os modelos clássicos de evolução da paisagem resultantes do soerguimento tectônico e da erosão, conforme as proposições de William Morris Davis (a), Walther Penck (b) e John Hack (c). [Fonte: Burbank, D. W. and Anderson, R. S. *Tectonic Geomorphology*, Oxford, Blackwell, 2001, p. 5]

Quadro 18.1 Métodos para a datação absoluta da paisagem

Método	Intervalo de validade (em anos antes do presente)	Materiais necessários
RADIOISOTÓPICOS		
Carbono-14	35.000	Madeira, conchas
Urânio/tório	10.000 – 350.000	Carbonatos (corais)
Termoluminescência (TL)	30.000 – 300.000	Quartzo com diâmetro silte
Luminescência estimulada opticamente	0- 300.000	Quartzo com diâmetro silte
COSMOGÊNICOS		
Berílio-10 e alumínio-26 <i>in situ</i>	3-4 milhões	Quartzo
Hélio, neônio	Ilimitado	Olivina, quartzo
Cloro-36	0-4 milhões	Quartzo
QUÍMICOS		
Tefrocronologia	0- vários milhões	Cinza vulcânica
PALEOMAGNÉTICOS		
Identificação de mudanças de polaridade	> 700.000	Sedimentos finos, derrames vulcânicos
Variações seculares	0 – 700.000	Sedimentos finos
BIOLÓGICOS		
Dendrocronologia	10.000	Madeira

Fonte: Modificado de Burbank, D. W. and Anderson, R. S. *Tectonic Geomorphology*, Oxford, Blackwell, 2001, p. 39.

tectônica e do soerguimento aumenta gradualmente até um clímax e, então, diminui (Figura 18.19b). Infelizmente, Davis, com sua estatura profissional mais elevada e estilo prolífico de publicação, foi capaz de promover suas próprias idéias de forma muito mais efetiva. As idéias de Penck só foram notadas de forma ampla quase 50 anos depois de sua publicação.

Penck propôs que os processos geomórficos superficiais atacam as montanhas em processo de soerguimento durante todo o tempo em que este ocorre. Por fim, à medida que a taxa de deformação diminui, as taxas de erosão predominam em relação às de soerguimento, o que resulta em uma diminuição gradacional do relevo e da elevação média. Esse modelo representou uma ruptura conceitual por ter reconhecido que a evolução da paisagem pode resultar de uma competição entre soerguimento e erosão. O modelo de Davis, diferentemente, enfatizou a distinção temporal entre esses dois processos. Para este modelo, a idade da paisagem era o determinante primário da forma.

A medida das taxas de soerguimento e de erosão

Na última década, os geólogos mostraram que as idéias de Penck acerca da competição entre soerguimento e erosão está correta, especialmente no que diz respeito às paisagens de áreas tectonicamente ativas. A escolha entre teorias de evolução da paisagem alternativas requer a determinação de taxas de soerguimento e de erosão nos processos de construção de montanhas. As novas tecnologias, tais como o sistema de Posicionamento Global (GPS) (ver Figura 19.5) e interferometria por radar produziram mapas espetaculares de deformação crustal e de taxas de soerguimento. Novos métodos de datação ajudaram a determinar a idade de superfícies geomorfológicas

mente importantes, tais como terraços fluviais (Quadro 18.1) com idades de até 1 milhão de anos.

Um promissor esquema de datação, dentre os novos métodos, baseia-se no fato de que os raios cósmicos, ao penetrarem por um metro na camada exposta de rocha ou de solo, levam à produção de quantidades muito pequenas de certos isótopos radioativos. Um deles é o berílio-10, que se acumula mais à medida que a rocha ou o solo são expostos, e em menor quantidade se o material é soterrado profundamente. Os geólogos utilizaram o Be-10 para comparar idades de terraços fluviais do Rio Indo, nas Montanhas do Himalaia. Eles plotaram as mudanças de altitude *versus* o tempo para determinar as taxas médias de erosão e de soerguimento. Assim, descobriu-se que as taxas de erosão fluvial no Himalaia variavam entre 2 mm e 12 mm por ano. Em outros locais, as taxas de soerguimento tectônico medidas foram da mesma magnitude, variando de 0,8 mm a 12 mm por ano.

As paisagens alcançam um equilíbrio dinâmico

John Hack elaborou a idéia de que a erosão compete com o soerguimento. Ele acreditava que, quando as taxas de soerguimento e de erosão mantêm-se por um período de tempo longo, a evolução da paisagem atingirá um balanço ou equilíbrio dinâmico (ver Figura 18.19c). Durante esse período de equilíbrio, as formas de paisagem podem sofrer ajustes pouco significativos, mas a paisagem, no geral, permanecerá basicamente a mesma.

Hack reconheceu que a altura das montanhas não poderia aumentar para sempre, mesmo que as taxas de soerguimento fossem extremamente altas. Foi visto, no Capítulo 12, que as rochas quebram-se, quando suficientes tensões diferenciais são aplicadas, e, dessa forma, torna-se claro que, se as montanhas

tornarem-se altas e íngremes demais, elas entrarão em colapso devido ao seu próprio peso, simplesmente por causa da força da gravidade. Assim, com a continuidade do soerguimento até valores superiores a um limite crítico, as rupturas das vertentes e os movimentos de massas, sozinhos, evitarão maiores aumentos da elevação. Consequentemente, as taxas de soerguimento e de erosão chegam a um balanço de longo prazo. Diferentemente dos modelos de Davis e Penck, o modelo de Hack não requer a diminuição das taxas de soerguimento.

Uma implicação fascinante do modelo de Hack é que uma paisagem não precisa de forma nenhuma evoluir, se as taxas de soerguimento e de erosão estiverem balanceadas. Entretanto, a história da Terra ensina-nos que, qualquer coisa que suba, tem de descer. Em se tratando de longos períodos de tempo, os modelos de Davis e de Penck descrevem com maior precisão as mudanças finais das formas das paisagens (ver Figura 18.17a). Quando a erosão excede o soerguimento, as vertentes tornam-se cada vez mais arredondadas. Pelo fato de poucas áreas do mundo permanecerem tectonicamente quietas por períodos de até 100 milhões de anos, a planície de erosão perfeitamente plana, como Davis propôs, poderia raramente formar-se na história da Terra. O modelo de equilíbrio dinâmico talvez seja o mais apropriado para as paisagens de áreas tectonicamente ativas onde uma taxa de soerguimento particular possa ser mantida por 1 milhão de anos ou mais.

RESUMO

Quais são os principais componentes das paisagens? A paisagem é descrita em termos da topografia, que inclui a elevação ou altitude da superfície da Terra, acima ou abaixo do nível do mar, e o relevo, que é a diferença entre os pontos mais baixo e mais alto de uma região. Na paisagem, podem-se também distinguir as diversas formas de relevo produzidas por erosão e sedimentação por rios, geleiras, movimentos de massas de terra e vento. As formas de relevo mais comuns são as montanhas e montes, os planaltos e as vertentes e cristas com controle estrutural – todas formadas pela atividade tectônica modificada pela erosão.

Como os sistemas do clima e da tectônica de placas interagem para controlar a paisagem? A paisagem é determinada pela tectônica, pela erosão, pelo clima e pela dureza do substrato rochoso. A tectônica, causada pelos movimentos das placas, eleva as montanhas e rebaixa os vales e as bacias. A erosão esculpe o substrato rochoso, formando vales e vertentes. O clima afeta o intemperismo e a erosão e produz as paisagens glaciais e desérticas. A resistência variável à erosão dos diversos tipos de rochas responde parcialmente pelas diferenças na declividade e nos perfis dos vales, sendo as altas declividades encontradas em rochas com maior resistência.

Como as paisagens evoluem? A evolução das paisagens depende muito da competição entre as forças de soerguimento e as forças erosivas. As paisagens iniciam sua evolução com o soerguimento tectônico, que, por sua vez, estimula a erosão. Quando as taxas de soerguimento tectônico são altas, as taxas de erosão também podem ser altas, mas, de qualquer forma, as

montanhas serão altas e íngremes. À medida que as taxas de soerguimento diminuem, as taxas de erosão serão ainda altas e, assim, tornar-se-ão relativamente mais importantes; a superfície do terreno será rebaixada e as vertentes serão arredondadas. Quando as taxas de soerguimento chegarem a zero, a erosão torna-se dominante e desgasta as antigas montanhas até que se tornem morros suaves e planícies amplas. Se a inatividade tectônica continuar por muito tempo, a superfície do terreno poderá ser rebaixada até formar uma planície arrasada. O clima e o tipo de rocha modificam drasticamente a tendência evolutiva em vários ambientes superficiais, tornando as paisagens glaciais e desérticas muito diferentes.

Por que as montanhas não afundam? As montanhas, como os *icebergs*, também flutuam. Mas elas flutuam no manto, e não no oceano. Durante longos períodos de tempo (milhares a milhões de anos), o manto comporta-se como um líquido e exerce uma força de empuxo na base das montanhas, que neutraliza a força da gravidade. Assim, muitas cadeias de montanhas estão em equilíbrio isostático com o manto. Durante a rápida erosão das cadeias de montanhas, os topos poderão ser soerguidos a novas alturas, pois a massa da montanha é reduzida pela erosão, resultando em soerguimento isostático.

Conceitos e termos-chave

- abrasão (p. 456)
- área voçorocada (p. 458)
- cuesta (p. 458)
- curva de nível (p. 450)
- elevação (p. 450)
- energia da corrente (p. 455)
- forma de relevo (p. 453)
- geomorfologia (p. 449)
- *hogback* (p. 459)
- mesa (p. 454)
- planalto (p. 454)
- retroalimentação negativa (p. 459)
- retroalimentação positiva (p. 460)
- topografia (p. 450)
- relevo (p. 450)

Exercícios



Este ícone indica que há uma animação disponível no site eletrônico que pode ajudá-lo na resposta.



1. Cite três exemplos de formas de relevo.



2. O que é relevo topográfico e como se relaciona com a altitude?

3. Por que o relevo varia de acordo com a escala da área em que foi considerado?

4. Como os falhamentos e o soerguimento controlam a topografia?

5. Compare os diferentes processos erosivos em áreas topograficamente altas e baixas.

6. Como a declividade do leito fluvial e a vazão afetam a energia da corrente?

7. Como o clima afeta a topografia e vice-versa?

8. Como o balanço entre tectônica e erosão afeta a altura das montanhas?

Em que regiões da América do Norte os movimentos das placas tectônicas ativas afetam, atualmente, a paisagem?

Questões para pensar

Este ícone indica que há uma animação disponível no sítio eletrônico que pode ajudá-lo na resposta.

Os topos de duas cadeias de montanhas têm diferentes elevações: a cadeia A tem cerca de 8 km de altura e a cadeia B tem cerca de 2 km. Sem saber mais nada a respeito dessas cadeias de montanhas, você poderia fazer uma suposição inteligente sobre as idades relativas do processo de formação das mesmas?

Suponha que você tem de caminhar uma distância de 1 km, desde um rio fluvial até o topo de uma montanha de 2 km de altitude, em duas situações: (a) em uma área tectonicamente ativa; (b) em uma área tectonicamente inativa. Em qual das duas áreas a subida seria mais íngreme?

3. Uma cadeia de montanhas jovem, com idade, tipo de rocha e estrutura uniforme, estende-se desde uma área bem ao norte, onde o clima é muito frio, passa por uma região temperada, e chega até uma região ao sul, onde o clima é tropical chuvoso. Quais seriam as diferenças na topografia dessa cadeia de montanhas, em cada um dos climas?

4. Descreva as principais formas de relevo em uma região úmida e quente com substrato calcário.

5. Em que paisagens você esperaria encontrar lagos?

6. Que mudanças na topografia do Himalaia e do Planalto do Tibete você poderia prever para os próximos 10 milhões e 100 milhões de anos?

7. Que mudanças na paisagem das Montanhas Rochosas do Colorado poderiam resultar de uma mudança do clima atual, que é temperado e um pouco seco, para um clima mais quente e com um grande aumento na pluviosidade?

8. Em curtos períodos de tempo (milhares de anos), o soerguimento isostático pode, temporariamente, levantar as montanhas até elevações mais altas. Entretanto, em longos períodos de tempo (milhões de anos), a continuidade da erosão reduzirá esses picos a elevações progressivamente mais baixas. Quando isso acontece, o que ocorre com a profundidade da base da litosfera continental sob as montanhas, de acordo com o conceito de equilíbrio isostático? Lembre-se de que as montanhas flutuam no manto, que está na base da litosfera continental. Essa profundidade aumentará ou diminuirá, à medida que as montanhas forem erodidas?

Sugestões de leitura

Burbank, D. W. and Anderson, R. S. 2001. *Tectonic Geomorphology*. Oxford, Blackwell.

Goudie, A. 1995. *The Changing Earth: Rates of Geomorphological Processes*. London, Blackwell.

Merritts, D. and Ellis, M. 1994. Introduction to Special Section on tectonics and topography. *Journal of Geophysical Research*, 99, p. 12.135-12.141.

Pinter, N. and Brandon, M. T. 1997. How erosion builds mountains. *Scientific American* (April), p. 74-79.

Strain, P., and Engle, F. 1992. *Looking at Earth*. Atlanta, Turner Publishing.

Sullivan, W. 1984. *Landprints: On the Magnificent American Landscape*. New York: New York Times Book Co.

Summerfield, M. A. 1991. *Global Geomorphology*. Essex: Longman.

Sugestões de leitura em português

Cassetti, V. 1994. *Elementos de geomorfologia*. Goiânia: UFG.

Christofolletti, A. 1974. *Geomorfologia*. São Paulo: Edgar Blücher; EDUSP.

Cunha, S. B. da e Guerra, A. J. T. (orgs). 1998. *Geomorfologia do Brasil*. Rio de Janeiro: Bertrand-Brasil.

Bigarella, J. J., Becker, R. D. e Santos, G. F. 1994. *Estrutura e origem das paisagens tropicais e subtropicais: fundamentos geológicos-geográficos, alteração química e física das rochas, relevo cárstico e dômico*. Florianópolis: UFSC.

Ross, J. L. S. 2001. *Geomorfologia: ambiente e planejamento*. São Paulo: Contexto.

Notas de tradução

¹ Também denominada de "curva de contorno".

² No original, *Digital Elevation Model (DEM)*.

³ No original, *contiguous United States*, o que se refere ao território dos Estados Unidos, exceto os estados do Havaí, e territórios como Porto Rico, Guam, etc.

⁴ Ver Capítulo 16.

⁵ Além disso, predominam, nos planaltos, os processos erosivos em relação aos processos de acumulação.

⁶ No Brasil, esses relevos são também chamados de: "chapada", "chapadão" e "tabuleiro", entre outras designações.

⁷ Este tipo de relevo é também referido na literatura técnica mais antiga como "relevo apalachiano".

⁸ Em inglês, *badland*, eventualmente não traduzido na literatura técnica.

⁹ Também conhecida como "erosão por gully".

¹⁰ O vocábulo *hogback* (pronuncia-se [hog'bæk]) não tem sido traduzido na literatura técnica brasileira.

¹¹ Em inglês, *isostatic rebound*.