



# Sedimentos e Rochas Sedimentares

*“Um homem deveria examinar por si mesmo a grande pilha de estratos superpostos e ver os riachos carregando argila e as ondas desgastando as falésias marinhas para poder compreender algo sobre a duração do tempo passado, cujos monumentos vemos em todo o nosso redor.”*

CHARLES DARWIN

Rochas sedimentares e ciclo das rochas	196
Ambientes de sedimentação	200
Estruturas sedimentares	203
Soterramento e diagênese: do sedimento à rocha	206
Classificação das rochas sedimentares e dos sedimentos clásticos	208
Classificação das rochas sedimentares e dos sedimentos químicos e bioquímicos	211
A tectônica de placas e as bacias sedimentares	219

A maior parte da superfície terrestre, incluindo o assoalho oceânico, é coberta de sedimentos. Dispostos em camadas de partículas soltas, eles têm diversas origens, reunidas em três grupos. O primeiro grande grupo de sedimentos é gerado pelo intemperismo dos continentes. O segundo resulta dos restos de organismos que secretaram conchas minerais. Por fim, o terceiro consiste em cristais inorgânicos que se precipitaram quando elementos químicos dissolvidos nos oceanos e lagos se combinaram para formar novos minerais.

As rochas sedimentares foram uma vez sedimentos e, por isso, são o registro das condições da superfície terrestre da época e do lugar onde eles foram depositados. Os geólogos podem reconstruir o caminho de volta dessas rochas para inferir as áreas-fonte dos sedimentos e os tipos de ambientes onde eles foram originalmente depositados. Por exemplo, o topo do Monte Everest é composto de calcários fossilíferos. Essa evidência indica que muito antes

de ele ter sido soerguido, esse lugar – que agora é o mais alto do mundo – fez parte do assoalho de um oceano.

O tipo de análise utilizada para se fazer inferências sobre as formações rochosas do topo do Monte Everest aplica-se exatamente da mesma forma para antigas linhas de costa, montanhas, planícies, desertos e pântanos de outras regiões. Numa certa área, por exemplo, o arenito pode registrar um tempo pretérito no qual as areias acumularam-se nas praias de um litoral que, desde muito, já não existe mais. Já na área vizinha desse litoral, recifes de carbonato podem ter se acumulado ao longo do perímetro de uma ilha tropical. Num local mais adiante, pode ter havido uma área marinha de água rasa, na qual se depositaram sedimentos como lamas carbonáticas, que, posteriormente, se tornaram estratos delgados de calcários. Ao reconstruímos tais ambientes, podemos mapear continentes e oceanos de muito tempo atrás.

A partir do estudo das rochas sedimentares, inferências complementares também são possíveis. Pode-se reconstruir o passado para entender o posicionamento antigo das placas tectônicas e seus posteriores movimentos, que podem revelar se os sedimentos se originaram em arcos vulcânicos, vales em rifte ou em montanhas em limites colisionais. Em alguns casos, onde os constituintes dos sedimentos e das rochas sedimen-

tares são derivados da alteração de rochas preexistentes, podem-se formular hipóteses sobre o clima antigo e o regime do intemperismo. Também podemos utilizar as rochas sedimentares formadas pela precipitação na água do mar para ler a história da mudança do clima e da química dos oceanos da Terra.

O estudo dos sedimentos e das rochas sedimentares tem, da mesma forma, grande valor prático. O petróleo e o gás, nossas mais importantes fontes de energia, são encontrados nessas rochas. Do mesmo modo, elas contêm grande parte do urânio utilizado na produção de energia nuclear. O carvão, um tipo particular de rocha sedimentar, também é utilizado para gerar energia. As rochas fosfáticas utilizadas para fabrico de fertilizantes são sedimentares, da mesma forma que grande parte do minério de ferro do mundo. O conhecimento sobre a formação desses tipos de sedimentos ajuda-nos a encontrar e utilizar esses recursos limitados.

Por fim, devido ao fato de que praticamente todos os processos sedimentares acontecem próximo à superfície terrestre, onde a humanidade vive, eles fornecem os fundamentos para o entendimento dos problemas ambientais. Antigamente, estudávamos as rochas sedimentares sobretudo para melhor explorar os recursos naturais citados antes. Cada vez mais, entretanto, estudamos essas rochas para melhorar nosso conhecimento sobre o meio ambiente da Terra.

**Neste capítulo, veremos como os processos geológicos, tais como o intemperismo, o transporte, a sedimentação e a diagênese, produzem sedimentos e rochas sedimentares. Des-**

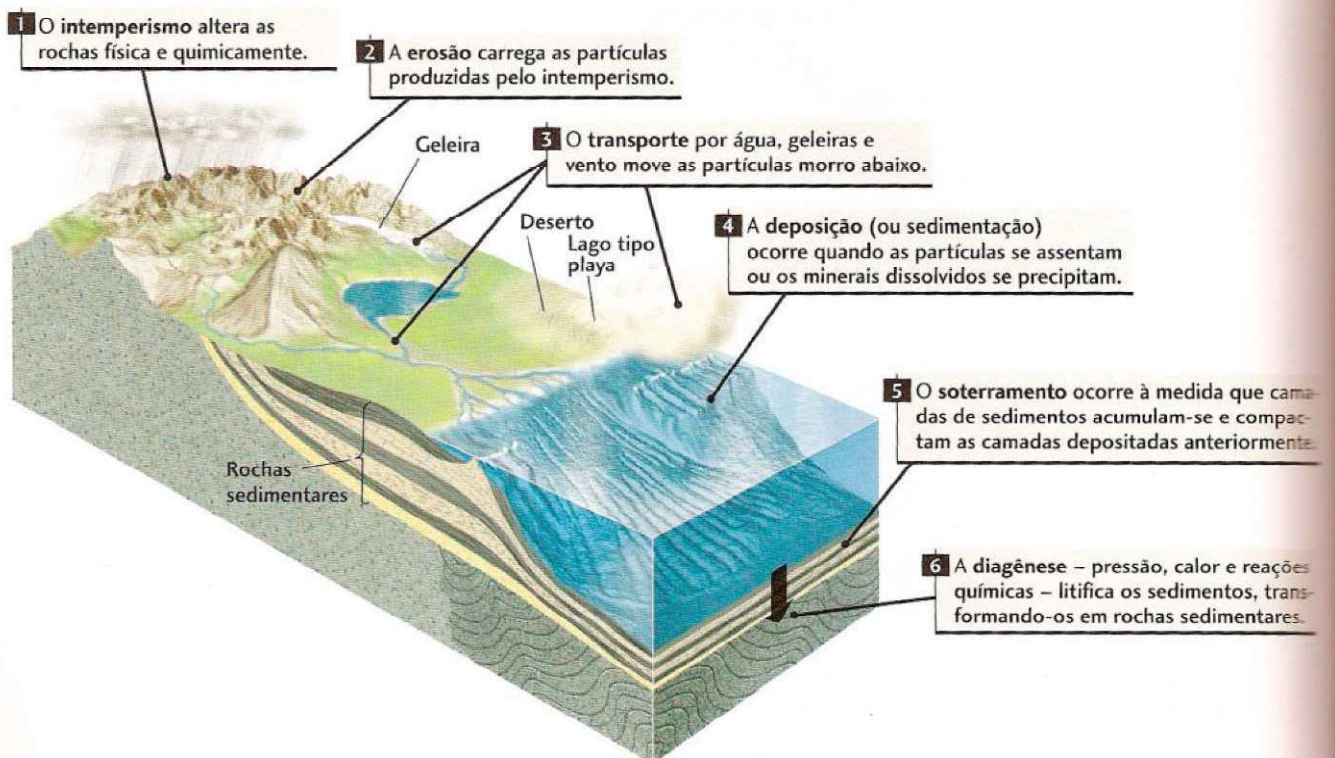
**creveremos as composições, texturas e estruturas dos sedimentos e das rochas sedimentares e examinaremos como correlacioná-los com os vários tipos de ambientes em que são gerados. Ao longo do capítulo, aplicaremos nosso conhecimento das origens dos sedimentos para o estudo dos problemas ambientais humanos e para a exploração dos recursos energéticos e minerais.**



## Rochas sedimentares e ciclo das rochas

Os sedimentos e as rochas sedimentares formadas a partir delas são produzidos durante os estágios de superfície do ciclo das rochas (abordado no Capítulo 4). Em outras palavras, ambos se formam depois que as rochas formadas no interior da crosta ficam expostas na superfície devido à tectônica e antes de retornarem para níveis mais profundos, devido ao soterramento. Os processos que estruturam os estágios sedimentares do ciclo das rochas estão revistos na **Figura 8.1**.

- **Intemperismo** O intemperismo físico desagrega as rochas; o intemperismo químico transforma minerais e rochas em sólidos alterados, soluções e precipitados.
- **Erosão** A erosão mobiliza as partículas produzidas pelo intemperismo.



**Figura 8.1** Os estágios sedimentares do ciclo das rochas compreendem vários processos sobrepostos: intemperismo químico e físico, erosão, transporte, deposição, soterramento e diagênese.

- **Transporte** As correntes de vento e de água e o deslocamento das geleiras transportam partículas para novos lugares morro abaixo ou a jusante.
- **Deposição** (também chamada de *sedimentação*) As partículas sedimentares depositam-se quando o vento se aquieta, as correntes de água se desaceleram, ou os bordos das geleiras se fundem. Essas partículas formam camadas de sedimentos nos continentes ou no leito marinho. No oceano ou nos ambientes aquáticos continentais, formam-se precipitados químicos que se depositam, e conchas de organismos mortos são quebradas e depositadas.
- **Soterramento** À medida que as camadas de sedimentos se acumulam, o material anteriormente depositado é compactado e, então, soterrado na crosta terrestre.
- **Diagênese** A diagênese refere-se às mudanças físicas e químicas – incluindo pressão, calor e reações químicas – pelas quais os sedimentos soterrados são litificados e adquirem uma nova identidade como rochas sedimentares.

### Os sedimentos no sistema Terra

Podemos ver os estágios sedimentares do ciclo das rochas como interações dos geossistemas da tectônica de placas e do clima que governam a superfície terrestre e as porções rasas da crosta. Por exemplo, o intemperismo e a erosão resultam das interações da crosta sólida e dos oceanos e atmosfera. Numa interação típica, o intemperismo e o transporte podem aumentar com a intensificação da chuva. O transporte leva os materiais para os sítios de deposição. Quando os sedimentos são soterrados, começam a sofrer a diagênese. Neste capítulo e nos seguintes, veremos como processos específicos, a exemplo do fluxo de uma corrente aquosa, têm um papel nessas interações dos sistemas.

### A matéria-prima do intemperismo e da erosão: partículas e substâncias dissolvidas

Como vimos no Capítulo 7, o intemperismo químico e a fragmentação mecânica das rochas na superfície produzem tanto produtos sólidos como dissolvidos, e a erosão carrega esses materiais adiante. Os produtos finais são agrupados ou como sedimentos clásticos ou como sedimentos químicos e bioquímicos.

**Sedimentos clásticos** As partículas clásticas são fragmentos de rocha fisicamente transportados e produzidos pelo intemperismo de rochas preexistentes. Os sedimentos clásticos são acumulações de partículas clásticas. Essas partículas variam em tamanho, desde matacão e seixo até areia, silte e argila. Elas também variam muito na forma. A ruptura ao longo de juntas, planos de acamamento e outras fraturas na rocha-matriz determina a forma dos matacões, calhaus e seixos. Os grãos de areia tendem a herdar suas formas dos cristais individuais da rocha-matriz, na qual eram anteriormente encaixados uns nos outros.

Os sedimentos clásticos são também chamados de *siliciclásticos* porque são produzidos pelo intemperismo de rochas compostas predominantemente por silicatos. A mistura de minerais nos sedimentos clásticos varia. Minerais como o quartzo são resistentes ao intemperismo e, assim, são encontrados inalterados nos sedimentos clásticos. Podem existir fragmentos parcialmente alterados de minerais, como o feldspato, que são menos resistentes ao intemperismo e, portanto, menos estáveis. Além disso, outros minerais dos sedimentos clásticos podem ser neoformados, como os argilominerais. Onde o intemperismo é pouco intenso, muitos minerais que são instáveis em condições superficiais sobrevivem como partículas clásticas. O Quadro 8.1 mostra três conjuntos de minerais num afloramento típico de granito.

**Sedimentos químicos e bioquímicos** Os produtos dissolvidos pelo intemperismo são íons ou moléculas em solução nas águas dos solos, rios, lagos e oceanos. Essas substâncias dissolvidas são precipitadas como reações químicas e bioquímicas. Os **sedimentos químicos** formam-se no ou próximo ao local de deposição, geralmente na água do mar. Os **sedimentos bioquímicos** constituem-se de minerais não-dissolvidos de restos de organismos, bem como de minerais precipitados pelos processos biológicos. Fazemos a distinção entre esses dois tipos de sedimentos somente por conveniência, pois, na prática, muitos sedimentos químicos e bioquímicos sobrepõem-se. Na maior parte do mundo, a fragmentação de rochas pelo intemperismo físico é muito maior que a dissolução causada pelo intemperismo químico. Assim, os sedimentos clásticos são cerca de 10 vezes mais abundantes na crosta terrestre do que os químicos e bioquímicos.

Os sedimentos bioquímicos em ambientes marinhos rasos consistem em camadas de partículas sedimentares precipitadas biologicamente, tais como conchas inteiras ou quebradas. Às vezes, as conchas podem ser transportadas e, posteriormente,

**Quadro 8.1** Minerais que permanecem nos sedimentos clásticos derivados de um afloramento médio de granito sob diferentes intensidades de intemperismo

Intensidade do intemperismo		
Baixa	Média	Alta
Quartzo	Quartzo	Quartzo
Feldspato	Feldspato	Argilominerais
Mica	Mica	
Piroxênio	Argilominerais	
Anfibiólio		

quebradas e depositadas como **sedimentos bioclásticos**. Esses sedimentos de águas rasas consistem, predominantemente, em dois minerais de carbonato de cálcio – calcita e aragonita – em proporções variáveis. Outros minerais, como fosfatos e sulfatos, são abundantes apenas em certos locais.

No oceano profundo, os sedimentos bioquímicos são constituídos de conchas de poucos tipos de organismos. Elas são compostas predominantemente de calcita, um mineral de carbonato de cálcio, mas a sílica também pode estar consideravelmente precipitada em algumas partes das profundezas marinhas. Como essas partículas bioquímicas acumulam-se em águas muito profundas, onde a agitação por correntes que transportam sedimentos é rara, as conchas dificilmente formam sedimentos bioclásticos.

Outros sedimentos químicos formam-se por processos inorgânicos. Por exemplo, a evaporação da água do mar frequentemente leva à precipitação de camadas compostas por gipsita ou halita. Esses sedimentos formam-se em climas áridos, em locais onde um braço do mar ficou suficientemente isolado para que a evaporação pudesse concentrar os elementos químicos dissolvidos na água até o ponto de precipitação.

### Transporte e deposição: a viagem até o sítio deposicional

Depois de se formarem pelo intemperismo e pela erosão, as partículas clásticas e os íons dissolvidos começam uma viagem até o local de sedimentação. Essa viagem pode ser muito longa; por exemplo, ela pode estender-se por milhares de quilômetros desde os tributários do rio Mississipi, nos contrafortes das Montanhas Rochosas, até os pântanos da Louisiana.

A maioria dos agentes de transporte carrega material morro abaixo. Uma rocha que cai de um penhasco, a areia que é carregada por um rio que deságua no mar e as geleiras que vagorosamente deslizam morro abaixo são, todas elas, respostas à força da gravidade. Embora os ventos possam levar materiais de locais mais baixos para mais elevados, no longo percurso em que transportam areia e pó, a gravidade acaba sendo inexorável, e essas partículas depositam-se em resposta a sua atração. Quando uma partícula soprada pelo vento cai no oceano e sedimenta-se através da água, ela é “presa”. Ela pode ser movimentada de novo somente por uma corrente oceânica, a qual transporta apenas para outro sítio deposicional do próprio fundo marinho.

Nos ambientes marinhos, as partículas produzidas por processos químicos ou bioquímicos podem ser transportadas desde a área onde foram formadas até locais próximos ao sítio de deposição. As correntes marinhas que transportam sedimentos, como as correntes de maré (ver Capítulo 18), atuam em percursos mais curtos que os dos grandes rios continentais. O pequeno percurso de transporte dos sedimentos químicos ou bioquímicos contrasta com as grandes distâncias de deslocamento dos sedimentos siliciclásticos.

**As correntes como agentes de transporte de partículas clásticas** A maioria dos sedimentos é transportada por correntes de ar ou de água. A enorme quantidade de todos os tipos de sedimentos encontrada nos oceanos resulta, principalmente, da capacidade de transporte dos rios, que anualmente carregam uma carga de sedimentos sólidos e dissolvidos de cerca de 25 bilhões de toneladas ( $250 \times 10^{14}$  g).

As correntes de ar também movem materiais, mas em quantidade muito menor que a dos rios e correntes oceânicas. Quando as partículas são levantadas por fluidos como o ar ou a água, as correntes carregam-nas adiante na direção do vento ou do rio. Quanto mais forte a corrente – isto é, quanto mais rápido ela flui –, maiores são as partículas que ela transporta.

**Força da corrente, tamanho da partícula e seleção** A sedimentação começa onde o transporte termina. Para partículas clásticas, a força que controla a sedimentação é predominantemente resultante do efeito da gravidade. As partículas tendem a assentar-se sob a atração gravitacional. Essa tendência opõe-se à capacidade de uma corrente carregar uma partícula. Embora seja uma lei básica da física que, no vácuo, as partículas de qualquer tamanho e densidade caem no solo com mesma velocidade, essa lei não se aplica a partículas num fluido. Nele, os grãos maiores assentam-se mais rápido que os menores. A velocidade de assentamento é proporcional à densidade e ao tamanho da partícula. Os minerais mais comuns nos sedimentos têm, aproximadamente, a mesma densidade (cerca de 2,6 a 2,9  $\text{g/cm}^3$ ). Portanto, utilizamos o tamanho, que é mais convenientemente medido que a densidade, como indicador da velocidade de assentamento de minerais na sedimentação.

Quando uma corrente que está carregando partículas de vários tamanhos se desacelera, ela não pode mais continuar levando as partículas maiores suspensas, que, então, se depositam. Quando a corrente se desacelera ainda mais, as partículas me-



Areia bem selecionada

Areia pobremente selecionada

**Figura 8.2** Quando as correntes diminuem a velocidade, os sedimentos são segregados de acordo com o tamanho da partícula. O grupo relativamente homogêneo de grãos de areia da esquerda é bem selecionado; o grupo da direita é pobremente selecionado. [Bill Lyons]

mentos também se assentam. Por fim, quando a corrente pára por completo, mesmo as menores partículas se depositam. Mais especificamente, as correntes segregam as partículas nos seguintes modos:

- *Correntes fortes* (mais velozes que 50 cm/s) carregam cascalho com um abundante suprimento de detritos grossos e finos. Tais correntes são comuns em riachos que fluem velozmente em terrenos montanhosos, onde a erosão é rápida. O cascalho é depositado na praia, em locais onde as ondas erodem costas rochosas. As geleiras produzem e depositam detritos clásticos de todos os tamanhos quando se movem para jusante.

- *Correntes moderadamente fortes* (velocidade entre 20-50 cm/s) depositam camadas de areia. As correntes de força moderada são comuns na maioria dos rios, que carregam e depositam areia em seus canais. Inundações que fluem rapidamente podem espalhar areia na planície do vale fluvial. Os ventos também transportam e depositam areia, especialmente nos desertos; as marés e as correntes depositam areia em praias e oceanos.

- *Correntes fracas* (velocidade menor que 20 cm/s) carregam lama composta pelas menores partículas clásticas. Essas correntes são encontradas na planície de um vale fluvial quando as inundações recuam vagarosamente ou param de escoar. Em geral, as lamas são depositadas no oceano a alguma distância da praia, onde as correntes são muito lentas para carregar até mesmo as finas partículas em suspensão. Grande parte do fundo do mar aberto é coberto por partículas de lama originalmente transportadas pelas ondas superficiais e correntes ou pelo vento. Todas essas partículas assentam-se vagarosamente em profundidades onde as correntes e ondas não atuam, até alcançarem, por fim, o assoalho oceânico.

Como vemos, as correntes podem começar carregando partículas de tamanhos muito diversos e, à medida que variam a velocidade, essas partículas vão se separando. Uma corrente forte e rápida pode depositar uma camada de cascalho, enquanto mantém areias e lamas em suspensão. Se a corrente enfraquece e desacelera, depositará uma camada de areia sobre a de cascalho. Se parar completamente, então depositará uma camada de lama no topo da camada de areia. Essa tendência de segregar sedimentos de acordo com o tamanho, à medida que varia a velocidade da corrente, é chamada de **seleção**. Um sedimento bem selecionado consiste em partículas de tamanho predominantemente uniforme. Um sedimento pobremente selecionado contém partículas de muitos tamanhos (Figura 8.2).

O transporte das partículas não é contínuo, mas intermitente. As correntes rápidas transformam-se em fluxos fracos ou param inteiramente. Um rio pode transportar grandes quantidades de areia e cascalho quando suas margens extravasam, mas ele abandona essa carga assim que a inundação recua e somente volta a apanhá-la e carregá-la para locais ainda mais distantes quando da próxima cheia. Ventos fortes podem carregar grandes quantidades de pó por poucos dias para, então, aquietar-se e depositar o material como uma camada de sedimentos. Da mesma forma, as marés fortes ou outras correntes de água rasa nos litomais podem transportar partículas erodidas de sedimentos de carbonato de cálcio, depositados anteriormente, para lugares mais distantes costa afora e abandoná-las lá. Os processos de intemperismo químico e físico continuam durante o transporte. Esses



**Figura 8.3** O transporte reduz o tamanho e a angularidade das partículas clásticas. Os grãos tornam-se arredondados e um pouco menores à medida que são transportados, embora sua forma geral possa não mudar significativamente.

processos, assim como os agentes de transporte, que são mais rápidos, tendem a operar de forma intermitente.

Enquanto as correntes de água e vento estão transportando partículas, o intemperismo físico continua. Seus processos afetam as partículas de dois modos: reduzindo o tamanho delas e arredondando os fragmentos originalmente angulosos (Figura 8.3). À medida que vão sendo transportadas, as partículas tombam e chocam-se umas com as outras ou friccionam-se contra o substrato rochoso. Os seixos ou grãos maiores que colidem energeticamente podem quebrar-se em dois ou mais pedaços menores. Choques mais fracos podem lascar pequenos pedaços das bordas e dos cantos. A abrasão causada pelo substrato rochoso, associada aos impactos entre os grãos, também arredonda as partículas, desgastando-as e suavizando as arestas e as pontas. Esses efeitos aplicam-se à maioria das partículas grandes, havendo pouca abrasão na areia e no silte causada por impacto.

**O intemperismo químico é intermitente** Embora o material clástico ainda esteja em contato com os principais agentes do intemperismo químico – água mais oxigênio e dióxido de carbono da atmosfera –, as reações lentas do intemperismo não têm muito efeito durante os breves períodos em que o material está sendo de fato transportado por uma corrente. A maior parte do intemperismo químico ocorre durante um longo período intermitente, quando o sedimento está temporariamente depositado antes de ser apanhado de novo pela corrente. Por exemplo, quando um rio inunda seu vale por poucos dias, deposita areia, silte e argila. Depois que a inundação recua, o intemperismo químico dos depósitos recomeça e prossegue até a próxima cheia, que pode carregar o sedimento da inundação anterior, redepositando-o mais longe a jusante, onde novamente começará a sofrer intemperismo químico.

Dessa maneira, os episódios de transporte e deposição podem alternar-se com os de intemperismo químico. A deposição pode ser intermitente e o tempo total entre a formação dos detritos clásticos e sua deposição final pode ser de muitas centenas

nas ou milhares de anos, dependendo da distância até a área de deposição final e do número de paradas ao longo do caminho. As partículas clásticas erodidas nas cabeceiras do rio Mississipi, situadas nas montanhas no oeste de Montana (EUA), por exemplo, levam centenas de anos para viajar os 3.200 km dos rios Missouri e Mississipi até o Golfo do México. Durante essa longa jornada, os intemperismos físico e químico podem afetar as partículas que esses rios carregam.

**Oceanos e lagos: tanques de mistura química** O fator de controle da sedimentação química e bioquímica é mais químico do que gravitacional. Substâncias químicas dissolvidas na água durante o intemperismo são carregadas por ela como uma solução homogênea. Materiais como os íons de cálcio dissolvidos formam a própria solução aquosa, de modo que a gravidade não tem como atuar para a deposição isolada dos mesmos. Como os materiais dissolvidos fluem rio abaixo, eles entram definitivamente nas águas de lagos ou oceanos.

Os oceanos podem ser pensados como imensos tanques de mistura química. Os rios, a chuva, o vento e as geleiras constantemente levam materiais dissolvidos para eles. Além disso, pequenas quantidades de materiais dissolvidos entram no oceano pelas reações químicas entre a água e o basalto quente das dorsais mesoceânicas. O oceano está continuamente perdendo água, que evapora de sua superfície. Todavia, os volumes de entrada e saída de água dos oceanos são tão exatamente equilibrados que eles permanecem constantes por curtos intervalos do tempo geológico, como anos, décadas ou mesmo séculos. Em grandes escalas de milhares a milhões de anos, entretanto, o equilíbrio pode mudar. Durante as Idades do Gelo, por exemplo, quantidades significativas de água do mar foram convertidas em gelo glacial e o nível do mar foi rebaixado por mais de 100 m.

A entrada e a saída de materiais dissolvidos são, da mesma forma, equilibradas. Cada um dos vários componentes da água do mar participa de alguma reação química ou bioquímica que, por fim, se precipita da água e se deposita no assoalho marinho. Como resultado, a **salinidade** do oceano – a quantidade total de substâncias dissolvidas num dado volume de água do mar – mantém-se constante. Considerando todos os oceanos do mundo, a precipitação equilibra o influxo total de materiais dissolvidos pelo intemperismo continental e pela atividade hidrotermal das dorsais mesoceânicas – que é outra maneira, ainda, pela qual o sistema Terra mantém seu equilíbrio.

Podemos entender alguns dos mecanismos que sustentam esse balanço químico ao analisarmos o balanço do cálcio. Esse elemento é um importante componente do mais abundante precipitado bioquímico formado nos oceanos: o carbonato de cálcio ( $\text{CaCO}_3$ ). O cálcio é dissolvido quando o calcário e os silicatos que o contêm – como certos feldspatos e piroxênios – alteram-se nos continentes, liberando-o como íons ( $\text{Ca}^{2+}$ ) que são levados para os oceanos. Aí, vários organismos marinhos combinam, por meio de processos bioquímicos, íons de cálcio com íons de bicarbonato ( $\text{HCO}_3^-$ ), também presentes na água do mar, para formar conchas de carbonato de cálcio. O cálcio, que entra no oceano como íon dissolvido, sai dele como sedimento sólido quando os organismos morrem e suas conchas sedimentam-se e acumulam-se como sedimento de carbonato de cálcio sobre o fundo marinho. Por fim, processos pós-depositivos transformam o carbonato de cálcio em calcário. Dessa forma, o balanço químico que mantém constante o nível de

cálcio dissolvido no oceano é, em parte, regulado pelas atividades dos organismos.

Mecanismos não-biológicos também mantêm o balanço químico nos oceanos. Por exemplo, íons de sódio ( $\text{Na}^+$ ) levados para os oceanos reagem quimicamente com íons de cloro ( $\text{Cl}^-$ ) para formar o precipitado de cloreto de sódio ( $\text{NaCl}$ ). Isso acontece quando a evaporação eleva a quantidade de íons de sódio e cloro para além do ponto de saturação. Como vimos no Capítulo 3, as soluções cristalizam minerais quando se tornam tão saturadas com os materiais dissolvidos que não podem mais contê-los. A intensa evaporação necessária para a cristalização do sal ocorre nas águas rasas e quentes dos braços de mar.

A sedimentação orgânica é, também, outro tipo de precipitação bioquímica. A vegetação pode ser preservada durante décadas em pântanos e se acumular como matéria orgânica concentrada, **turfa**, a qual contém mais de 50% de carbono. A turfa é, por fim, soterrada e transformada pela diagênese em carvão. Tanto em águas de lagos como de oceanos, os restos de algas, bactérias e outros organismos microscópicos podem acumular-se em sedimentos como matéria orgânica que, por sua vez, pode ser transformada em petróleo e gás.



## Ambientes de sedimentação

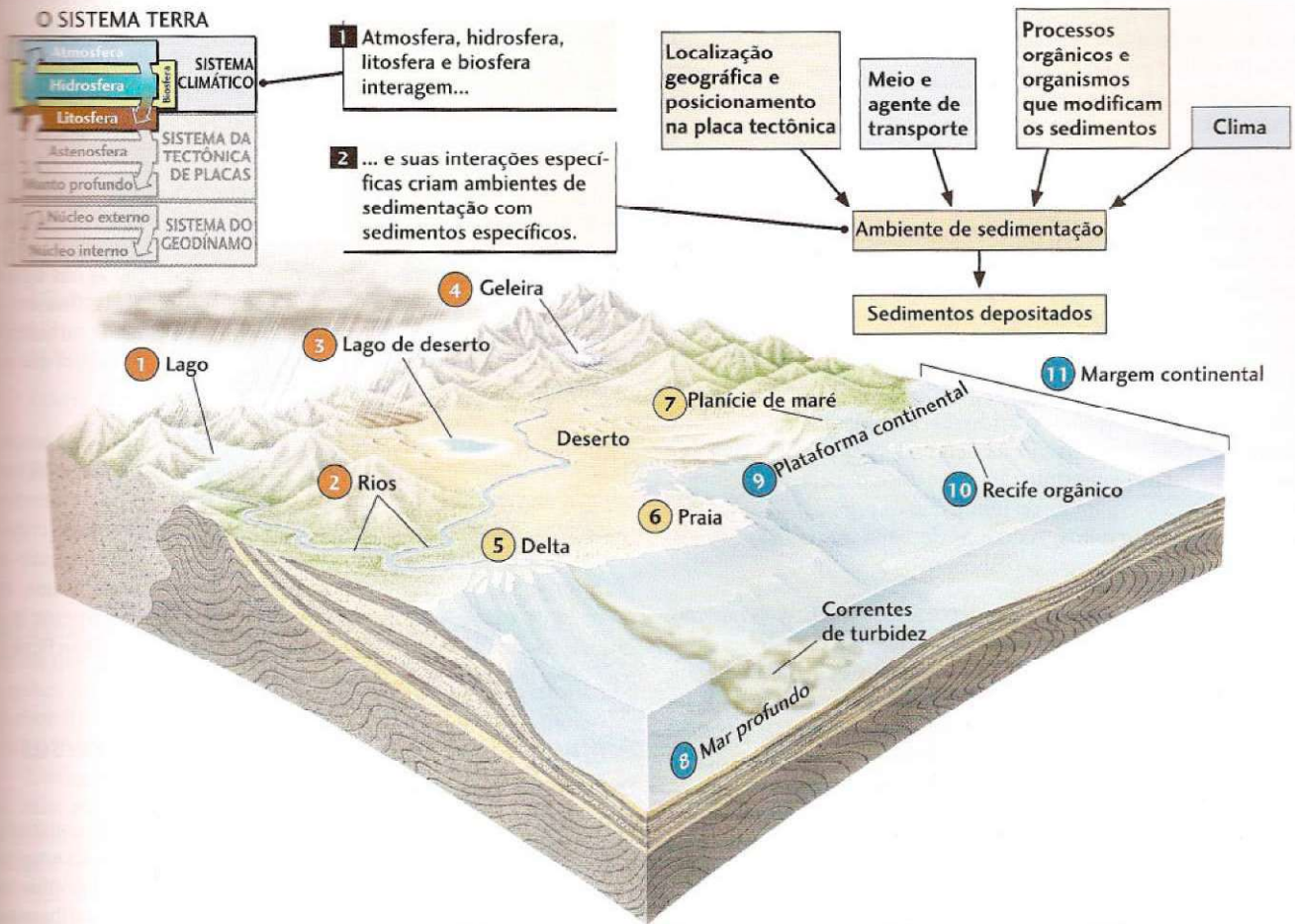
Dentre as várias maneiras pelas quais a sedimentação pode ser classificada, os geólogos estabeleceram o conceito de ambiente de sedimentação como o mais útil. Um **ambiente de sedimentação** é um lugar geográfico caracterizado por uma combinação particular de processos geológicos e condições ambientais (Figura panorâmica 8.4). Os ambientes de sedimentação são frequentemente agrupados por sua localização, seja nos continentes, em regiões costeiras ou, ainda, nos oceanos. As condições ambientais incluem:

- O tipo e a quantidade de água (oceano, lago, rio e terra árida);
- O relevo (terras baixas, montanha, planície costeira, oceano raso e oceano profundo);
- A atividade biológica.

Os processos geológicos incluem as correntes que transportam e depositam os sedimentos (água, vento e gelo), o posicionamento na placa tectônica, que pode afetar a sedimentação e o soterramento dos sedimentos, e a atividade vulcânica. Assim, um ambiente praiial considera conjuntamente as dinâmicas das ondas aproximando-se e arrebatando no litoral, as correntes resultantes e a distribuição dos sedimentos na praia.

Os ambientes de sedimentação estão relacionados com seu posicionamento na placa tectônica. Por exemplo, o ambiente de uma trincheira oceânica profunda é encontrado numa zona de subducção, enquanto espessos depósitos aluviais (fluviais) estão tipicamente associados a montanhas formadas pela colisão de continentes. Os ambientes de sedimentação podem ser afetados ou determinados tanto pelo clima como pela tectônica. Por exemplo, um ambiente desértico tem um clima árido; um ambiente glacial, frio.

OS AMBIENTES DE SEDIMENTAÇÃO RESULTAM DA INTERAÇÃO DE MÚLTIPLOS FATORES



Ambientes continentais		1	2	3	4
<p><b>3</b> Os ambientes continentais mostram uma grande variação de temperatura e precipitação de chuva.</p>	Agente de transporte	Correntes lacustres, ondas	Correntes fluviais	Vento	Gelo, água de degelo
	Sedimentos	Areia e lama, precipitados salinos em climas áridos	Areia, lama e cascalho	Areia e pó	Areia, lama e cascalho
	Clima	Árido a úmido	Árido a úmido	Árido	Frio
<p><b>4</b> Os ambientes costeiros são dominados pela ação de ondas, marés e correntes.</p>	Processos orgânicos	Organismos de água doce e precipitados	Matéria orgânica em depósitos lamosos de inundação	Pouca atividade orgânica	Pouca atividade orgânica
	Ambientes costeiros		5	6	7
	Agente de transporte	Correntes fluviais, ondas	Ondas, correntes de maré	Correntes de maré	
Sedimentos	Areia e lama	Areia e cascalho	Areia e lama		
Clima	Árido a úmido	Árido a úmido	Árido a úmido		
Processos orgânicos	Soterramento de detritos vegetais	Pouca atividade orgânica	Organismos misturados aos sedimentos		
Ambientes marinhos		8	9	10	11
<p><b>5</b> Os ambientes marinhos são influenciados principalmente pelas correntes.</p>	Agente de transporte	Correntes oceânicas	Ondas e marés	Ondas e marés	Correntes oceânicas e ondas
	Sedimentos	Correntes de turbidez	Areia e lama	Organismos calcificados	Lama e areia
	Processos orgânicos	Lama e areia	Deposição de restos de organismos	Secreção de carbonatos por corais e outros organismos	Deposição de restos de organismos

Figura panorâmica 8.4 Um ambiente de sedimentação é caracterizado por um conjunto particular de condições ambientais e processos geológicos.

## Ambientes continentais

Os ambientes de sedimentação em continentes são diversos, devido ao grande intervalo de variação de temperatura e precipitação de chuva na superfície. Esses ambientes são estruturados no entorno de rios, desertos, lagos e geleiras (ver Figura panorâmica 8.4).

- Um *ambiente aluvial* inclui um canal fluvial, as margens do canal e o fundo plano do vale, em ambas as margens do canal, que é inundado quando o rio transborda. Os rios estão presentes em todos os continentes, exceto na Antártida, de modo que os depósitos aluviais estão amplamente distribuídos. Os organismos são abundantes nos depósitos de inundação lamacentos e são responsáveis pelos sedimentos orgânicos. O clima varia de árido a úmido.
- Um *ambiente desértico* é árido. Os sedimentos num deserto formam-se pela combinação da ação do vento com o trabalho dos rios (na maioria intermitentes) que correm nele. A aridez inibe o crescimento orgânico, de modo que os organismos têm pouco efeito nos sedimentos. As dunas de areia do deserto proporcionam um ambiente arenoso especial.
- Um *ambiente lacustre* é controlado pelas ondas relativamente pequenas e pelas correntes moderadas dos corpos interiores de água doce ou salina. A sedimentação química de matéria orgânica ou de carbonatos pode ocorrer em lagos de água doce. Os lagos salinos, como aqueles encontrados em desertos, evaporam e precipitam diversos minerais evaporíticos, como a halita. O Grande Lago Salgado<sup>1</sup> (EUA) é um exemplo.
- Um *ambiente glacial* é dominado pela dinâmica das massas de gelo em movimento e é caracterizado pelo clima frio. A vegetação está presente, mas tem pouco efeito no sedimento. Nas bordas de derretimento de uma geleira, as correntes da água do derretimento formam um ambiente aluvial transitório.

## Ambientes costeiros

A dinâmica das ondas, das marés e das correntes em praias arenosas domina os ambientes costeiros (ver Figura panorâmica 8.4). Os organismos podem ser abundantes nessas águas rasas, mas não influenciam muito a sedimentação clástica, exceto onde os sedimentos carbonáticos também são abundantes. Entre os ambientes costeiros, podemos citar:

- *ambientes deltaicos*, onde os rios desembocam em lagos ou no mar;
- *ambientes de planície de maré*, onde extensas áreas expostas na maré baixa são dominadas por correntes de maré;
- *ambientes praias*, onde as ondas fortes que se aproximam e arrebatam no litoral distribuem os sedimentos na praia, depositando faixas de areia ou cascalho.

## Ambientes marinhos

Os ambientes marinhos geralmente são subdivididos de acordo com a profundidade da água, que determina os tipos de correntes encontrados nos locais oceânicos (ver Figura panorâmica 8.4). Alternativamente, eles podem ser classificados com base na distância até a margem continental:

- *Ambientes de plataforma continental* estão localizados em águas rasas distantes das praias continentais, onde a sedimentação é controlada por correntes relativamente calmas. A sedimentação pode ser clástica ou química, dependendo da fonte de clásticos e da intensidade da produção de carbonato por organismos ou das condições de formação de evaporitos.
- *Recifes orgânicos* são compostos por estruturas carbonáticas formadas de material secretado por organismos, construídas sobre as plataformas continentais ou em ilhas vulcânicas oceânicas.
- *Ambientes de margem continental* são encontrados nas águas mais profundas das margens continentais, onde o sedimento é depositado por correntes de turbidez. Uma corrente de turbidez é uma avalanche submarina turbulenta de sedimento e água que se move vertente abaixo.
- *Ambientes marinhos profundos* compreendem todos os assoalhos do oceano profundo, distante dos continentes, onde as águas calmas são perturbadas apenas ocasionalmente por correntes oceânicas. Entre esses ambientes, pode-se citar o talude continental, que é construído por correntes de turbidez deslocando-se para longe das margens continentais; as planícies abissais, as quais acumulam sedimentos supridos predominantemente por esqueletos de plâncton, provenientes de águas mais superficiais; e as dorsais mesoceânicas.

## Ambientes de sedimentação clásticos versus químicos e bioquímicos

Os *ambientes de sedimentação clásticos* são aqueles constituídos predominantemente por sedimentos clásticos. Exemplos desses são os ambientes aluviais (correntes fluviais) continentais, desérticos, lacustres e glaciais, bem como os ambientes costeiros, transitórios entre os continentais e os marinhos: deltas, praias e planícies de maré. Nessa categoria, estão também incluídos os ambientes oceânicos da plataforma continental, da margem continental e do assoalho oceânico profundo, onde areias e lamas são depositadas. Os sedimentos desses ambientes clásticos são frequentemente chamados de **sedimentos terrígenos**, para indicar sua origem do continente.

**Ambientes de sedimentação químicos e bioquímicos** são aqueles caracterizados principalmente pela precipitação química e bioquímica (Quadro 8.2). De longe, os mais abundantes são os *ambientes carbonáticos* – locais marinhos onde o carbonato de cálcio, principalmente de origem bioquímica, é o principal sedimento. Centenas de espécies de moluscos e outros organismos invertebrados, bem como algas calcárias (contendo cálcio), secretam materiais e conchas carbonáticas. Várias populações desses organismos vivem em diferentes profundidades da água, tanto em áreas calmas como em lugares onde as ondas e as correntes são fortes. Quando eles morrem, suas conchas se acumulam para formar o sedimento.

Os ambientes carbonáticos, com exceção daqueles de mar profundo, são encontrados predominantemente nas regiões oceânicas tropicais ou subtropicais mais quentes, onde as condições químicas favorecem a precipitação de carbonato de cálcio. Essas regiões contêm recifes orgânicos, praias de areia carbonática, planícies de maré e margens carbonáticas rasas. Em poucos lugares, os sedimentos carbonáticos podem formar-se



Quadro 8.2 Principais ambientes de sedimentação químicos e bioquímicos

Ambiente	Agente de precipitação	Sedimentos
<b>COSTEIRO E MARINHO</b>		
Carbonático (inclusive recifes, mar profundo, etc.)	Organismos conquíferos, algumas algas, precipitação inorgânica da água do mar	Areias e lamas carbonáticas, recifes
Evaporito	Evaporação da água do mar	Gipsita, halita, outros sais
Silicosos: mar profundo	Organismos conquíferos	Sílica
<b>CONTINENTAL</b>		
Evaporito	Evaporação da água lacustre	Halita, boratos, nitratos, carbonatos e outros sais
Pântano	Vegetação	Turfa

em águas mais frias, que são supersaturadas em carbonato – águas que geralmente estão abaixo de 20°C, tais como algumas regiões do Oceano Índico no sul da Austrália. Os sedimentos carbonáticos de águas frias são predominantemente materiais conquíferos de calcita.

Um ambiente evaporítico forma-se numa enseada ou braço de mar, onde a taxa de evaporação da água quente é maior que a mistura com a água do mar aberto com a qual está conectada. A taxa e o tempo de evaporação controlam a salinidade da água do mar submetida a esse processo e, assim, os tipos de sedimentos formados. Ambientes evaporíticos também se formam em lagos sem rios emissários. Tais lagos podem produzir sedimentos de halita, borato, nitratos e outros sais.

Ambientes silicosos são ambientes marinhos profundos especiais, cujo nome se refere aos restos de carapaças silicosas de seres depositados. Os organismos que secretam sílica desenvolvem-se na superfície das águas, onde os nutrientes são abundantes. Suas carapaças assentam-se no assoalho do oceano e acumulam-se em camadas de sedimentos silicosos.

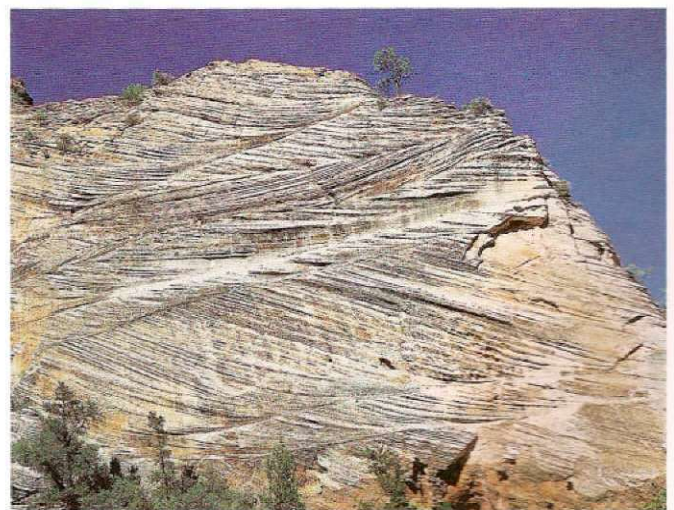


### Estruturas sedimentares

Todos os tipos de acamamento e muitas outras superfícies formadas durante a deposição são chamados de **estruturas sedimentares**. O **acamamento**, ou **estratificação**, é uma feição comum dos sedimentos e das rochas sedimentares. As camadas paralelas de diferentes tamanhos de grão ou composição indicam sucessivas superfícies deposicionais. O acamamento pode ser delgado, com espessura da ordem de centímetros ou mesmo milímetros. No extremo oposto, o acamamento pode ter espessura de metros ou mesmo muitos metros. Grande parte do acamamento é horizontal, ou próximo a isso, no tempo de deposição. Alguns tipos de acamamento, entretanto, formam-se com altos ângulos em relação à horizontal.

### Estratificação cruzada

A **estratificação cruzada** consiste em conjuntos de material estratificado, depositado pelo vento ou pela água, nos quais as lâminas inclinam-se em relação à horizontal segundo ângulos de até 35° (Figura 8.5). Os estratos cruzados formam-se quando os grãos são depositados sobre os planos mais inclinados, no sentido da corrente (a jusante), das dunas de areia sobre o solo, ou das barras arenosas em rios e sob o mar. A estratificação cruzada em dunas arenosas depositadas pelo vento pode ser complexa, como resultado da rápida mudança das direções do agen-



**Figura 8.5** Estratificação cruzada num ambiente desértico. A variação nas direções da estratificação cruzada deste arenito deve-se às mudanças na direção do vento no tempo em que as dunas foram depositadas. Arenito Navajo, Parque Nacional Zion, sudoeste de Utah (EUA). [Peter Kresan]

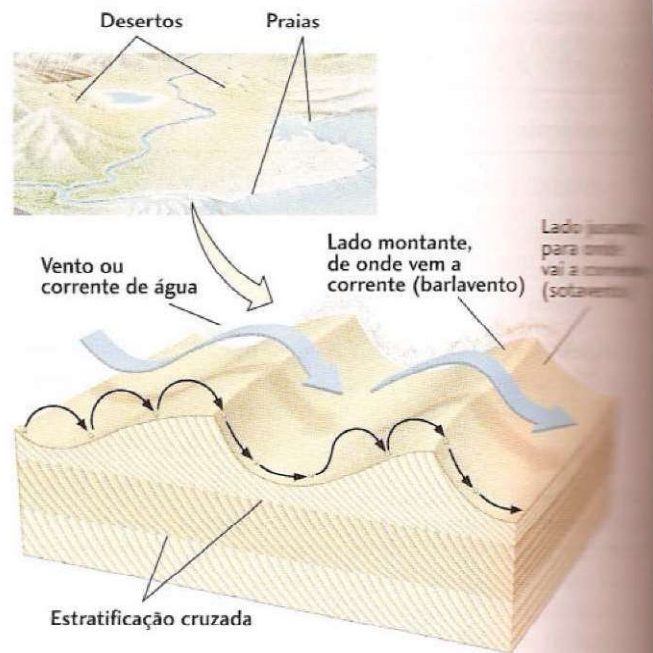
te de transporte. A estratificação cruzada é comum em arenitos (Figura 8.6) e é também encontrada em cascalhos e alguns sedimentos carbonáticos. Ela é mais fácil de ser observada em arenitos do que em areias, nas quais, geralmente, deve ser aberta uma trincheira ou, de outro modo, ser escavadas para ver-se uma secção transversal das mesmas.

### Estratificação gradacional

A **estratificação gradacional**<sup>2</sup> é muito comum em sedimentos do talude continental e marinho profundo depositados por uma variedade especial de corrente de fundo chamada *corrente de turbidez* (ver Capítulo 17). Cada camada numa estratificação gradacional progride desde grãos grossos na base até grãos finos no topo. A gradação indica uma diminuição da corrente que depositou os grãos. Um acamamento gradacional<sup>3</sup> consiste em uma série de camadas de grãos grossos a finos, cuja espessura varia, normalmente, desde poucos centímetros a muitos metros, as quais formavam leitos horizontais, ou próximos a isso, ao tempo de deposição. As acumulações de muitas camadas gradacionais individuais podem alcançar uma espessura total de centenas de metros. Um pacote de camadas formado como resultado da deposição de uma corrente de turbidez é chamado de *turbidito*.

### Marcas onduladas

As **marcas onduladas** ou **ondulações** são dunas de areia ou silte muito pequenas cuja dimensão mais longa está em ângulo reto com a corrente. Elas formam cristas, ou corrugações, pequenas e estreitas, geralmente de apenas um ou dois centímetros de altura, separadas por calhas mais largas. Essas estruturas sedimentares são comuns tanto em areias modernas como em arenitos antigos (Figura 8.7). As ondulações podem ser observadas nas superfícies das dunas expostas ao vento, em barras arenosas

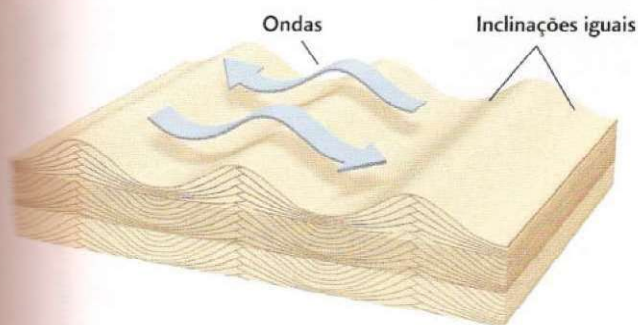
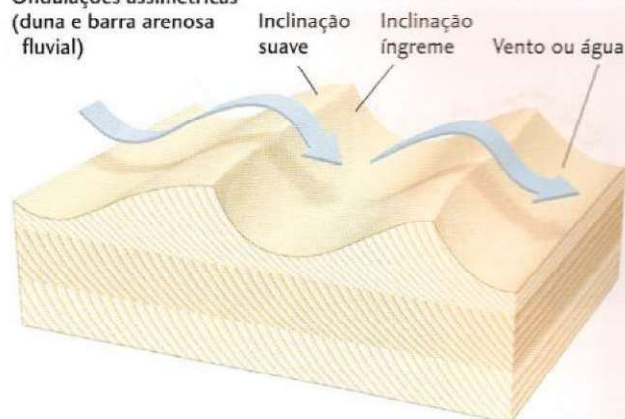


**Figura 8.6** A estratificação cruzada forma-se quando os grãos são depositados sobre o plano mais íngreme e inclinado no sentido da corrente (para jusante) de uma duna ou marca ondulada.

subaquáticas de correntes rasas e sob as ondas nas praias. Os geólogos podem distinguir ondulações simétricas feitas pelo vaivém das ondas numa praia de ondulações assimétricas formadas por correntes movendo-se numa única direção sobre barras arenosas fluviais ou dunas eólicas (Figura 8.8).



**Figura 8.7** (Esquerda) Marcas onduladas em areias de uma praia atual. [Raymond Siever] (Direita) Marcas onduladas em um arenito antigo. [Reg Morrison/Ausccape]

Ondulações simétricas  
(praia)Ondulações assimétricas  
(duna e barra arenosa  
fluvial)

**Figura 8.8** As formas das ondulações na areia de uma praia, produzidas pelo vaivém das ondas, são simétricas. Já as ondulações em dunas eólicas e barras arenosas de rios, produzidas pelo movimento da corrente numa única direção, são assimétricas.

### Estruturas de bioturbação

A estratificação em muitas rochas sedimentares apresenta-se quebrada ou rompida por tubos aproximadamente cilíndricos, de poucos centímetros de diâmetro, que se estendem verticalmente através de muitas camadas. Essas estruturas sedimentares são remanescentes de furos e túneis escavados por moluscos, vermes e muitos outros organismos marinhos que vivem no fundo do mar. Tais organismos retribuem os sedimentos existentes escavando através das lamelas e areias – um processo chamado de **bioturbação**. Eles ingerem os sedimentos em busca das pequenas quantidades de material orgânico que contêm



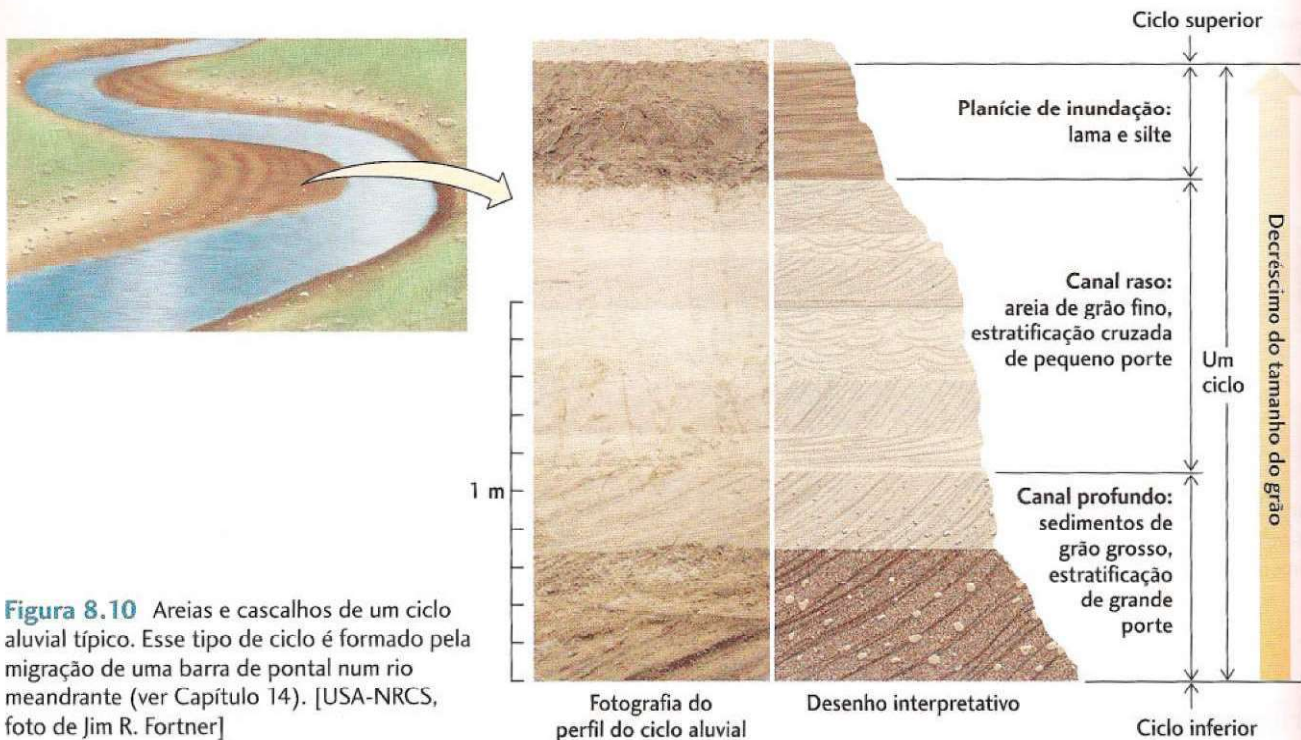
**Figura 8.9** Estruturas de bioturbação. Pensa-se que estes traços foram feitos por trilobitas que viveram em sedimentos lamosos do Cambriano Médio, em Montana (EUA), há cerca de 500 milhões de anos. Esta rocha está entrecruzada por traços e túneis fossilizados, ancestralmente escavados na lama por organismos. [Chip Clark]

e deixam para trás sedimentos retribuidos, que preenchem os furos (**Figura 8.9**). A partir das estruturas de bioturbação, os geólogos podem deduzir o comportamento dos organismos que escavaram os sedimentos e, assim, reconstruir os ambientes de sedimentação.

### Ciclos sedimentares ou seqüências de camadas

Os **ciclos sedimentares** são estruturados por camadas intercaladas e verticalmente empilhadas de arenito, folhelho e outros tipos de rochas sedimentares. Uma seqüência pode consistir em arenito com estratificação cruzada, sobreposto por siltito bioturbado, e este, por sua vez, superposto por arenito com marcas onduladas – em qualquer combinação de espessuras para cada tipo de rocha da seqüência. Os ciclos de camadas fornecem aos geólogos idéias sobre a história dos eventos antigos que ocorreram na superfície terrestre.

Os ciclos sedimentares ajudam os geólogos a reconstruir como ocorreu toda a seqüência de deposição dos sedimentos. A **Figura 8.10** mostra um ciclo de camadas tipicamente formado por rios. Um rio deposita seqüências repetitivas que se formam quando o canal migra lateralmente no fundo do vale. A parte inferior de cada seqüência representa os sedimentos depositados na porção mais profunda do canal, onde as correntes são mais fortes. A parte superior representa os sedimentos depositados nas porções mais rasas, onde as correntes são mais fracas. Um típico ciclo formado dessa maneira consistirá em sedimentos que gradam, em direção ao topo, desde grossos até finos. Camadas com estratificação cruzada de grande porte serão encontradas na base, seguidas por estratificação cruzada de pequeno porte e, no topo, por laminação horizontal. Na camada de topo com laminação horizontal, os sedimentos finos acumulam-se na parte mais rasa do canal, onde as correntes mais fracas permitem que o material em suspensão seja decantado, depositando-se em camadas horizontais. Atualmente, existem



**Figura 8.10** Areias e cascalhos de um ciclo aluvial típico. Esse tipo de ciclo é formado pela migração de uma barra de pontal num rio meandrante (ver Capítulo 14). [USA-NRCS, foto de Jim R. Fortner]

avançados modelos computadorizados que relacionam os ciclos de areias depositadas em ambientes aluviais a seus fatores causais. Outras características de seqüências deposicionais podem ser utilizadas para reconhecer a deposição em litorais e mares profundos. (Essas seqüências serão abordadas mais adiante, no Capítulo 17.)



### Soterramento e diagênese: do sedimento à rocha

As partículas clásticas produzidas pelo intemperismo e pela erosão do solo geralmente terminam como sedimentos marinhos depositados em várias partes dos oceanos, levados até eles por rios, ventos e geleiras. Uma pequena quantidade de sedimentos clásticos fica depositada nos terrenos continentais.

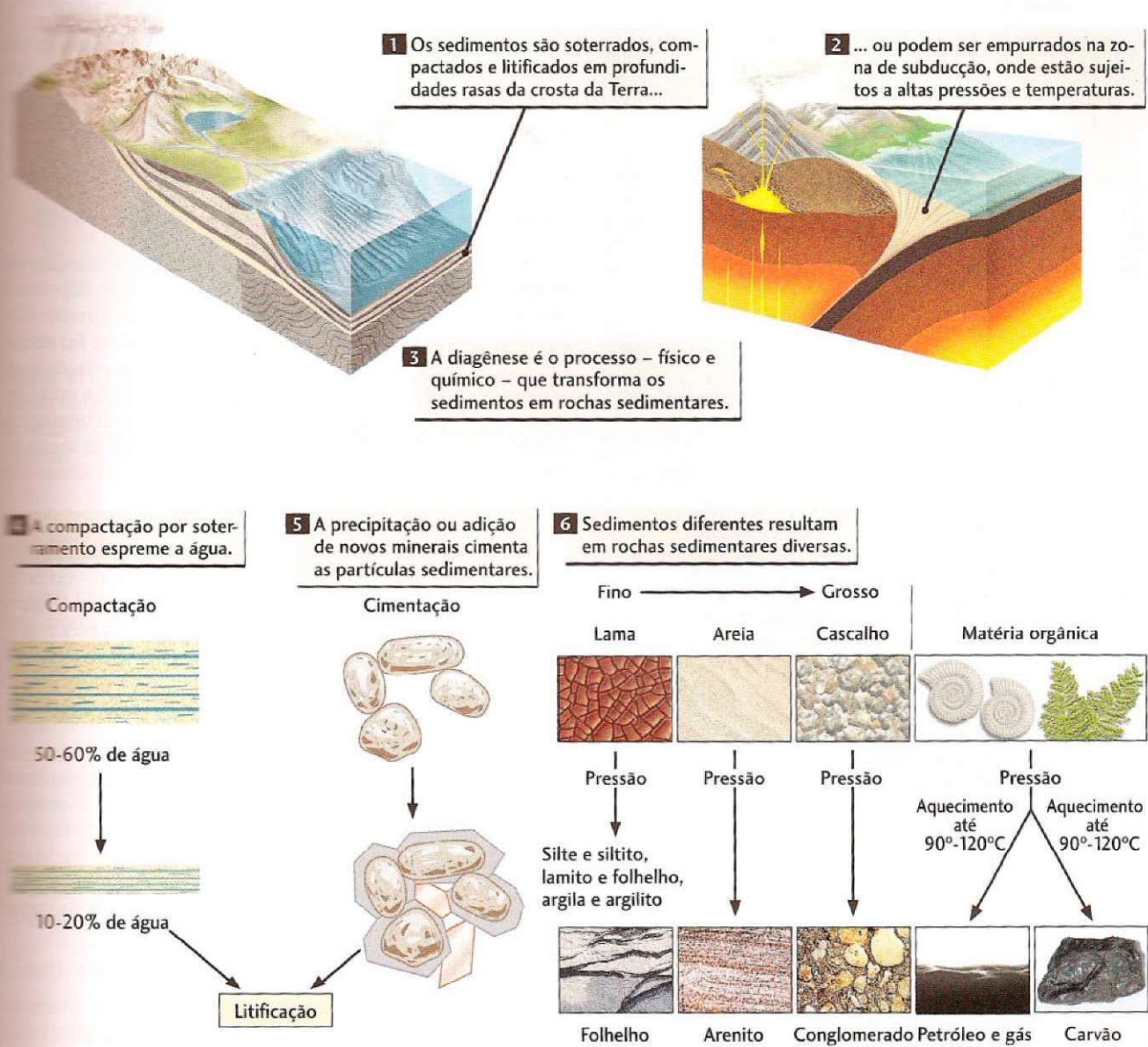
De forma similar, a maioria dos sedimentos químicos e bioquímicos é depositada nos assoalhos dos oceanos, embora também se depositem em lagos e pântanos. Uma vez que os sedimentos clásticos, químicos ou bioquímicos chegam até o assoalho dos oceanos, eles são ali aprisionados. Uma corrente oceânica pode carregá-los novamente e transportá-los para um sítio deposicional diferente do assoalho marinho. Na maioria das regiões profundas do oceano, entretanto, as correntes de fundo não são fortes o suficiente para erodir os sedimentos depois que eles se depositaram. Portanto, em comparação com os sedimentos que se acumulam em regiões continentais, uma grande fração de sedimentos depositada no fundo oceânico é soterrada e preservada por um longo período de tempo.

### Diagênese: calor, pressão e reações químicas transformam os sedimentos em rocha

Depois que os sedimentos são depositados e soterrados, eles estão sujeitos à **diagênese** – as várias mudanças físicas e químicas que continuam até que os sedimentos ou rochas sedimentares sejam novamente expostos ao intemperismo ou metamorfizados pelo calor e pela pressão (Figura 8.11). O soterramento promove essas mudanças porque os sedimentos enterrados estão sujeitos ao crescente aumento de temperatura e pressão no interior da Terra.

A temperatura aumenta com a profundidade na crosta terrestre numa taxa média de 30°C para cada quilômetro. Numa profundidade de 4 km, os sedimentos soterrados podem alcançar 120°C ou mais, temperatura em que certos tipos de matéria orgânica enterrada com os sedimentos podem ser convertidos em óleo ou gás. A pressão também aumenta com a profundidade – numa média aproximada de 1 atmosfera para cada 4,4 m. Esse aumento de pressão é responsável pela compactação dos sedimentos soterrados. Tanto a cimentação como a compactação resultam na **litificação**, o endurecimento de sedimentos moles em rocha.

A **cimentação** é a principal mudança da diagênese química, na qual os minerais são precipitados nos poros dos sedimentos, formando o cimento que liga os sedimentos clásticos e as rochas. A cimentação diminui a **porosidade**, que é a porcentagem do volume de uma rocha que consiste em poros abertos entre os grãos. A cimentação também resulta na litificação, que é o endurecimento de sedimentos moles em rocha. Em algumas areias, por exemplo, o carbonato de cálcio é precipitado como



**Figura 8.11** Os processos diagenéticos produzem mudanças na composição e na textura. A maioria das mudanças tende a transformar os sedimentos moles e soltos em rochas sedimentares duras e litificadas. [Folhelho: D. Cavagnaro/Visuals Unlimited. Arenito e conglomerado: Breck P. Kent. Petróleo e gás e carvão: John Woolsey]

calcita, a qual atua como um cimento que liga os grãos e solidifica a massa resultante num arenito (Figura 8.12). Outros minerais, como o quartzo, podem cimentar areias, lamas e cascalhos em arenitos, lamitos e conglomerados.

**Compactação** A principal mudança da diagênese física é a compactação, um decréscimo no volume e na porosidade dos sedimentos. A compactação ocorre quando os grãos são comprimidos pelo peso dos sedimentos sobrepostos. Os

grãos de areia, ao serem depositados, contêm relativamente poucos espaços vazios entre si, de modo que não se compactam muito mais. Entretanto, as lamas depositadas recentemente, inclusive aquelas carbonáticas, são altamente porosas. É comum esse sedimento conter mais de 60% de água em seus espaços porosos. Como resultado, as argilas compactam muito depois do soterramento, perdendo mais da metade de sua água.



**Figura 8.12** Esta micrografia de um arenito mostra grãos de quartzo (branco e cinza) cimentados por calcita (cores vivas e variadas) introduzidas depois da deposição.

## Classificação das rochas sedimentares e dos sedimentos clásticos

Podemos, agora, utilizar nosso conhecimento em sedimentação para classificar os sedimentos e seus equivalentes litificados, que são as rochas sedimentares. As principais classes existentes são, novamente, a clástica e a química e bioquímica. Os sedimentos e rochas sedimentares clásticos constituem mais de três quartos da massa total de sedimentos e rochas sedimentares da crosta terrestre. Começaremos, portanto, por eles.

### Classificação pelo tamanho das partículas

Os sedimentos e as rochas sedimentares clásticos são classificados, primeiramente, pelo tamanho dos grãos, resultando nas três categorias gerais abaixo relacionadas (Quadro 8.3):

- *Grossa*: cascalho e conglomerado;
- *Média*: areia e arenito;
- *Fina*: silte e siltito; lama, lamito e folhelho; argila e argilito.

A classificação das várias rochas e sedimentos clásticos pelo tamanho de suas partículas põe em evidência um importante condicionante da sedimentação: a intensidade da corrente. Como já vimos, quanto maior a partícula, mais forte se faz necessária a corrente para carregá-la e depositá-la. Essa relação entre a intensidade da corrente e o tamanho da partícula é a razão pela qual partículas de mesmo tamanho tendem a se acumular em camadas diferentes. Isto é, geralmente as camadas de areia não contêm seixos ou lama e, na maioria dos casos, as lamas têm apenas partículas mais finas que areia.

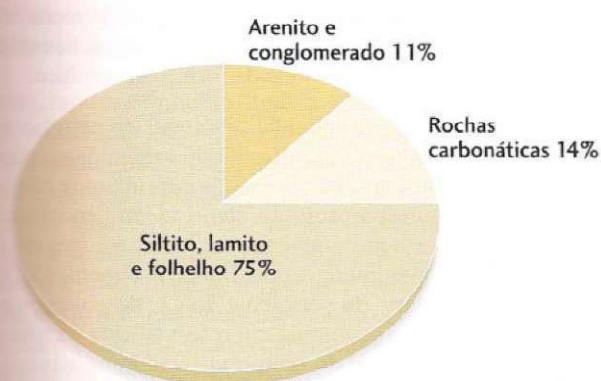
Dentre os vários tipos de sedimentos e rochas sedimentares, os clásticos de grãos finos, que contêm maiores quantidades de argilominerais, são, de longe, os mais abundantes – cerca de três vezes mais comuns que os clásticos mais grossos (Figura 8.13). Essa abundância deve-se à alteração química para argilominerais de grandes quantidades de feldspato e outros silicatos da crosta da Terra. A seguir, voltaremos a abordar mais detalhadamente cada um dos três grandes grupos de rochas e sedimentos clásticos.

### Clásticos de grão grosso: cascalho e conglomerado<sup>4</sup>

**Cascalho** é o sedimento mais grosso, consistindo em partículas com mais de 2 mm de diâmetro, incluindo seixos, calhaus e matações (ver Quadro 8.3). **Conglomerado** é o equivalente li-

**Quadro 8.3** Principais classes de rochas sedimentares e sedimentos clásticos

Tamanho da partícula	Sedimento	Rocha
GROSSO	CASCALHO	
Maior que 256 mm	Matação	Conglomerado
256-64 mm	Calhau	
64-2 mm	Seixo	
MÉDIO		
2-0,062 mm	AREIA	Arenito
FINO	LAMA	
0,062-0,0039 mm	Silte	Siltito
Menor que 0,0039 mm	Argila	{ Lamito (fratura em bloco) Folhelho (quebra ao longo do acamamento) Argilito



**Figura 8.13** A abundância relativa dos principais tipos de rochas sedimentares. Em comparação com estes três tipos, todos os demais – evaporitos, sílex e outras rochas sedimentares químicas – existem somente em pequenas quantidades.

ificação do cascalho (**Figura 8.14**). Seixos, calhaus e matacões são fáceis de se estudar devido aos grandes tamanhos, que podem nos informar a velocidade das correntes que os transportaram, sendo muito importantes. Ademais, a composição desses clásticos nos conta sobre a natureza das áreas-fonte onde foram produzidos.

Em poucos ambientes, como rios de montanhas, praias rochosas com ondas altas e águas de degelo de geleiras, existem correntes fortes o suficiente para transportar seixos. Correntes fortes também transportam areia e quase sempre ela é encontrada entre os seixos. Uma parte dela foi depositada com o cascalho e outra parte infiltrou-se nos espaços entre os fragmentos depois que o cascalho foi depositado. Os seixos e os calhaus ficam arredondados rapidamente, devido à abrasão durante o transporte no solo ou na água.

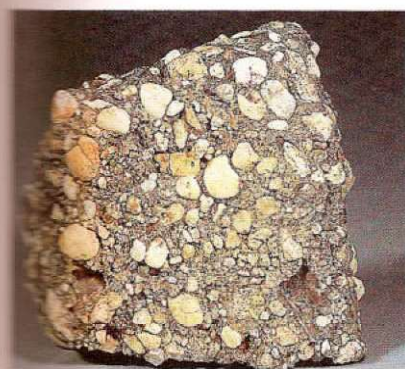
### Clásticos de grão médio: areia e arenito<sup>5</sup>

As areias consistem em partículas de tamanho médio, cujo diâmetro varia desde 0,062 até 2 mm (ver Quadro 8.3). Esses sedi-

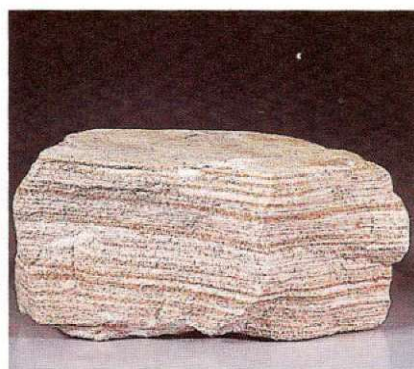
mentos são movidos até mesmo por correntes moderadas, como aquelas dos rios, ondas nos litorais e ventos que sopram a areia nas dunas. As partículas de areia são grandes o suficiente para serem vistas a olho nu e muitas de suas características são facilmente reconhecidas com o uso de uma simples lupa de mão. O equivalente litificado da areia é o **arenito** (ver Figura 8.14).

**Tamanhos e formas dos grãos de areia** As partículas clásticas de tamanho médio – areias – são subdivididas em finas, médias e grossas. O tamanho médio dos grãos de qualquer arenito pode ser um importante indício tanto da força da corrente que os transportou como do tamanho dos cristais erodidos da rocha-matriz. A variedade e a abundância relativa dos diversos tamanhos também são significativas. Se todos os grãos são próximos do tamanho médio, diz-se que a areia é bem selecionada. Se muitos grãos são maiores ou menores que a média, a areia é pobremente selecionada. O grau de seleção pode ajudar a distinguir, por exemplo, entre areias de praias (bem selecionadas) e areias lamosas depositadas por geleiras (pobremente selecionadas). As formas dos grãos de areia também podem ser importantes indicadores de sua origem. Assim como os seixos, os grãos de areia são arredondados durante o transporte. A existência de grãos angulosos indica que percorreram distâncias pequenas, enquanto grãos arredondados indicam um longo caminho percorrido, como ocorre em um grande sistema fluvial.

**Mineralogia de areias e arenitos** Dentro de cada categoria, os clásticos podem ser, ainda, subdivididos de acordo com a composição mineralógica, a qual pode ajudar a identificar a rocha-matriz. Assim, há arenitos que são ricos em quartzo e, outros, em feldspato. Certas areias são bioclásticas e formam-se quando materiais como o carbonato, originalmente depositado como conchas, são quebrados e transportados por correntes. Assim, a composição mineralógica das areias e arenitos indica a área-fonte que foi erodida para produzir os grãos. A presença de plagioclásios sódicos e feldspatos potássicos com bastante quartzo, por exemplo, pode indicar que os sedimentos foram erodidos a partir de um terreno granítico. Outros minerais, como será abordado no Capítulo 9, seriam indicativos de rochas parentais metamórficas.



Conglomerado



Arenito



Folhelho

**Figura 8.14** Rochas sedimentares clásticas. [Conglomerado e arenito: Breck P. Kent. Folhelho: Cavagnaro/Visuals Unlimited]

A composição mineralógica das rochas-matrizes pode também ser correlacionada com o posicionamento na placa tectônica. Arenitos contendo abundantes fragmentos de rochas vulcânicas máficas, por exemplo, são derivados de arcos vulcânicos de zonas de subducção.

**Principais tipos de arenitos** Os arenitos são classificados em vários grupos principais, de acordo com sua mineralogia e textura (Figura 8.15):

- O **quartzarenito**<sup>6</sup> é constituído quase que inteiramente por grãos de quartzo, geralmente bem selecionados e arredondados (ver Figura 8.15). Essa areia de puro quartzo resulta de um extenso intemperismo que ocorreu desde antes e, também, durante o transporte, removendo tudo, exceto o quartzo, que é o mineral mais estável.
- O **arcózio** ou **arenito feldspático**<sup>7</sup> contém mais de 25% de feldspato; os grãos tendem a ser mal arredondados e menos selecionados que os quartzarenitos. Esse arenito rico em feldspato provém de terrenos graníticos e metamórficos rapidamente erodidos, onde o intemperismo químico é subordinado ao físico.
- O **arenito lítico**<sup>8</sup> contém muitos fragmentos derivados de rochas de textura fina, predominantemente folhelhos, rochas vulcânicas e rochas metamórficas de grão fino.
- A **gravaca**<sup>9</sup> é uma mistura heterogênea de fragmentos rochosos e grãos angulares de quartzo e feldspato, sendo os grãos arenosos envolvidos por uma matriz argilosa de grãos finos. A maior parte dessa matriz é formada por alteração química, com-

pactação e deformação mecânica de fragmentos de rocha relativamente moles, tais como folhelhos e algumas rochas vulcânicas, após soterramento profundo da formação arenítica.

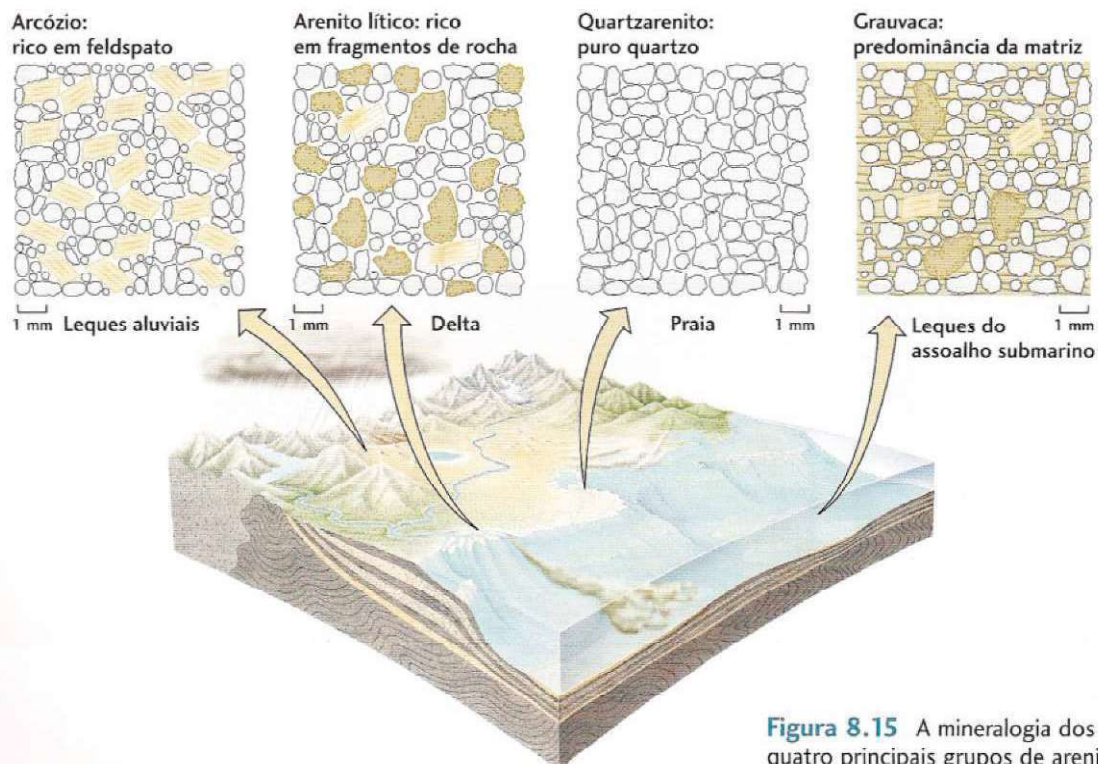
Tanto os hidrogeólogos como os geólogos do petróleo têm um interesse especial pelos arenitos. Os hidrogeólogos examinam sua origem para prever possíveis suprimentos de água em áreas com arenitos porosos, tais como aquelas encontradas nas planícies do oeste norte-americano.<sup>10</sup> Os geólogos do petróleo precisam saber sobre a porosidade e cimentação dos arenitos, pois boa parte do petróleo e do gás descobertos nos últimos 150 anos foi encontrada em reservatórios areníticos. Além disso, grande parte do urânio utilizado em usinas nucleares e bombas atômicas é proveniente do urânio diagenético de arenitos.

### Clásticos de grão fino: silte e siltitos; lama, lamitos e folhelhos; argila e argilitos<sup>11</sup>

Os sedimentos e rochas sedimentares clásticos de grão mais fino são os siltes e siltitos; as lamas, lamitos e folhelhos; e as argilas e argilitos. As partículas desses sedimentos variam bastante sua composição mineralógica e diâmetro, embora todas sejam menores que 0,062 mm.

Os sedimentos de grão fino são depositados pelas correntes mais suaves, as quais permitem que se assentem lentamente até o fundo tranquilo das águas.

**Silte e silito** O **silito** é o equivalente litificado do **silte**, um sedimento clástico cuja maioria dos grãos tem um diâmetro entre



**Figura 8.15** A mineralogia dos quatro principais grupos de arenitos.



0,0039 e 0,062 mm. A aparência dos siltitos é semelhante à dos lamitos ou dos arenitos de grãos muito finos.

**Lama, lamito e folhelho lamoso** A lama é um sedimento clássico, misturado com água, em que a maioria das partículas é menor que 0,062 mm de diâmetro (ver o Quadro 8.3). Assim, a lama pode ser constituída por sedimentos de tamanho silte ou argila ou também por diversas proporções de ambos. Esse termo geral é muito utilizado no trabalho de campo, pois frequentemente é difícil distinguir-se entre sedimentos de tamanho silte ou argila sem um estudo detalhado com o uso de microscópio. Lamas são depositadas por rios e marés. Depois que um rio inundou sua planície fluvial e a enchente recuou, a corrente diminui e a argila se deposita, sendo que parte dela contém abundante matéria orgânica. Essa lama contribui para a fertilidade das porções mais baixas do vale fluvial. As lamas também são frequentemente deixadas para trás pelas marés vazantes em muitas planícies de maré, onde a ação das ondas é branda. Grande parte do assoalho do oceano profundo, onde as correntes são fracas ou ausentes, é coberta por lama.

As rochas de grão fino equivalentes da lama são o lamito e o folhelho. Os lamitos são maciços e, comumente, exibem laminação incipiente ou nenhuma. Às vezes, a estratificação fica bem marcada quando os sedimentos se depositam, mas é perdida com a bioturbação (ver Figura 8.9). Os folhelhos (ver Figura 8.14) são compostos de silte e de uma quantidade significativa de argila, que causa a facilidade de rompimento dessa rocha ao longo dos planos de acamamento. Muitas lamas, lamitos e folhelhos têm mais de 10% de carbonato, formando depósitos

de folhelhos calcários. Os folhelhos pretos ou carbonosos contêm abundante matéria orgânica. Alguns são chamados de folhelhos oleígenos ou pirobetuminosos, contendo grande quantidade de matéria orgânica oleígena, a qual os torna importantes fontes de óleo. (Os folhelhos oleígenos encontram-se mais detalhados no Capítulo 22.)

**Argila e argilito** A argila é o mais abundante componente dos sedimentos de grão fino e das rochas sedimentares e consiste predominantemente em argilominerais. O diâmetro das partículas de tamanho argila é menor que 0,0039 mm (ver Quadro 8.3). As rochas que consistem exclusivamente em partículas de tamanho argila são chamadas de argilitos.



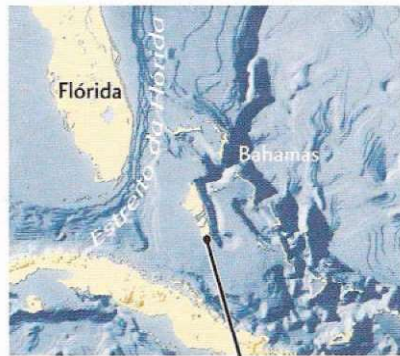
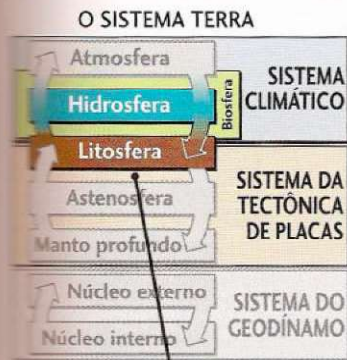
### Classificação das rochas sedimentares e dos sedimentos químicos e bioquímicos

Temos mostrado como as rochas sedimentares e os sedimentos clásticos fornecem-nos informações sobre as rochas-matrizes continentais e o intemperismo. Já os sedimentos químicos e bioquímicos informam-nos sobre as condições químicas do oceano, o ambiente onde esse tipo de sedimentação é predominante (Quadro 8.4). Os ambientes de sedimentação carbonáticos, de longe os mais abundantes dentre os ambientes químicos e bioquímicos, ocorrem em regiões marinhas onde o carbo-

Quadro 8.4 Classificação de rochas sedimentares e sedimentos químicos e bioquímicos

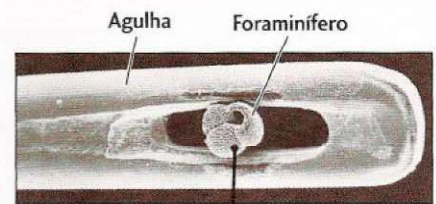
Sedimento	Rocha	Composição química	Minerais
<b>BIOQUÍMICO</b>			
Areia e lama (originalmente bioclásticos)	Calcário	Carbonato de cálcio ( $\text{CaCO}_3$ )	Calcita (aragonita)
Sedimentos silicosos	Sílex	Sílica ( $\text{SiO}_2$ )	Opala, calcedônia e quartzo
Turfa, matéria orgânica	Orgânicas	Compostos de carbono Carbono combinado com oxigênio e hidrogênio	(carvão), (óleo), (gás)
<b>QUÍMICO</b>			
Originalmente não-sedimentar (formado pela diagênese)	Dolomito	Carbonato de magnésio e cálcio ( $\text{CaMg}[\text{CO}_3]_2$ )	Dolomita
Sedimento de óxido de ferro	Formação ferrífera	Silicato de ferro; óxido ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ); carbonato	Hematita, limonita, siderita
Sedimento evaporítico	Evaporito	Cloreto de sódio ( $\text{NaCl}$ ); sulfato de cálcio ( $\text{CaSO}_4$ )	Gipsita, anidrita, halita e outros sais
Originalmente não-sedimentar (formado pela diagênese)	Fosforito	Fosfato de cálcio ( $\text{Ca}_3[\text{PO}_4]_2$ )	Apatita

OS ORGANISMOS CRIAM SISTEMAS DE PLATAFORMAS CARBONÁTICAS



1 A construção de plataformas carbonáticas envolve a interação da hidrosfera, da biosfera e da litosfera.

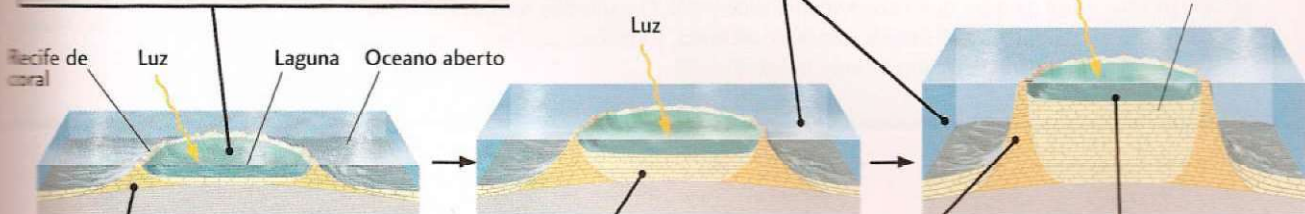
2 As Bahamas são um sistema de plataformas carbonáticas no Oceano Atlântico Norte, a leste da Flórida (EUA).



3 Plataformas carbonáticas são construídas em mares quentes e rasos por organismos construtores de recifes, como corais e minúsculos foraminíferos que precipitam carbonato de cálcio como calcita e aragonita.

4 Dentro da laguna do recife de coral, o crescimento de organismos que secretam carbonato, incluindo foraminíferos, corais, algas e moluscos, é rápido e os sedimentos carbonáticos formam-se depressa...

5 ... enquanto na parte externa do recife no oceano aberto a sedimentação é muito mais lenta.



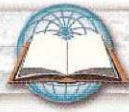
6 Se o nível do mar sobe, o recife continua a crescer em direção à luz, acompanhando o nível do mar...

7 ... e a sedimentação na laguna passa a acumular sedimentos no oceano aberto.

8 Por fim, uma plataforma de carbonato cresce, com laterais abruptas inclinadas em direção ao oceano aberto.

9 O carbonato inorgânico também se precipita na água supersaturada da laguna e aumenta a plataforma de sedimentação.

Figura panorâmica 8.16 O crescimento de uma plataforma carbonática. No topo, à direita, plataformas carbonáticas nas Bahamas. [NASA] No centro, à esquerda, recife de coral da Ilha Largo, Flórida (EUA). [Stephen Frink/Index Stock Imagery] No centro, à direita, micrografia eletrônica de varredura de um foraminífero no centro do buraco de uma agulha. [Chevron Corporation]



## PLANO DE AÇÃO PARA A TERRA

### 8.1 Os recifes de corais e atóis de Darwin

Há mais de 200 anos os recifes de corais têm atraído exploradores e escritores de livros de viagens. Desde que Charles Darwin navegou os oceanos a bordo do *Beagle*, de 1831 a 1836, esses recifes também têm sido assunto de discussão científica. Darwin foi um dos primeiros a analisar a geologia dos recifes de corais e sua teoria da origem dos mesmos ainda é aceita nos dias de hoje.

Os recifes de coral que Darwin estudou eram atóis, isto é, ilhas no oceano aberto com forma de lagunas circulares. A parte mais externa de um recife é uma frente resistente à ação das ondas, ligeiramente submersa, com uma forte inclinação em direção ao oceano. A frente do recife é composta por es-

queletos entrelaçados de corais e algas calcíferas em contínuo crescimento, formando um calcário duro e resistente. Internamente à frente recifal há uma plataforma plana que se estende em direção à laguna rasa, em cujo centro pode estar situada uma ilha. Partes do recife, bem como a parte central da ilha, estão acima do nível da água e podem tornar-se vegetadas. Uma grande quantidade de espécies animais e vegetais pode habitar o recife e a laguna.

Os recifes de corais geralmente são limitados a águas com menos de 20 m de profundidade porque, abaixo disso, a água do mar não transmite luz suficiente para permitir o crescimento da estrutura recifal. (Exceções são alguns tipos de corais individuais – não coloniais – que crescem em águas muito mais profundas.) Darwin explicou como os recifes de corais poderiam ser construídos desde o assoalho do ocea-

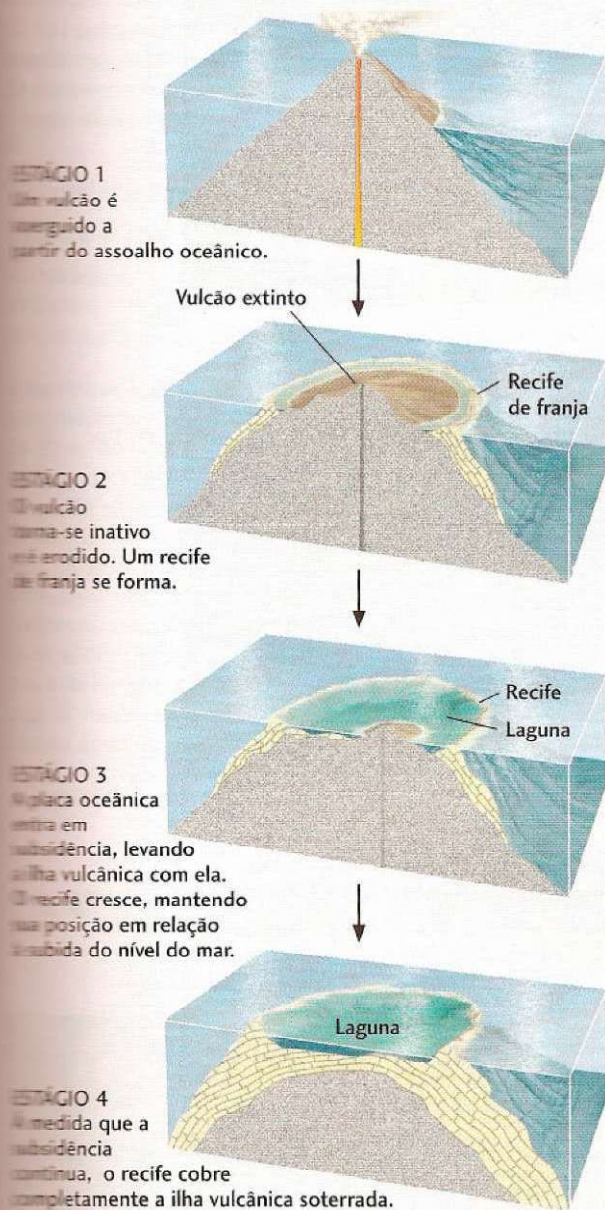


Atol de Bora Bora, no Oceano Pacífico Sul. Organismos recifais construíram uma barreira no entorno de uma ilha vulcânica, formando uma laguna protegida. [Jean-Marc Truchet/Stone/Getty Images]

Tais depósitos são encontrados em margens continentais passivas e em franjas de arcos de ilha vulcânicos nas regiões quentes dos oceanos, nos locais não invadidos por sedimentos clásticos.

As **plataformas carbonáticas**, tanto no passado geológico como no presente, constituem outro importante ambiente carbonático misto. Assim como o Banco das Bahamas, essas plataformas são extensas áreas planas e rasas, onde tanto os carbonatos biológicos como os não-biológicos são depositados.

Abaixo do nível da plataforma estão as rampas carbonáticas, levemente inclinadas em direção às águas mais profundas, que também acumulam sedimentos carbonáticos, predominantemente de grão fino. Em tempos passados, as plataformas formaram platôs carbonáticos cuja borda era claramente demarcada por recifes de vários organismos recifais e pela construção de bancos de bioclásticos e outros materiais. Abaixo das coroas estão os taludes íngremes cobertos por detritos derivados dos materiais que as constituem. O papel desempenhado por orga-



no profundo e escuro. O processo inicia com um vulcão emergindo na superfície a partir do assoalho oceânico. À medida que o vulcão se torna temporária ou permanentemente inativo, os corais e as algas colonizam a margem e constroem recifes de franja – recifes de corais similares a atóis que crescem no entorno das margens de uma ilha vulcânica central. A erosão pode então rebaixar a ilha vulcânica até quase o nível do mar.

Darwin supôs que se tais ilhas vulcânicas entrassem em subsidência lenta, submergindo abaixo das ondas, um ativo crescimento de corais e algas poderia compensar esse rebaixamento por meio da construção continuada do recife, de modo que a ilha permaneceria. Dessa forma, a ilha vulcânica desapareceria e nos depararíamos com um atol. Mais de 100 anos depois de Darwin ter proposto sua teoria, perfurações profundas em vários atóis penetraram nas rochas vulcânicas abaixo do calcário coralino, confirmando-a. E, algumas décadas mais tarde, a teoria da tectônica de placas explicou tanto o vulcanismo como a subsidência que resultaram do resfriamento e da contração da placa oceânica.

Evolução de um recife de coral a partir da subsidência de uma ilha vulcânica, como foi primeiramente proposto por Charles Darwin no século XIX.

mesmos já extintos na construção de recifes antigos será abordada brevemente.

**Calcário** A rocha sedimentar bioquímica litificada a partir de sedimentos carbonáticos mais comum é o **calcário**, composto principalmente de carbonato de cálcio ( $\text{CaCO}_3$ ) na forma do mineral calcita (Figura 8.17a, ver Quadro 8.4). O calcário é formado a partir de areias e lamas carbonáticas e, em alguns casos, de recifes antigos.

**Dolomitos: formados pela diagênese** Uma outra rocha carbonática abundante é o **dolomito**, constituído do mineral dolomita, que é composto de carbonato de cálcio e magnésio  $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$  (ver Quadro 8.4). Os dolomitos são sedimentos carbonáticos e calcários diageneticamente alterados. O mineral dolomita não se forma como precipitado primário a partir da água do mar comum e nenhum organismo secreta conchas desse mineral. Ao invés disso, a calcita ou a aragonita originais de um sedimento carbonático são convertidas em dolomita depois



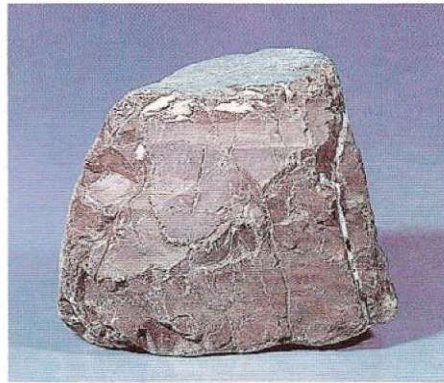
(a) Calcário



(b) Gipsita



(c) Halita

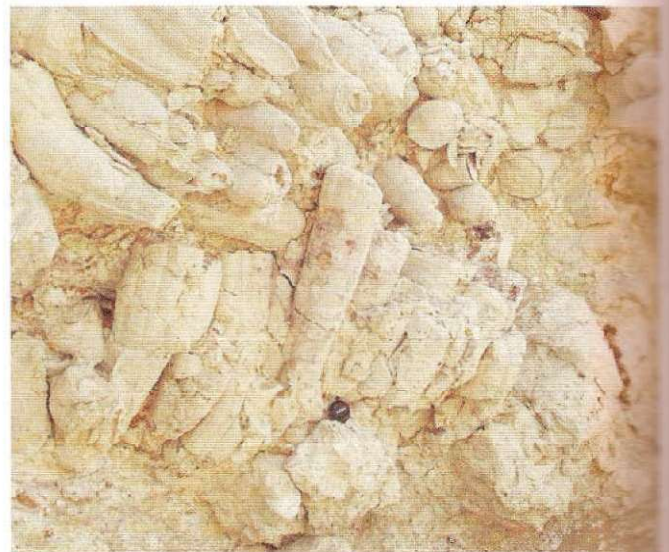


(d) Sílex

**Figura 8.17** Rochas sedimentares químicas e bioquímicas. [Breck P. Kent] (a) Calcário, litificado a partir de sedimentos carbonáticos; (b) gipsita e (c) halita, evaporitos marinhos que se cristalizam em bacias oceânicas de águas rasas; e (d) sílex, constituído de sedimento de sílica.

da deposição. Parte dos íons cálcio da calcita ou da aragonita é trocada por íons magnésio da água do mar (ou de águas subterrâneas ricas nesse íon) que lentamente passam pelos poros do sedimento. Isso converte o mineral carbonato de cálcio,  $\text{CaCO}_3$ , em dolomita,  $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ .

**Recifes e processos evolutivos** Os recifes atuais são construídos principalmente por corais; mas, em épocas mais antigas, outros organismos – tais como uma variedade agora extinta de moluscos (**Figura 8.18**) – construíam estruturas resistentes à ação de ondas, parte delas como contrafortes cimentados de calcário sólido. Os sucessivos pulsos de diversificação e extinção de organismos construtores de recifes registrados ao longo do tempo geológico ilustram como a mudança ecológica e ambiental ajuda a regular os processos da evolução. Hoje, efeitos naturais e produzidos pela humanidade<sup>13</sup> ameaçam o crescimento dos recifes de coral, os quais são muito sensíveis às mudanças ambientais. Em 1998, um evento El Niño elevou as temperaturas da superfície do mar até um ponto no qual muitos recifes no Oeste do Oceano Índico morreram. Os recifes das Ilhas da Flórida estão próximos do fim por uma razão completamente diferente: eles estão ganhando algo bom em quantidades excessivas. Ocorre que as águas



**Figura 8.18** Calcário recifal feito de moluscos extintos (rudistas) na Formação Shuiba, do Cretáceo, localizada em Omã. [John Grotzinger]

subterrâneas originadas nas fazendas da Península da Flórida estão se infiltrando próximas aos recifes e expondo-os a concentrações letais de nutrientes.

Os ambientes marinhos onde a sedimentação carbonática produz estruturas rígidas de calcário – incluindo recifes, bancos de carbonato e depósitos de águas profundas no oceano aberto – serão abordados em detalhe no Capítulo 17.

### Os sedimentos evaporíticos: fontes de halita, gipsita e outros sais

As rochas e os sedimentos evaporíticos são precipitados por processos inorgânicos pela evaporação da água do mar e de lagos de regiões áridas nos quais não há vertedouros.

**Evaporitos marinhos** Os evaporitos marinhos são rochas sedimentares e sedimentos químicos formados pela evaporação da água do mar. Esse ambiente evaporítico passa a existir quando a evaporação da água quente de uma baía ou de um braço de mar é mais rápida que a mistura dessa água com aquela do mar aberto. O grau de evaporação controla a salinidade da água marinha residual e, assim, os tipos de sedimentos formados. Os sedimentos e as rochas produzidos nesses ambientes contêm minerais formados pela cristalização de cloreto de sódio (halita), sulfato de cálcio (gipsita e anidrita) e outras combinações de íons comumente encontradas na água do mar. À medida que a evaporação avança, a concentração de sais na água do mar torna-se mais alta e os minerais passam a

se cristalizar em uma série seqüencial. À proporção que os íons se precipitam para formar cada mineral, a água do mar residual vai mudando de composição.

A água do mar tem a mesma composição em todos os oceanos, o que explica por que os evaporitos marinhos são tão parecidos no mundo inteiro. Também não importa onde ela evapora, pois sempre se forma a mesma seqüência de minerais. A história dos minerais evaporíticos mostra que a composição dos oceanos do mundo permanece mais ou menos constante há 1,8 bilhão de anos. Antes desse tempo, entretanto, a seqüência de precipitação pode ter sido diferente, indicando que era outra a composição da água do mar.

O grande volume de muitos evaporitos marinhos, que chegam a ter algumas centenas de metros de espessura, mostra que eles não poderiam ter se formado a partir de pequenas quantidades de água, como aquelas represadas em baías ou lagos rasos. Uma imensa quantidade de água do mar deve ter evaporado. A maneira como tal quantidade de água do mar evapora é muito clara em baías ou braços de mar onde se verificam as seguintes condições (Figura 8.19):

- O suprimento de água doce por rios é pequeno.
- As conexões com o mar aberto são restritas.
- O clima é árido.

Em tais lugares, a água evapora constantemente, mas as conexões permitem que a água do mar flua para repor a água evaporada na baía. Como resultado, essas águas permanecem com

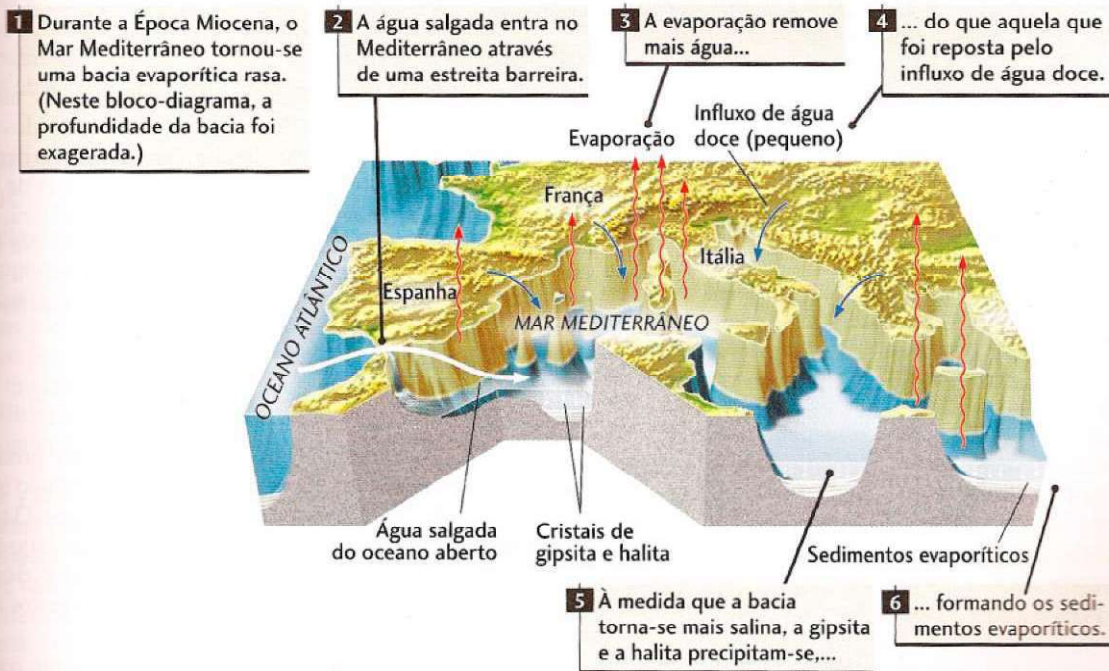


Figura 8.19 Um ambiente evaporítico marinho. No momento em que a água do mar evaporava numa bacia rasa, como a do Mar Mediterrâneo, onde há uma conexão restrita com o oceano aberto, formou-se a gipsita como um sedimento evaporítico. O posterior aumento na salinidade levou à cristalização da halita.

volume constante, mas tornam-se mais salinas que as do oceano aberto. As águas da baía mantêm-se mais ou menos invariavelmente supersaturadas e os minerais evaporíticos depositam-se continuamente no assoalho da bacia evaporítica.

À medida que a água do mar evapora, os primeiros precipitados que se formam são os carbonatos. A continuidade da evaporação leva à precipitação da gipsita, sulfato de cálcio ( $\text{CaSO}_4 \times 2\text{H}_2\text{O}$ ) (ver Figura 8.17b). Quando a gipsita se precipita, já não resta quase nenhum íon carbonato na água. A gipsita é o principal constituinte do gesso e é utilizada para fabricar argamassa, que reveste as paredes das habitações modernas.

Com o avanço continuado da evaporação, o mineral halita ( $\text{NaCl}$ ) – um dos sedimentos químicos mais comuns precipitados com a evaporação da água do mar – começa a se formar (ver Figura 8.17c). A halita, como você deve estar lembrado do Capítulo 3, é o sal de cozinha. O substrato rochoso da cidade de Detroit, Michigan (EUA), é composto por camadas de sal que se depositaram pela evaporação de um braço de oceano antigo e que são exploradas comercialmente.

Nos estágios finais da evaporação, depois que o cloreto de sódio foi esgotado, os cloretos e sulfatos de magnésio e potássio precipitam-se. As minas de sal próximas a Carlsbad, Novo México, contêm quantidades comercializáveis de cloreto de potássio. Essa substância é freqüentemente utilizada como substituto do sal de cozinha (cloreto de sódio) pelas pessoas que sofrem restrições alimentares.

Essa seqüência de precipitação tem sido estudada nos laboratórios e é equivalente às seqüências sedimentares encontradas em certas formações salinas naturais. Grande parte dos evaporitos do mundo consiste em espessas seqüências de dolomita, gipsita e halita e não contém os precipitados dos estágios finais. Muitos sequer chegam a precipitar a halita. A ausência dos estágios finais indica que a água não evaporou completamente, mas foi repostada por água do mar normal enquanto a evaporação continuava.

**Evaporitos não-marinhos** Sedimentos evaporíticos também se formam em lagos de regiões áridas que caracteristicamente têm poucos ou nenhum rio desembocando neles. Em tais lagos, o nível da água é controlado pela evaporação, e a chegada de sais vem do intemperismo químico acumulado. O Grande Lago Salgado, em Utah (EUA), é um dos mais bem conhecidos desse tipo. As águas dos rios chegam no lago levando sais dissolvidos no processo de intemperismo. No clima seco de Utah, a evaporação supera o influxo de água doce dos rios e da chuva. Como resultado, os íons dissolvidos concentrados no lago tornam-no em um dos corpos de água mais salgados do mundo – oito vezes mais que a água do mar.

Em regiões áridas, pequenos lagos podem coletar sais incombuns, como boratos (compostos do elemento boro), e alguns tornam-se alcalinos. A água desse tipo de lago é venenosa. Fontes de boratos e nitratos (minerais contendo o elemento nitrogênio) economicamente viáveis são encontradas em sedimentos sob alguns desses lagos.

### Sedimentos silicosos: fonte de sílex

Uma das primeiras rochas sedimentares utilizadas para fins práticos por nossos ancestrais pré-históricos foi o **sílex**, que é feito de sílica ( $\text{SiO}_2$ ) precipitada por processos químicos ou

bioquímicos (ver Figura 8.17d). Os caçadores primitivos utilizavam essa rocha para fazer pontas de flecha e outros tipos de instrumentos, pois ela podia ser lascada e adquirir o formato de instrumentos duros e afiados. Um nome comum de sílex é *flint*,<sup>14</sup> que é utilizado como sinônimo. Na maioria dos sílex, a sílica encontra-se na forma de quartzo cristalino extremamente fino. Parte do sílex de idade geológica recente consiste na opala, uma variedade de sílica não tão bem cristalizada.

Assim como o carbonato de cálcio, grande parte do sedimento silicoso é precipitada por processos bioquímicos e secretada por organismos que vivem no mar. Esses organismos crescem na superfície das águas, onde os nutrientes são abundantes. Quando morrem, afundam até o assoalho oceânico, onde suas conchas acumulam-se como camadas de sedimentos silicosos. Posteriormente, essas camadas são soterradas por sedimentos e o material silicoso é cimentado durante a diagênese, formando o sílex. Ele também pode se formar como nódulos diagenéticos e massas irregulares em substituição ao carbonato em calcários e dolomitos.

### Sedimentos fosfáticos

Dentre vários outros tipos de sedimentos depositados por processos químicos ou bioquímicos na água do mar, podem-se citar os fosfatos. O **fosforito**, às vezes chamado de rocha fosfática, é composto de fosfato de cálcio que se precipita da água do mar rica nesse composto, em margens continentais onde emergem correntes de água fria e profunda contendo esse e outros nutrientes. O fosforito forma-se diageneticamente pela interação entre sedimentos lamosos ou carbonáticos e a água rica em fosfato.

### Sedimentos ferruginosos: a fonte das formações ferríferas

**Formações ferríferas** são rochas sedimentares que normalmente contêm mais de 15% de ferro na forma de óxidos desse elemento, além de alguns silicatos e carbonatos de ferro. A maioria dessas rochas formou-se numa época remota da história da Terra, quando havia menos oxigênio na atmosfera, e, como resultado, o ferro dissolvia-se mais facilmente. Na forma solúvel, o ferro foi transportado para o mar e precipitou-se onde o oxigênio estava sendo produzido por microrganismos.

### Partículas orgânicas: fonte de carvão, óleo e gás

O **carvão** é uma rocha sedimentar bioquimicamente produzida e composta quase que inteiramente de carbono orgânico formado pela diagênese de restos da vegetação de pântanos. O carvão é classificado como **rocha sedimentar orgânica**, cujo grupo consiste inteiramente ou parcialmente em depósitos ricos em carbono orgânico formados pela decomposição de restos de vegetais que foram soterrados.

O **petróleo** e o **gás** são fluidos que normalmente não são classificados com as rochas sedimentares. Entretanto, eles podem ser considerados sedimentos orgânicos, pois se formam pela diagênese desse material nos poros das rochas sedimentares. O soterramento profundo transforma a matéria orgânica

originalmente depositada junto com sedimentos inorgânicos em um fluido que, então, migra para outras formações porosas e lá fica aprisionado. Como já observado anteriormente neste capítulo, o óleo e o gás são encontrados principalmente em arenitos e calcários (ver Capítulo 22).



## Tectônica de placas e as bacias sedimentares

Os ambientes de sedimentação, a composição e a textura dos sedimentos e a geometria das bacias onde estes se acumulam estão relacionados com o lugar em que ocorrem na placa tectônica. Por exemplo, o ambiente de fossa submarina profunda é encontrado em uma zona de subducção, enquanto espessos depósitos aluviais (fluviais) estão tipicamente associados com montanhas formadas pela colisão de continentes. Os depósitos aluviais também são encontrados ao longo de margens de vales em rifte<sup>15</sup> nos continentes.

Os arenitos que se formam em deltas de margens continentais estáveis tendem a ter grãos predominantemente de quartzo, bem arredondados e selecionados. Já aqueles depositados em fossas submarinas profundas, típicas de zonas de colisão de arquipélago e continente, são constituídos por abundantes fragmentos de rochas ígneas e metamórficas, sendo menos arredondados e selecionados.

Os sedimentos acumulam-se em depressões formadas pela subsidência da crosta terrestre, onde são soterrados e convertidos em espessas pilhas de rochas sedimentares. Durante a subsidência, uma ampla área da crosta afunda em relação às elevações das áreas adjacentes. A subsidência é parcialmente induzida pelo peso adicional dos sedimentos sobre a crosta, mas é principalmente controlada pelos mecanismos tectônicos, tais como o abatimento de blocos em escala regional.

### Mecanismos tectônicos de subsidência de bacias

As **bacias sedimentares** são regiões de considerável extensão (pelo menos 10.000 km<sup>2</sup>), onde a combinação de sedimentação e subsidência formou uma espessa acumulação de sedimentos e rochas sedimentares. Os estudos foram primeiramente estimulados pela exploração de petróleo e gás, os quais são abundantes em bacias sedimentares. Nosso crescente conhecimento possibilitou-nos inferir a estrutura mais profunda das bacias e, assim, entender melhor a litosfera continental.

**Bacias rifte e bacias de subsidência térmica** Quando um continente começa a fragmentar-se, o mecanismo de subsidência da bacia, controlado pelas forças de separação das placas, envolve deformação, adelgaçamento e aquecimento da porção da litosfera sotoposta (Figura 8.20). Uma rachadura alongada e estreita, conhecida como vale em rifte, desenvolve-se com o afastamento de grandes blocos crustais. O magma quente e ácido do manto sobe e preenche o espaço criado pela litosfera e pela crosta adelgaçadas, iniciando-se uma erupção vulcânica de rochas basálticas na zona do rifte. As **bacias rifte** são profundas, estreitas e alongadas, com espessas sucessões de rochas

sedimentares e também de rochas ígneas extrusivas e intrusivas. O vale em rifte do Leste da África,<sup>16</sup> o vale em rifte do Rio Grande (EUA) e o Vale do Jordão no Oriente Médio são exemplos atuais de bacias rifte (Figura 8.21).

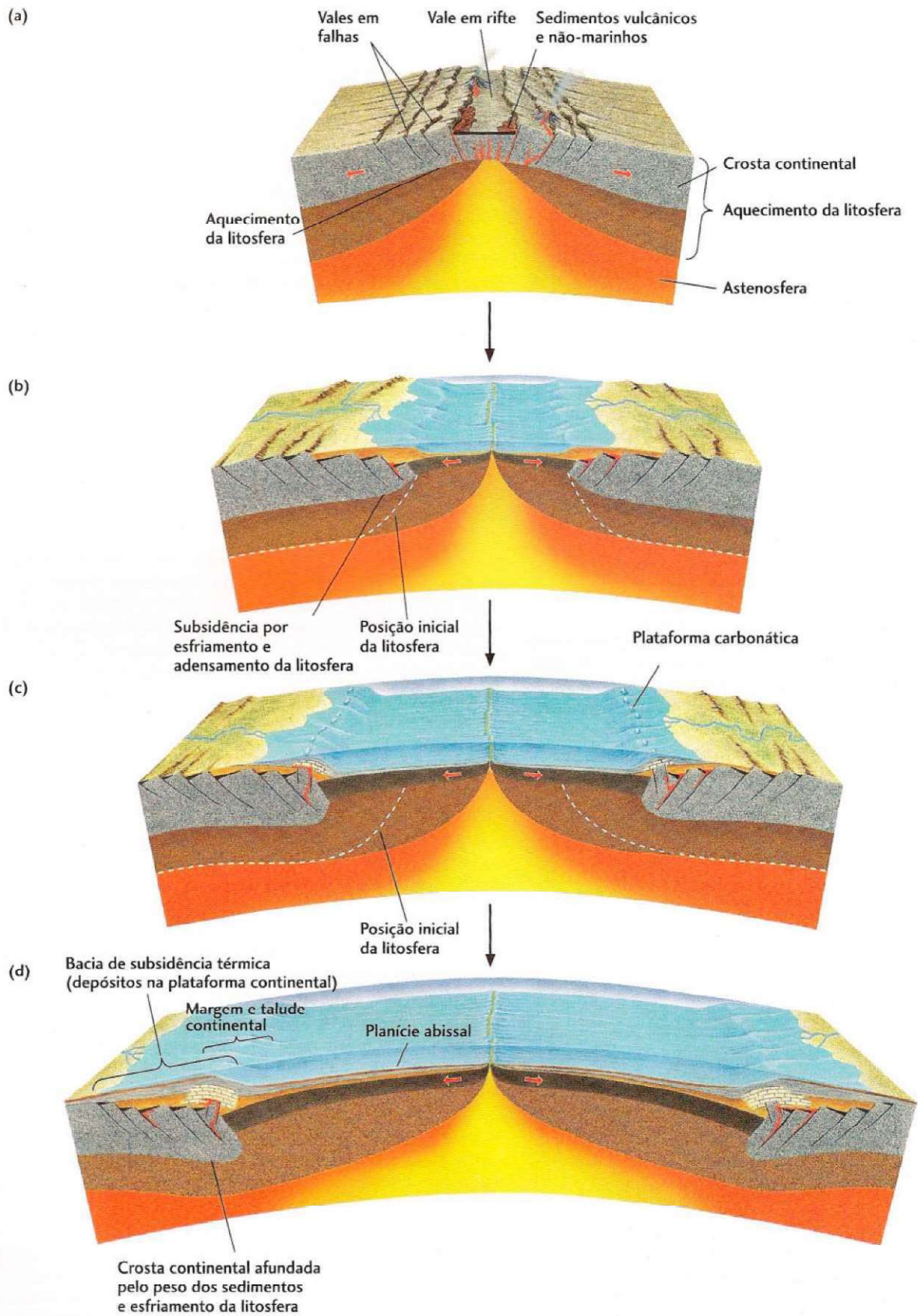
Nos estágios finais, quando os processos de rifteamento são substituídos pela expansão do assoalho oceânico, fazendo com que as placas continentais comecem a se afastar uma da outra, o mecanismo de subsidência da bacia passa a envolver, principalmente, o esfriamento da litosfera que foi adelgaçada e aquecida durante os estágios iniciais do processo (Figura 8.20). Nesse momento, o esfriamento leva a um aumento da densidade da litosfera, o que, por sua vez, leva à sua subsidência e ao desenvolvimento de **bacias de subsidência térmica**<sup>17</sup> costa afora. Os sedimentos são supridos pela erosão das áreas adjacentes para formar os **depósitos da plataforma continental**.

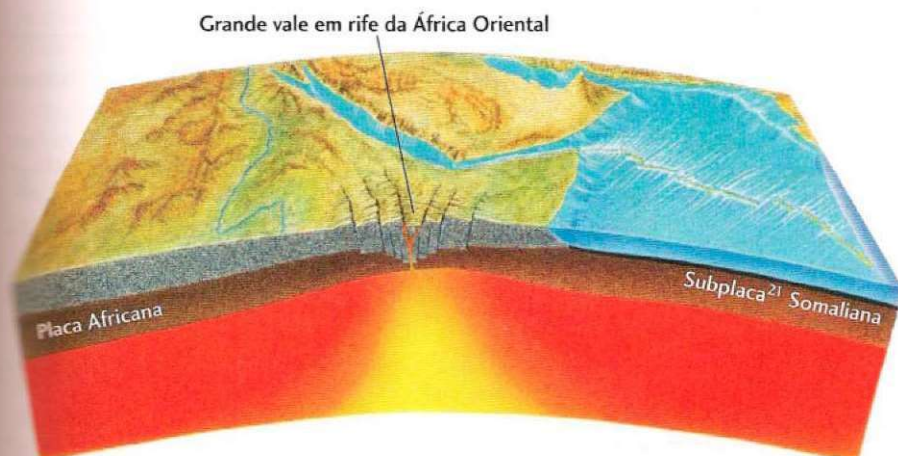
As bacias sedimentares das regiões costeiras do Atlântico na América do Norte e do Sul, na Europa e na África são produtos desse processo. Essas bacias começaram a se formar quando o supercontinente Pangéia se fragmentou há cerca de 200 milhões de anos e, com isso, as placas Norte e Sul-Americana separaram-se das placas Eurásiana e Africana. A Figura 8.20 mostra os depósitos sedimentares com a forma de uma grande cunha disposta sobre a plataforma continental e a margem atlântica dos Estados Unidos, as quais formaram-se dessa maneira.<sup>18</sup> As bacias de costa afora continuam a receber sedimentos por um longo período de tempo, seja porque a borda derivante do continente afunda lentamente, seja porque os continentes têm uma imensa área que pode prover o suprimento de partículas. Posteriormente, a carga resultante do aumento da massa de sedimentos deprime a crosta, de modo que as bacias podem receber ainda mais materiais do continente. Como resultado desse duplo efeito, os depósitos podem acumular-se em um metódico acomodamento de espessuras de 10 km ou mais.

A Bacia de Illinois (EUA) é um exemplo de subsidência térmica que começou com um rifteamento continental interrompido.<sup>19</sup> Há cerca de 1 bilhão de anos, o protocontinente norte-americano foi rachado por um vale em rifte com direção norte-nordeste que se estendia desde o sul da confluência atual dos rios Mississipi e Ohio até a região nordeste da península meridional de Michigan.<sup>20</sup> Esse vale subsidiu à medida que a fenda tectônica se abria e recebeu sedimentos fluviais que se acumularam por uma espessura de, pelo menos, 3 km. Durante milhões de anos, enquanto o rifte permanecia inativo, o vale tectônico original foi gradualmente soterrado pelos sedimentos. A subsidência continuou à medida que o calor inicial da crosta na zona de rifteamento foi lentamente diminuindo e ela sofria afundamento térmico. Há cerca de 500 milhões de anos, a crosta afundou até ficar abaixo do nível do mar e, então, as águas rasas espalharam-se sobre essa região do continente. Os sedimentos da bacia em subsidência passaram a ser areias marinhas e, depois, carbonatos marinhos de águas rasas, inclusive recifes, em certos locais. Hoje, esses recifes formam prolíferos reservatórios de petróleo e gás, que continuam sendo explorados.

Essa sedimentação carbonática foi encerrada há quase 330 milhões de anos, quando enormes rios iniciaram o transporte de areia, cascalho e lama (provenientes da erosão dos Montes Apalaches) para dentro da bacia de subsidência térmica que, então, assumia a forma de uma colher. A sedimentação aluvial







**Figura 8.21** Rifteamento e separação de placa dentro de um continente.

acumulou mais 1 km de sedimentos na bacia, dessa vez com abundante matéria orgânica que, gradualmente, se converteu em camadas de carvão, que predominam na região. A subsidência da bacia finalmente cessou há cerca de 250 milhões de anos, embora o rifte subjacente ainda se mova ao longo das grandes falhas soterradas e cause terremotos, como aquele que sacudiu seriamente a cidade de Nova Madrid, no Missouri (EUA), em 1812.

**Bacias flexurais** Um terceiro tipo de bacia desenvolve-se dentro de zonas tectônicas convergentes, onde uma placa litosférica é empurrada sobre a outra. Quando isso acontece, o peso da placa cavalgante causa uma curvatura ou flexão na placa acavada, resultando na formação de uma **bacia flexural**. A Bacia Índio-Gangética, cujo nome deriva dos rios Indo e Ganges, que fluem para ela, está em subsidência como resposta a uma flexura côncava da Placa Índica produzida quando essa placa se converge, ao colidir e ser empurrada sob a Placa Eurasiana.

## RESUMO

**Quais são os principais processos formadores das rochas sedimentares?** O intemperismo e a erosão produzem as partículas clásticas que compõem os sedimentos e, também, os íons dissolvidos que se precipitam para formar os sedimentos bioquímicos e químicos. As correntes de água e vento e o fluxo do gelo transportam os sedimentos para seus lugares definitivos de acumulação, os sítios de sedimentação. A sedimen-

tação (também chamada de deposição), que é o assentamento de partículas a partir do agente de transporte, produz camadas de sedimentos em canais fluviais e vales, sobre dunas arenosas e nas orlas e assoalhos dos oceanos. A litificação e a diagênese endurecem os sedimentos, transformando-os em rochas sedimentares.

**Quais são as duas principais subdivisões dos sedimentos e das rochas sedimentares?** Os sedimentos e as rochas sedimentares são classificados como clásticos ou químicos e bioquímicos. Os sedimentos clásticos formam-se a partir de fragmentos de rochas parentais resultantes do intemperismo físico e de argilominerais, produzidos pelo intemperismo químico. As correntes de água e vento e o gelo carregam esses produtos sólidos para os oceanos e, às vezes, depositam-nos ao longo do caminho. Os sedimentos químicos e bioquímicos originam-se a partir dos íons dissolvidos na água durante o intemperismo químico. Esses íons são transportados em solução para os oceanos, onde se misturam com a água do mar. Por meio de reações químicas e bioquímicas, os íons são precipitados da solução, e as partículas precipitadas assentam-se sobre o assoalho oceânico.

**Como são classificados os principais tipos de sedimentos clásticos? E os químicos e bioquímicos?** Os sedimentos e as rochas sedimentares clásticos são classificados pelo tamanho de suas partículas como: cascalhos e conglomerados; areias e arenitos; siltes e siltitos; lamas, lamitos e folhelhos; argilas e argilitos. Esse método de classificação dos sedimentos enfatiza a importância da energia da corrente, no processo de transporte e deposição dos materiais sólidos. As rochas sedimentares e os sedimentos químicos e bioquímicos são classificados com base

**Figura 8.20** O desenvolvimento das bacias sedimentares numa margem continental fendilhada. (a) Um rifte desenvolveu-se na Pangéia quando o material quente vindo do manto ascendeu e o antigo continente deformou-se e adelgaçou-se. Os sedimentos vulcânicos e não-marinhos do Triássico foram depositados nos vales fendidos. (b) A expansão do assoalho oceânico teve início. A

litosfera esfriou e contraiu-se sob a margem continental recuada, a qual afunda sob o nível do mar. (c) Evaporitos, sedimentos deltaicos e carbonáticos foram depositados. (d) Esses depósitos foram cobertos por sedimentos do Jurássico e do Cretáceo provenientes da erosão continental. As margens atlânticas da Europa, da África e da América do Norte e do Sul tiveram histórias similares a esta.

na sua composição química. As rochas carbonáticas – calcário e dolomito – são as mais abundantes dessa classe de rochas. O calcário é constituído predominantemente de materiais conquíferos precipitados por processos bioquímicos. O dolomito é formado pela alteração diagenética do calcário. Outros sedimentos químicos e bioquímicos são os evaporitos; os sedimentos silicosos, como o sílex; os fosforitos; as formações ferríferas; as turfas e outras matérias orgânicas que são transformadas em carvão, óleo e gás.

### Conceitos e termos-chave

- ambiente carbonático (p. 219)
- ambiente de sedimentação (p. 200)
- ambiente silicoso (p. 203)
- areia (p. 209)
- arenito (p. 209)
- argila (p. 211)
- argilito (p. 211)
- bacia de subsidência térmica (p. 219)
- bacia flexural (p. 221)
- bacia rifte (p. 219)
- bacia sedimentar (p. 219)
- bioturbação (p. 205)
- calcário (p. 215)
- carvão (p. 218)
- cascalho (p. 208)
- ciclos sedimentares (p. 205)
- cimentação (p. 206)
- compactação (p. 207)
- conglomerado (p. 208)
- depósito da plataforma continental (p. 219)
- diagênese (p. 206)
- dolomito (p. 215)
- estratificação (p. 203)
- estratificação cruzada (p. 203)
- estratificação gradacional (p. 204)
- estrutura sedimentar (p. 203)
- folhelho (p. 211)
- foraminífero (p. 212)
- formação ferrífera (p. 218)
- fosforito (p. 218)
- gás (p. 218)
- lama (p. 211)
- lamito (p. 211)
- litificação (p. 206)
- ondulações (p. 204)
- partícula clástica (p. 197)
- petróleo (p. 218)
- plataforma carbonática (p. 214)
- porosidade (p. 206)
- recife (p. 212)
- rocha carbonática (p. 212)
- rocha evaporítica (p. 217)
- rocha sedimentar orgânica (p. 218)
- salinidade (p. 200)
- sedimento bioclástico (p. 198)
- sedimento bioquímico (p. 197)
- sedimento carbonático (p. 212)
- sedimento clástico (p. 197)
- sedimento evaporítico (p. 217)
- sedimento químico (p. 197)
- sedimentos terrígenos (p. 202)
- seleção (p. 199)
- sílex (p. 218)
- silte (p. 210)
- siltito (p. 210)
- subsidência (p. 219)
- turfa (p. 200)

### Exercícios



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



1. Qual o processo que transforma o sedimento em rocha sedimentar?

2. Em que aspectos as rochas sedimentares clásticas diferem das rochas sedimentares químicas e bioquímicas?

3. Como e com base em que critério são subdivididas as rochas sedimentares clásticas?

4. Que tipo de rocha sedimentar foi originalmente formado pela evaporação da água do mar?



5. Defina ambiente de sedimentação e relacione três tipos de ambiente clásticos.

6. Cite três tipos de arenito.

7. Liste dois tipos de rochas carbonáticas e explique em que elas diferem.

8. Como os organismos produzem ou modificam os sedimentos?

9. Dê o nome de dois íons que fazem parte do processo de precipitação de carbonato de cálcio em um ambiente de sedimentação.

10. Relacione dois tipos de rochas sedimentares onde são encontrados o petróleo e o gás.

### Questões para pensar



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

1. O intemperismo dos continentes foi muito mais intenso e amplamente distribuído nos últimos 10 milhões de anos do que em épocas mais antigas. Como essa observação pode ser suportada com base nas evidências obtidas dos sedimentos que cobrem atualmente a superfície terrestre?

2. Em quais aspectos você poderia considerar que uma cinza vulcânica é um sedimento?

3. Uma geóloga ouviu dizer que um determinado arenito originou-se a partir de um granito. Que evidências ela deveria obter analisando o arenito, para poder sustentar tal conclusão?

4. Você está observando uma secção transversal de uma marca de areia num arenito. Como você poderia deduzir a direção da corrente que depositou a areia?

5. Você descobriu uma seqüência sedimentar que tem um conglomerado na base. Este grada em direção ao topo para um arenito e, depois, para um folhelho; por fim, no topo, grada para um calcário de arena carbonática cimentada. Que mudanças na área-fonte dos sedimentos ou no ambiente de sedimentação podem ter sido responsáveis por essa seqüência?

6. Da base para o topo, uma seqüência sedimentar é formada por um calcário bioclástico que passa para uma rocha carbonática densa origi-

formada por organismos produtores de cimento carbonático (incluindo algas normalmente encontradas em corais) e termina com camadas de calcário. Deduza o possível ambiente de sedimentação representado por essa seqüência.

7. Em que tipos de ambientes de sedimentação você esperaria encontrar lamelas carbonáticas?

8. Como você pode utilizar o tamanho e a seleção dos sedimentos para distinguir entre aqueles depositados em um ambiente glacial e aqueles depositados em um deserto?

9. Descreva uma areia de praia supostamente formada pela batida das ondas numa falésia constituída predominantemente por basaltos.

10. Qual o papel que as correntes de transporte desempenham na origem de alguns calcários?

11. Dê o nome de uma rocha sedimentar que é essencialmente um produto da diagênese e que não tem um sedimento como sendo seu parente equivalente.

12. Onde podem ser comumente encontrados os recifes?

13. Uma baía é separada do oceano por uma abertura estreita e rasa. Que tipo de sedimento você esperaria encontrar no assoalho desta baía se o clima fosse quente e árido? Que tipo de sedimento você encontraria se o clima fosse frio e úmido?

14. Em que medida o sílex e o calcário são similares em suas origens?

## Roteiro de pesquisa: investigue com seus colegas

### Sedimentos carbonáticos

Os três principais minerais das rochas carbonáticas são a calcita,  $\text{CaCO}_3$ ; a aragonita, também  $\text{CaCO}_3$ ; e a dolomita,  $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ . A calcita e a aragonita são polimorfos; elas têm a mesma composição química, mas diferentes estruturas cristalinas. Alguns organismos fabricam suas conchas e esqueletos com aragonita, enquanto outros, com calcita. Interessantemente, fósseis de organismos muito antigos nunca são feitos de aragonita. A explicação para isso é devida ao fato de que a aragonita, eventualmente, colapsa para formar a calcita, pois é menos estável que ela.

A origem da dolomita, em contraste, não é bem sabida. Trata-se de um mineral encontrado em muitas seqüências sedimentares, mas que não é constituinte das conchas ou de sedimentos carbonáticos recentemente depositados. Muitos sedimentólogos consideram-na um mineral secundário, que se forma quando a calcita ou a aragonita (que são minerais primários) combinam-se com o magnésio. Outros pensam que a dolomita às vezes se forma como um mineral primário. Talvez você possa ajudar a resolver essa questão. Neste roteiro de investigação, você e um colega devem propor e explicar uma hipótese para a formação da dolomita. Descrevam como vocês poderiam testar essa hipótese, talvez utilizando equipamentos em laboratórios disponíveis. Peçam ajuda ao professor para efetuar tal experimento em laboratório e concluam o teste em poucas semanas.

### Inferindo a origem de formações interessantes

O Conglomerado Shawangunk é uma unidade sedimentar bem conhecida, que se distribui de Nova Jersey até o sul de Nova York. Parte dela está exposta em afloramentos. O Conglomerado Shawangunk consiste predominantemente em seixos de quartzo, de sorte que é muito resistente à erosão e forma espetaculares penhascos nas vertentes leste das Montanhas Catskill. Somente em poucos lugares ocorrem seixos de outros tipos de rochas.

Que tipo de área-fonte forneceu os sedimentos grossos do Conglomerado Shawangunk? Como você poderia determinar a direção da área-fonte no tempo da deposição do conglomerado? O que a pequena diversidade de rochas que compõem os seixos informa sobre a área-fonte? Utilizando um mapa geológico de sua própria região, localize uma unidade conglomerática e determine a fonte de suas partículas constituintes. Se não houver conglomerados em sua região, descubra por quê.

## Sugestões de leitura

- Blatt, H., and Tracy, R. J. 1996. Sedimentary rocks. In: *Petrology*. New York: W. H. Freeman. 2d ed., pp.215-350.
- Goreau, T. F., Goreau, N. I., and Goreau, T. J. 1979. Corals and corals reefs. *Scientific American* (August):124-136.
- Leeder, M. R. 1982. *Sedimentology*. London: Allen e Unwin.
- Mack, W. N., and Leistikow, E. A. 1996. Sands of the world. *Scientific American* (August):62-67.
- Mclane, M. 1995. *Sedimentology*. New York: Oxford University Press.
- Prothero, D. R., and Schwab, F. 1996. *Sedimentary Geology*. New York: W. H. Freeman.
- Siever, R. 1988. *Sand*. New York: Scientific American Library.

## Sugestões de leitura em português

- Baptista Neto, J. A., Ponzi, V. R. A. e Sichel, S. E. (orgs.) 2004. *Introdução à geologia marinha*. Rio de Janeiro: Interciência.
- Bigarella, J. J., Suguio, K. e Becker, R. D. (eds.) 1979. *Ambientes de sedimentação*. Curitiba: UFPR.
- Della-Fávera, J. C. 2001. *Fundamentos de estratigrafia moderna*. Rio de Janeiro: UERJ.
- Giannini, P. C. F. 2000. Depósitos e rochas sedimentares. In: Teixeira, W., Toledo, M. C. M. de Fairchild, T. R.; e Taioli, F. (orgs.) 2000. *Decifrando a Terra*. São Paulo: Oficina de Textos. p. 285-304.
- Giannini, P. C. F. e Riccomini, C. 2000. Sedimentos e processos sedimentares. In: Teixeira, W., Toledo, M. C. M. de Fairchild, T. R. e Taioli, F. (orgs.) 2000. *Decifrando a Terra*. São Paulo: Oficina de Textos. p. 167-190.
- Mantesso-Neto, V., Bartoreli, A., Carneiro, C. D. R. e Brito-Neves, B. B. de. (orgs.) 2005. *Geologia do continente sul-americano: evolução da obra de Fernando Marques de Almeida*. São Paulo: Beca.
- Mendes, J. C. 1984. *Elementos de estratigrafia*. São Paulo: Quaeiroz: Edusp.

Nowatzki, C. H., Santos, M. A. A., Leão, H. Z., Schuster, V. L. L. e Wacker, M. L. 1984. Glossário de estruturas sedimentares. *Acta Geol. Leopoldensia*, 18/19:7-432.

Raja-Gabaglia, G. P. e Milani, E. J. 1990. *Origem e evolução de bacias sedimentares*. Rio de Janeiro: Petrobrás.

Salgado-Labouriau, M. L. 1994. *História ecológica da Terra*. São Paulo: Edgar Blücher.

Suguio, K. 1992. *Dicionário de geologia marinha*. São Paulo: TA Queiroz.

Suguio, K. 1998. *Dicionário de geologia sedimentar e áreas afins*. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil.

Suguio, K. 2003. *Geologia sedimentar*. São Paulo: Edgard Blücher.

## Notas de tradução

<sup>1</sup> Em inglês, *Great Salt Lake*.

<sup>2</sup> A expressão *estratificação gradacional*, embora amplamente utilizada para traduzir *graded bedding*, pode gerar ambigüidade. A gradação do tamanho do grão tanto pode ocorrer dentro de uma mesma camada (ou estrato) ou em um conjunto de estratos sucessivos. Quando ocorre dentro de uma mesma camada, utiliza-se o termo *gradação normal* (do grosso para o fino) ou *gradação inversa* (do fino para o grosso). Porém, quando a gradação do tamanho de grão ocorre em um conjunto de estratos sucessivos, é denominada de *granodecrescência ascendente* (os grãos tornam-se cada vez mais finos nas camadas em direção ao topo) ou *granocrescência ascendente* (os grãos tornam-se cada vez mais grossos nas camadas em direção ao topo).

<sup>3</sup> Neste caso, pode-se utilizar, também, *granodecrescência ascendente*, pois o grão vai afinando em direção às camadas de topo.

<sup>4</sup> Utiliza-se, também, o termo de origem latina *rudito* (*rúdis*, “pedra miúda misturada com cal”), para designar a rocha, e *depósito rudáceo*, para denominar o sedimento. Ou, também, o sinônimo de origem grega *psefito* ou *psefito* (*pséphos*, “seixo rolado”), para a rocha, e *depósito psefítico*.

<sup>5</sup> Os termos arenito para rocha e arenáceo para os depósitos têm origem latina (*aréna*, “areia, praia, margem, chão, teatro”). Também se utiliza o sinônimo de origem grega *psamito* (de *psámmos*, “areia”), para a rocha, e *depósito psamítico*.

<sup>6</sup> Também grafado como “quartzo arenito” ou “quartzoarenito”. Kenitiro Suguio, um dos mais notáveis mestres da Geologia Sedimentar brasileira, utiliza *quartzarenito* (cf. Suguio, K. 1998, *Dicionário de Geologia Sedimentar*; e 2003, *Geologia Sedimentar*). O quartzarenito contém mais de 95% de quartzo na sua fração detrítica.

<sup>7</sup> Embora também grafado como “arcose” (*Dicionário Houaiss*), “arcóseo” (*Dicionário Aurélio*) e, como adjetivo, “arenito arcóseo” (*Dicionário Houaiss*), preferiu-se a forma “arcózio” e “arcoziano” (cf. Suguio, 1998, *Dicionário de Geologia Sedimentar*). A palavra deriva do francês *arkose* e é grafada em inglês e alemão como *arkose* e, em espanhol, *arcosa*. Certas classificações contemporâneas de rochas sedimentares utilizam a designação “arenito feldspático”.

<sup>8</sup> Também grafado como *litarenito* em classificações antigas. Ele contém mais de 25% de partículas líticas em sua fração areia.

<sup>9</sup> A palavra “grauvaca” é uma grafia mais recente daquela da década de 1950, “grauvaque”, e de “grauwache”, utilizada no século XIX. Ela deriva do alemão *grauwacke* (“grés, psamito”) e, eventualmente, também é grafada apenas como *wacke*. Essa rocha contém mais de 15% de matriz pelítica.

<sup>10</sup> No Brasil, são muitas as ocorrências de aquíferos em rochas arenáceas. A principal delas é conhecida como Aquífero Guarani – noticiado como um dos maiores do mundo –, que ocorre na Formação Botucatu na Bacia do Paraná. Essa formação está distribuída em grande parte dos territórios dos estados de Mato Grosso do Sul, São Paulo, Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul, além dos países vizinhos Uruguai, Argentina e Paraguai.

<sup>11</sup> Utiliza-se o termo de origem latina “lutito” (*lütum*, “lama, lodo, limo”), para designar a rocha, e “depósito lutáceo”, para denominar o sedimento. Ou, também, o sinônimo de origem grega “pelito” (*pelílos*, “lama, lodo, argila”), para a rocha, e “depósito pelítico”.

<sup>12</sup> O Grande Banco das Bahamas, quase emerso, na costa afora da Flórida, ocupa uma área de cerca de 700 km de comprimento e 300 km de largura, na maior parte coberta com uma lâmina de água com menos de 10 metros de profundidade. Nas partes emersas, ocorrem areias calcárias, com menor volume de lama carbonática e rochas de recife.

<sup>13</sup> O aquecimento global da superfície terrestre, devido aos gases-estufa, é, em média, de 0,75°C. Essa temperatura é mais facilmente absorvida pelos oceanos que, em resposta, aumentam seu volume, fazendo com que o nível do mar suba e afogue recifes, bancos de corais, etc. Existem suspeitas de que o aumento da temperatura dos oceanos esteja causando uma doença conhecida como branqueamento dos corais, que sofrem despigmentação e morrem. Além disso, os atóis também foram utilizados no passado recente para testes de bombas atômicas, feitos pelos Estados Unidos e pela França.

<sup>14</sup> Variedade de sílex preto ou cinza-escuro, composto por calcedônia, porém com menos brilho e pureza e mais opaco.

<sup>15</sup> Sobre o uso em português do termo “rifte”, ver nota 4 no Capítulo 2.

<sup>16</sup> Também denominado de “Grande Vale da África Oriental”, é uma fissura cujo trecho principal tem 2.400 km de extensão e até cerca de 50 km de largura, desde a costa do Mar Vermelho, na Etiópia, até o Lago Manyara, na Tanzânia. Nesse trajeto existem cerca de 30 vulcões ativos e semi-ativos e diversos lagos.

<sup>17</sup> Em inglês, *thermal sag basin*. Suguio (2003) denomina essa fase de formação da bacia de “pós-fossa de afundamento”.

<sup>18</sup> A Figura ilustra, também, os processos que ocorreram na margem atlântica brasileira, que foram semelhantes àqueles da costa leste da América do Norte.

<sup>19</sup> Também conhecido como “alaucógeno”.

<sup>20</sup> O território do Estado de Michigan (EUA) é formado por duas penínsulas que compartimentam os grandes lagos: a península superior delimita o lago Superior, a norte, e o Michigan, a sul. A península inferior separa o lago Michigan, a oeste, e o Huron, a leste.

<sup>21</sup> Melhor seria designar “protoplaca Somaliana”, posto que ela não se separou e o processo de rifte poderá ser interrompido.