

SEDIMENTOS E ROCHAS SEDIMENTARES

8 TÓPICO

Maria Cristina Motta de Toledo

- 8.1** Introdução
- 8.2** Origem e constituição dos sedimentos
- 8.3** Agentes e processos de erosão, transporte e sedimentação
 - 8.3.1** Águas continentais
 - 8.3.1.1** Rios
 - 8.3.1.2** Lagos
 - 8.3.1.3** Geleiras
 - 8.3.2** Ventos
 - 8.3.3** Mares e oceanos
- 8.4** Materiais sedimentares, suas características e estruturas
- 8.5** As paisagens formadas
- 8.6** Soterramento dos sedimentos e formação das rochas sedimentares
- 8.7** Classificação das rochas sedimentares
 - 8.7.1** Rochas sedimentares detríticas
 - 8.7.2** Rochas sedimentares químicas
 - 8.7.3** Rochas sedimentares biogênicas
- 8.8** Rochas sedimentares e recursos naturais

8.1 Introdução

A superfície da Terra é moldada continuamente por processos dinâmicos, como foi visto nos tópicos precedentes. As partículas sólidas desagregadas presentes nas formações superficiais da Terra, assim como os íons presentes nas águas, são continuamente remobilizadas por meio de agentes que atuam na superfície da Terra, como as águas correntes, doces e salgadas, as geleiras e os ventos. Esses agentes são chamados erosivos ou sedimentares, pois promovem a erosão das partículas – ou seja, a retirada do local original (área-fonte), normalmente um perfil de intemperismo (ver tópico “Intemperismo e Pedogênese”) ou um depósito sedimentar (um dos temas deste tópico) pré-existente –, seu transporte por distâncias variadas, e sua deposição num local de topografia mais baixa – uma **bacia de sedimentação** –, onde podem ficar por períodos de duração muito variados. Essa movimentação geral, com a retirada de materiais de zonas mais altas (as áreas-fonte dos sedimentos), o transporte e a sedimentação em zonas mais baixas, realiza o objetivo da dinâmica externa terrestre, que é o de aplainar a superfície da Terra durante ciclos geológicos. Mas os processos sedimentares não param aí, na deposição de sedimentos, pois sua progressão ao longo do tempo pode gerar tamanho soterramento e compactação do material depositado, que é transformado em rocha dura – a rocha sedimentar – por processos que serão descritos neste tópico.

Os processos erosivos e sedimentares aqui introduzidos, que agem impulsionados por dois motores essenciais – o calor do Sol e a gravidade – não colocam um ponto final na dinâmica da superfície terrestre, pois (como já se sabe pelos tópicos anteriores, principalmente os tópicos “As Grandes Feições do Relevo Terrestre” e “Tectônica Global”) a superfície da Terra não se encontra aplainada, já que a dinâmica interna continua a criar relevos, a exemplo das cadeias montanhosas e das grandes depressões oceânicas, reciclando os materiais geológicos pela Tectônica de Placas e seus processos associados.

Convém ainda destacar, nesta introdução, que os processos sedimentares, como todos os outros processos geológicos, podem concentrar substâncias úteis à sociedade industrial, que são os recursos minerais. Além disso, a sedimentação tem importância fundamental na preservação dos fósseis, que permitem o reconhecimento e a interpretação de ambientes geológicos e de formas pretéritas de vida. Isso é possível pois a deposição de sedimentos pode preservar vestígios de organismos ou de suas atividades, de forma mais ou menos perfeita, formando os fósseis, a partir dos quais a história da vida pode ser contada, como será visto no tópico “Tempo Geológico: a História da Terra e da Vida”.

8.2 Origem e constituição dos sedimentos

Os materiais inconsolidados dos perfis de intemperismo, formados tanto por minerais primários das rochas iniciais quanto por minerais secundários gerados pelos processos de intemperismo químico – basicamente oxí-hidróxidos e argilominerais – são os materiais sujeitos à erosão, transporte e sedimentação posterior. De acordo com a dimensão das partículas sedimentares, elas são classificadas conforme mostra a **Tabela 8.1**; essa classificação, denominada granulométrica, é a base para a denominação dos materiais sedimentares em geral e mesmo das rochas sedimentares, como será visto mais adiante neste tópico.

Partícula	Diâmetro
Matacão	maior que 256 mm
Cascalho	de 64 mm a 256 mm
Seixo	de 4 mm a 64 mm
Grânulo	de 2 mm a 4 mm
Areia	
Muito grossa	de 1 mm a 2 mm
Grossa	de 0,5 mm a 1 mm
Média	de 0,25 mm a 0,5 mm
Fina	de 0,125 mm a 0,25 mm
Muito fina	de 0,062 mm a 0,125 mm
Silte	de 0,004 mm a 0,062 mm
Argila	menor que 0,004 mm

Tabela 8.1: Classificação granulométrica das partículas sedimentares, normalmente utilizada no Brasil.

No entanto, não apenas as partículas sólidas passam pela sequência de processos superficiais, rumo às zonas mais baixas; os íons dissolvidos durante o intemperismo químico (ver tópico “Intemperismo e Pedogênese”), ao serem lixiviados (ou seja, removidos em solução), são também erodidos. Trata-se de uma erosão química, no sentido de que são espécies iônicas dissolvidas na água e retiradas do perfil. Assim, pode-se dizer que existe uma estreita conexão entre o intemperismo químico e a erosão química, ao oferecer imediatamente condições para a solubilização e lixiviação de íons; os íons mais solúveis, mais móveis, em condições favoráveis de drenagem, podem ser imediatamente erodidos (lixiviados) e, ao chegar a ambientes de sedimentação, serão mantidos dissolvidos nas águas ou precipitados quimicamente ou, ainda, utilizados pelos organismos em seus processos vitais. Essas três situações podem ocorrer, conforme as condições específicas de cada ambiente.

Em resumo, podemos indicar que o conjunto de materiais passíveis de erosão, transporte e sedimentação são as **partículas** (de vários tamanhos e naturezas) e os **íons** (de várias naturezas) que se encontram liberados para tal. Os sedimentos erodidos, transportados e depositados em forma de partículas sólidas, são denominados sedimentos **clásticos** ou **detríticos**; e seu processo sedimentar (conjunto de erosão, transporte e sedimentação) é dito físico, mecânico, clástico ou detrítico, em oposição aos processos em que a erosão, o transporte e a sedimentação ocorrem com os íons, que são chamados processos **químicos** ou **iônicos**. A **Tabela 8.2** (uma adaptação da tabela já apresentada no tópico “Intemperismo e Pedogênese”), retoma os principais componentes sedimentares, relacionados com sua origem, como minerais primários resistentes ou minerais secundários, formados durante o intemperismo ou formados durante a sedimentação (neste último caso, são precipitados químicos a partir de soluções saturadas).

Minerais comuns nas rochas sãs	Minerais supérgenos comuns	Minerais comuns nas formações superficiais	
		Mantos de intemperismo e solos	Depósitos sedimentares
<ul style="list-style-type: none"> • quartzo • feldspato K • plagioclásio • biotita • muscovita • piroxênio • anfibólio • olivina • magnetita 	<ul style="list-style-type: none"> • oxi-hidróxido ou óxido de Fe (goethita ou hematita) • hidróxido de Al (gibbsita) • argilomineral 1:1 (caolinita) • argilomineral 2:1 	<ul style="list-style-type: none"> • oxi-hidróxido ou óxido de Fe (goethita ou hematita) • hidróxido de Al (gibbsita) • argilomineral 1:1 (caolinita) • argilomineral 2:1 • quartzo • feldspato K • biotita • muscovita • magnetita 	<ul style="list-style-type: none"> • oxi-hidróxido ou óxido de Fe (goethita ou hematita) • hidróxido de Al (gibbsita) • argilomineral 1:1 (caolinita) • argilomineral 2:1 • quartzo • feldspato K • biotita • muscovita • magnetita

Tabela 8.2: Minerais comuns encontrados nos depósitos sedimentares (última coluna), em relação com sua origem como minerais primários resistentes ou minerais secundários, formados durante o intemperismo ou a sedimentação.

Os materiais detríticos, após a erosão, adquirem movimento e, naturalmente, estão sujeitos a forças de corpo, que agem sobre o volume ou a massa do sedimento e dependem da sua densidade, como a gravidade e o empuxo, e também estão sujeitos a forças de superfície, como a fricção (atrito entre grãos), coesão (atração eletrostática ou eletroquímica superficial entre grãos), força ascendente produzida por turbulência no meio de transporte, forças de ação e reação na interface grão/fluido e também forças de resistência.

O transporte pelos vários agentes geológicos superficiais da Terra (chamados agentes de superfície: água líquida – em rios, lagos, mares, oceanos e água subterrânea –, vento e gelo) pode ocorrer em **grãos livres**, no caso de movimento em fluido pouco viscoso, ou então em massas

que se movimentam praticamente sem individualizar os grãos; este último tipo de transporte recebe o nome de **transporte gravitacional** ou **fluxo denso**, e ocorre quando os grãos estão muito próximos uns dos outros, em alta concentração em relação ao fluido. O primeiro caso pode ser observado em qualquer rio normal, ou no vento, que transporta grãos variados soltos, e que, inclusive, deposita e retoma o transporte conforme sua velocidade de fluxo oscila ao longo do tempo, promovendo uma seleção de tamanho e densidade dos grãos transportados. Já o segundo caso se refere a transportes como o de uma avalanche ou deslizamento de encostas, em que as partículas praticamente não se separam, sendo todo o material movimentado e sedimentado junto.

Durante todo o transporte, seja qual for o agente, o material detrítico passa por uma transformação física, a chamada maturação do grão: o grau de abrasão (desgaste) e fragmentação é proporcional à sua história de transporte. Assim, grãos transportados por longas distâncias serão mais maduros, apresentando predominância de grãos bem arredondados, polidos, bem selecionados em termos de tamanho de grãos (ou seja, com baixa heterogeneidade de dimensões, privilegiando algum tamanho em detrimento de outros maiores ou menores) (**Figura 8.1**). É fácil comparar

grãos de uma praia de areia com os grãos de um deslizamento de terra no sopé de um morro; o primeiro é proveniente de longo transporte na bacia hidrográfica até chegar à praia, e apresenta grãos arredondados e dentro de certa faixa de tamanho (por exemplo, entre 0,5 e 2mm ou outro intervalo de dimensão); já no segundo caso, ocorre uma mistura de lama (constituída por grãos finíssimos), areia de vários tamanhos e fragmentos de rocha de vários centímetros ou decímetros, ou mesmo metros, caracterizando um depósito sedimentar imaturo, ao contrário da praia.



Figura 8.1: Comparação entre (A) sedimento maduro (baixa variação de tamanho de grãos, que se apresentam relativamente arredondados e polidos, depositados em beira de rio) e (B) sedimento imaturo (alta heterogeneidade de tamanho de grãos, que se apresentam angulosos, depositados por derretimento de geleira)

Fragmentos de partes duras de organismos, como conchas, também podem agregar-se aos sedimentos de composição mineral, passando pelos mesmos processos de fragmentação e desgaste durante o transporte. Muitas areias de praias e sedimentos de fundos marinhos apresentam esse tipo de material; por exemplo, as praias em Fernando de Noronha são constituídas principalmente por areia de fragmentos de conchas.

A sedimentação geralmente ocorre em geral em forma de camadas sub-horizontais, aproximadamente paralelas à topografia do substrato que recebe os sedimentos. Algumas feições típicas do ambiente e da forma de deposição dos sedimentos, ou mesmo de eventos concomitantes ou posteriores à sedimentação, podem ser preservadas: a identificação das estruturas sedimentares primárias permite interpretações sobre a gênese do depósito e as condições ambientais da época. Por exemplo, gotas de chuva podem causar pequenas deformações na superfície de um depósito de argila durante a formação do depósito sedimentar, e essas deformações podem ser preservadas nos processos posteriores, chegando até nossos dias como um registro do evento ocorrido naquela época. Rachaduras nos depósitos argilosos produzidos pela rápida desidratação (gretas de contração), durante eventos pretéritos de seca prolongada, também podem ser preservadas nas rochas sedimentares, assim como várias outras estruturas, que serão mencionadas ao longo do tópico. É importante destacar, desde já, que os vestígios diretos ou indiretos de organismos que são preservados nas rochas sedimentares – os **fósseis** – também são estruturas sedimentares. Pela sua importância na reconstrução da história da vida e da evolução orgânica, este tema estará mais detalhado em tópico específico, sobre o Tempo Geológico e o registro da vida na Terra (tópico “Tempo Geológico: A História da Terra e da Vida”).

8.3 Agentes e processos de erosão, transporte e sedimentação

Na superfície terrestre, a ação dinâmica dos agentes geológicos é evidente; mesmo com as variações locais de clima e de relevo, em qualquer lugar do planeta é possível ver e sentir diretamente a ação desses agentes, que são, basicamente, a água em suas variadas formas: **neve**, cuja precipitação acumulada forma **geleiras**; **chuvas**, cujas ocorrências promovem a formação de **água corrente** na superfície e de **água subterrânea** acumulada após infiltração no subsolo; **ar**, cujo movimento gera os **ventos**, correntes de ar que distribuem a umidade por quase todo o planeta; finalmente, os **oceanos**, que agem não apenas como bacias de captação de água e sedimentos, mas que também possuem movimentos, como as correntes oceânicas, as ondas e as marés, que participam da erosão, do transporte e da sedimentação das partículas e íons. Diferentes agentes podem atuar simultaneamente em cada ambiente, mas geralmente um deles é predominante, deixando suas marcas, que podem ser interpretadas posteriormente, como

modificações nas partículas sedimentares e formação de determinadas estruturas de erosão ou de sedimentação, fazendo dos depósitos sedimentares, das rochas sedimentares e das paisagens verdadeiros livros abertos que contam a história da evolução da natureza.



Geologia na literatura infantil brasileira

Em “O poço do Visconde”, o escritor Monteiro Lobato, interessado na divulgação da Geologia para estudo dos recursos naturais nacionais, em particular o petróleo, colocou o personagem Visconde de Sabugosa a estudar e ensinar esta ciência aos meninos do sítio do Pica-Pau Amarelo. Em certa passagem, o Visconde leva os meninos (e a boneca Emília, naturalmente) para uma aula de campo. A seguinte transcrição do livro mostra bem o que os estudiosos da Geologia fazem ao observar um afloramento de rochas, de sedimentos, de solos, ou uma paisagem. Ao comparar com a história de James Hutton (tópico “Histórico da Geologia”), para quem a observação de afloramentos e paisagens levou a estabelecer os princípios da Geologia, podemos verificar a grande importância da observação direta e das atividades de campo para o estudo e a prática desta ciência.

Pois bem, no livro de Monteiro Lobato, o personagem Visconde tentava explicar como estudar Geologia no campo:

... — Temos de procurar barrancos, margens de rios, morros com perambeiras ou boçorocas — pontos onde a terra esteja esburacada e despida de vegetação. Só aí encontraremos rochas a descoberto.

— Pois vamos a isso, então.

A um quilômetro dali havia um morro com grande desbarrancado — a ‘barreira’, como se dizia no sítio. O Visconde levou-os para lá. Diante da barreira, parou e sorriu. Os meninos entreolharam-se. Não compreendiam que o Visconde encontrasse matéria para sorriso num barranco feio como todos os demais.

— Que gosto é esse, Visconde? — perguntou Emília.

— Ah, o sorriso que tenho nos lábios é um sorriso geológico — o sorriso de quem sabe, olha, vê e compreende. Este barranco é para mim um livro aberto, uma página da história da Terra na qual leio mil coisas interessantíssimas.

— É um dos barrancos mais lindos que já vi — continuou o sábio. — Observem atentamente estas superposições de camadas. Temos aqui uma série de camadas paralelas. Estão superpostas, isto é, uma em cima da outra, e são constituídas de rochas diferentes.

— E que tem isso?

— Tem um colosso de coisas. Tem, em primeiro lugar, que são camadas de rochas sedimentares, produzidas por depósitos formados no fundo d’água.

— Fundo d’água? Pois o sítio de vovó já foi fundo d’água?

— Claro que sim, Pedrinho. Leio isso neste barranco. Temos cá uma camada de pedregulho, ou pedras que se foram fragmentando e rolando no fundo dos rios até ficarem sem arestas; depois se depositaram em qualquer fundo de água sem correnteza. Mas notem que estes pedregulhos já não estão soltos, como os de fundo de rio. Estão grudados uns aos outros, soldados, cimentados entre si.

— Com que cimento? — quis saber Narizinho.

— Evidentemente um cimento calcário — respondeu o Visconde. — Os calcários dissolvem-se na água; mas a cal da água vai se depositando entre as perninhas até que as liga, tal qual o pedreiro liga os tijolos com o reboco. E sabem como se chama uma rocha assim, feita de pedaços de rocha cimentados entre si?

Ninguém sabia.

— Chama-se um conglomerado — explicou o Visconde. E apontando para a camada que ficava em cima daquela: — E esta rocha aqui também não deixa de ser um conglomerado, apesar de ter o nome de arenito. É composta de areia com os grãos igualmente soldados entre si por um cimento qualquer. Reparem que forma uma rocha um tanto quebradiça.

Pedrinho havia destacado um fragmento do arenito, que andou de mão em mão.

— É mesmo — disse Narizinho, quando chegou sua vez de examiná-lo. — Vê-se perfeitamente que é formado de grãos de areia.

— Pois é outra rocha sedimentar — explicou o Visconde...”



8.3.1 Águas continentais

O tópico “O Ciclo da Água” mostrou o ciclo da água, destacando que mais água precipita como chuva e neve sobre os continentes do que evapora para a atmosfera. Isso significa que há um desbalanço na alimentação de umidade para a atmosfera: os continentes recebem mais água do que devolvem para a atmosfera por evapotranspiração. Os oceanos contrabalançam essa situação, pois fornecem muito mais água para a atmosfera do que dela recebem por precipitação de chuva ou neve; a compensação é feita, na atmosfera, pelo movimento de nuvens (de cima dos oceanos para cima dos continentes onde deságuam em forma de pluviosidade) e, na superfície, pelo movimento das águas correntes, principalmente superficiais, com as águas das bacias hidrográficas sendo captadas pelos rios e desaguando nos oceanos por meio de foz do tipo estuário, delta ou misto. Somam-se aí as águas do derretimento das geleiras, que acabam também por alimentar as correntes de água líquida.

8.3.1.1 Rios

Os rios, ao darem fluxo às águas superficiais, drenando regiões de tamanhos variados, realizam um importante trabalho geológico de erosão, transporte e sedimentação. Um conjunto de rios que drenam uma região delimita uma bacia hidrográfica, definida como a área de captação da água precipitada, não apenas nos rios, mas também na água subterrânea; a bacia hidrográfica é isolada por divisores topográficos, e toda a água captada converge para um único ponto: o

exutório (Figura 8.2). Sua importância prática é tamanha que muitas regiões são conhecidas pelo nome da bacia hidrográfica, como a Bacia Amazônica, entre outras. Conforme as características do substrato geológico, isto é, do tipo de rocha e suas estruturas, os rios formam determinados padrões geométricos, muitas vezes utilizados para a interpretação das características geológicas regionais (Figura 8.3).

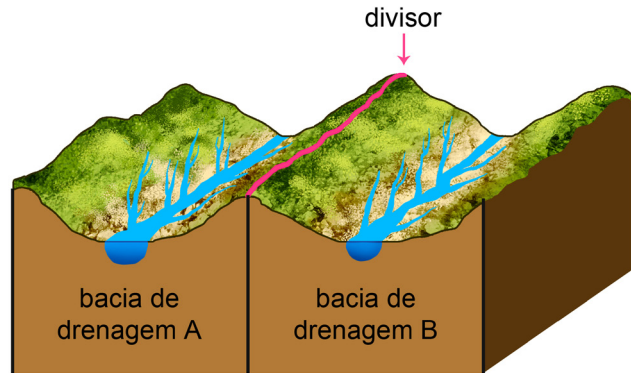


Figura 8.2: Esquema de duas bacias hidrográficas vizinhas com seu divisor de águas.

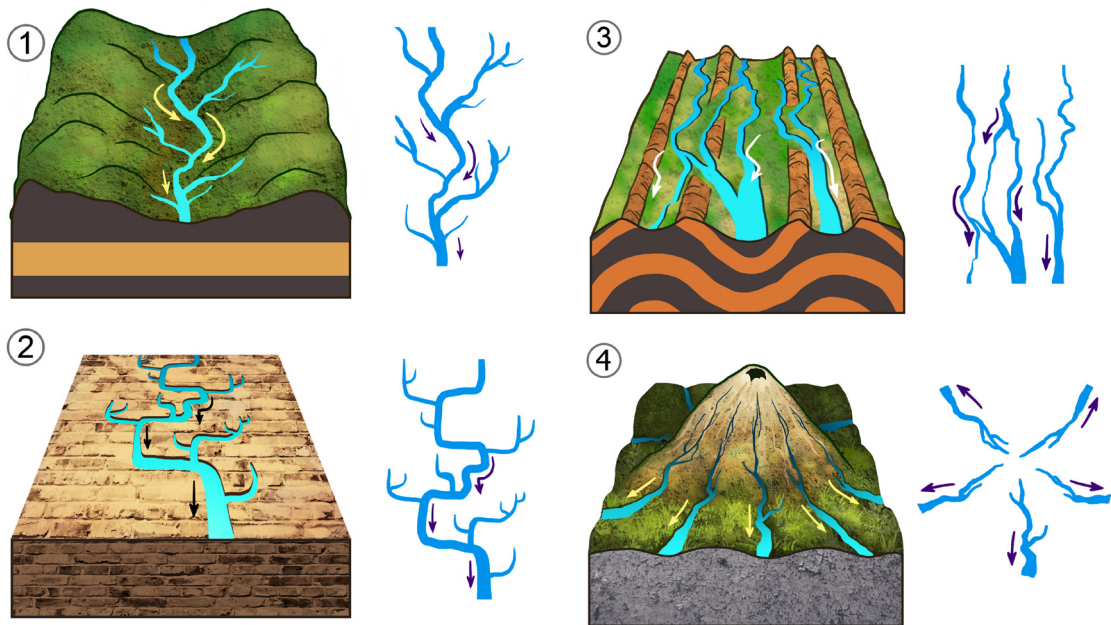


Figura 8.3: Padrões geométricos comuns nas bacias hidrográficas: 1. dendrítico; 2. paralelo; 3. treliza; 4. radial.

Durante o movimento dos rios, ocorre a **erosão fluvial**: o terreno pelo qual as águas passam tem suas partículas inconsolidadas retiradas pela força das águas. Essa erosão depende da intensidade do fluxo, que é sazonal, pelas variações de pluviosidade ao longo do tempo considerado em várias escalas (de anos ou de milhares/milhões de anos). O rio, assim, escava continuamente o seu leito, aprofundando o seu vale e promovendo erosão generalizada da região, processo esse que é auxiliado pelos deslizamentos de encostas e pela erosão das águas que escoam pela superfície, levando para o rio mais partículas. Os sedimentos passam por transporte em diferentes

mecanismos: por suspensão na água, por saltação, alternando períodos suspensos e no fundo do rio ou, ainda, por rolamento ou arrastamento no leito do rio (**Figura 8.4**). Os grãos menores, em geral, são transportados por suspensão, enquanto os maiores são transportados por saltação, rolamento e deslizamento no fundo do leito. Os impactos das partículas entre si e com o leito e as margens do rio causam um contínuo desgaste, arredondamento e até mesmo fragmentação (**Figura 8.5**). Assim, sedimentos transportados por longas distâncias terão grãos mais arredondados, com superfície mais polida e brilhante, e, pela progressiva fragmentação, de tamanhos menores do que os sedimentos transportados por pequenas distâncias.

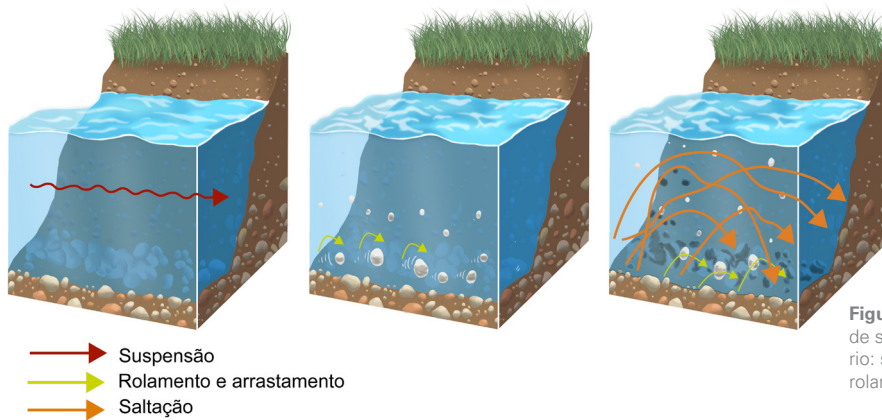


Figura 8.4: Tipos de transporte de sedimentos detriticos num rio: suspensão na água, saltação, rolamento e arraste no fundo do rio.

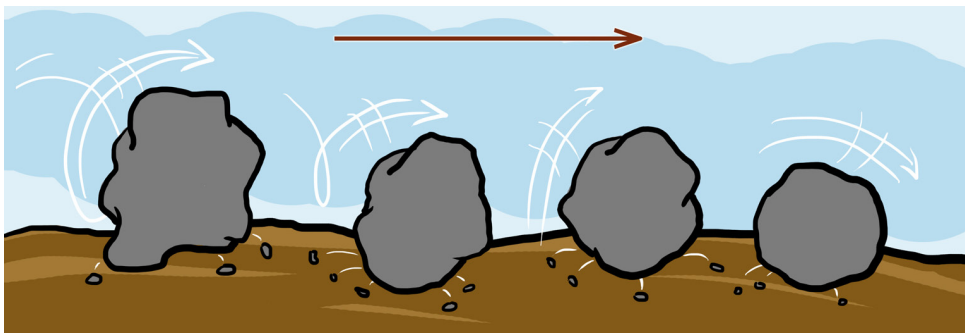


Figura 8.5: Representação esquemática da progressiva fragmentação e arredondamento de uma partícula ao longo do transporte sedimentar.

Dois conceitos adicionais são importantes ao se estudar o transporte por rios: a competência, que é a dimensão máxima das partículas que o rio é capaz de transportar, e a capacidade, que é o volume total de sedimento que o rio é capaz de transportar por unidade de tempo. Estas

características dependem do fluxo de água e do declive, entre outras características que podem interferir, variando num mesmo local de um rio dependendo da estação climática, e no mesmo rio em diferentes pontos de seu curso.

Os rios têm, em geral, uma sequência em sua evolução, que pode ser relacionada tanto à distância das nascentes quanto à idade da paisagem em que se insere. Como mostra a **Figura 8.6**, um rio **juvenil** é um rio que drena uma paisagem com relevo acidentado, também denominada juvenil, com desníveis topográficos importantes, dando velocidade ao fluxo das águas e grande poder de erosão; esta fase juvenil é a parte situada mais à montante do rio. **Madura** é o nome que se dá à fase do rio em que ele se encontra numa paisagem com relevo já relativamente rebaixado pela contínua erosão; na paisagem madura, ainda pode haver desníveis suficientes para alguma erosão, mas

ocorre principalmente a sedimentação, pois existem locais e momentos em que a velocidade e o fluxo diminuem de intensidade, permitindo às partículas que se depositem, conforme suas dimensões e densidade, lembrando que partículas mais pesadas e maiores necessitam de mais energia das águas fluviais para se manterem em transporte. Finalmente, na fase em que a paisagem já está bastante desgastada pela erosão, os desníveis topográficos são mínimos, caracterizando a fase **senil**; não ocorre mais erosão fluvial de grande monta, apenas sedimentação dos grãos erodidos à montante. Formam-se, então, os meandros – curvas acentuadas de rios, quase sem energia para o transporte de partículas e para transpor obstáculos. Um rio pode ter, ao mesmo tempo, uma fase juvenil próximo à cabeceira, uma fase madura já no seu curso intermediário, e uma fase senil próximo à sua foz. Assim, a palavra fase, aqui, diz respeito não apenas a uma etapa cronológica de sua evolução, mas também às distintas partes do seu curso, da nascente à foz.

Mesmo na fase senil existe uma certa dinâmica natural registrada na evolução de meandros de um rio, como mostra a **Figura 8.7**. O fluxo de água na parte externa do canal impacta e erode a margem; a continuidade do processo pode abrir um canal, preferido pela água por ser mais direto, fazendo com que um meandro seja abandonado. Esse meandro abandonado pode transformar-se num lago ou num pântano. Uma paisagem pode apresentar vários meandros abandonados, testemunhando a amplitude e recorrência do processo. Cabe também mencionar

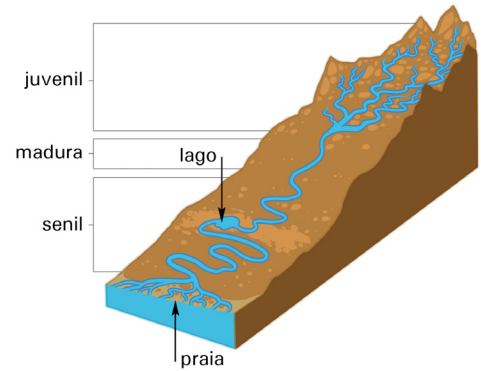


Figura 8.6: Fases de um rio e de uma paisagem associada: fase juvenil, à montante, com desníveis topográficos relativamente maiores, onde o fluxo do rio é intenso e a erosão supera a sedimentação; fase madura, quando a paisagem já teve erosão importante, apresentando-se menos acidentada, e o rio tem fluxo menor, menor capacidade de erosão e ocorrem depósitos sedimentares; finalmente, na fase senil, o rio já quase não tem energia para erosão, transporta apenas sedimentos mais finos e leves, que são parcialmente depositados sempre que o fluxo diminui, tem curso sinuoso (meandros).

que eventos geológicos podem afetar a dinâmica natural, construindo novos relevos e drenagens; com isso, uma paisagem e seus rios podem ser rejuvenescidos.

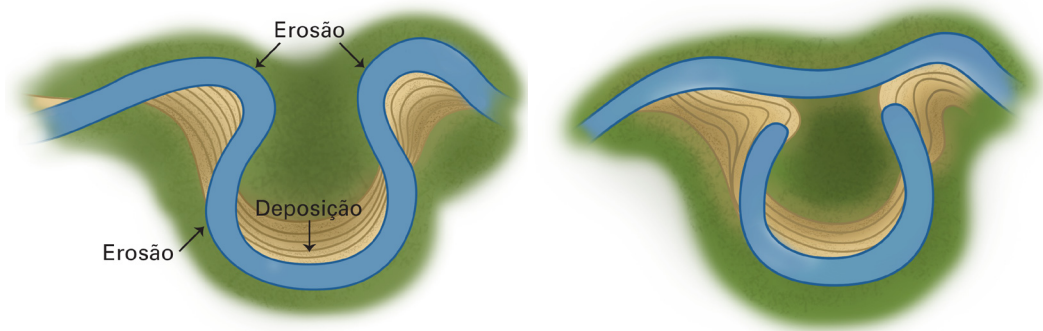


Figura 8.7: Esquema da evolução de meandros de um rio; o fluxo de água na parte externa impacta e erode a margem; a continuidade do processo pode abrir um canal, ocupado pela água, que abandona a curva; o meandro abandonado pode transformar-se num lago ou num pântano. A foto ilustra um rio meandrante.

As águas fluviais, por causa do movimento, não costumam promover precipitação química dos íons dissolvidos, embora isso possa acontecer. No entanto, a erosão química é contínua e importantíssima, pois é o que mantém salgadas as águas dos oceanos; os íons principais são Ca^{2+} , Na^+ , Mg^{2+} , HCO_3^{2-} e SO_4^{2-} , todos com origem nos processos naturais biogeoquímicos (tópico “Intemperismo e Pedogênese”). A **Tabela 8.3** mostra a composição química média das águas doces, representando a erosão química componente da denudação continental, que é a soma de todos os processos de erosão dos continentes.

íon ou substância	concentração (ppm)
HCO_3^{2-}	58
SO_4^{2-}	11
Cl^-	7
NO_3^{2-}	1
Ca^{2+}	15
Mg^{2+}	41
Na^+	6
Fe^{2+}	0,7
SiO_2	13

Tabela 8.3: Composição química média das águas doces continentais em partes por milhão (ppm); os íons presentes nas águas são provenientes do intemperismo das rochas e de sua lixiviação; além dessa interação com a litosfera, também provém da interação da hidrosfera com a atmosfera e a biosfera.

8.3.1.2 Lagos

Ao receber as águas de rios, geleiras ou de qualquer outra origem, os lagos acumulam também sedimentos transportados tanto em suspensão (carga detrítica) quanto em solução (carga dissolvida ou iônica). Tanto um tipo como o outro podem depositar-se no fundo dos lagos, desde que, no caso dos sedimentos detríticos, diminua a velocidade das águas que os transportam (que é o caso de fluxos fluviais que deságuam num lago) ou, no caso dos sedimentos iônicos, que haja concentração suficiente para ocorrer precipitação por saturação.

Como em todo ambiente de sedimentação, os depósitos formados registram as condições do ambiente. Um exemplo curioso e muito estudado é o da rocha sedimentar denominada **varvito**, que tem afloramentos preservados em Itu (SP), no “Parque do Varvito”, tombado e considerado patrimônio geológico brasileiro. Essa rocha foi formada pela consolidação de sedimentos depositados no fundo de um lago próximo a geleiras, cerca de 300 milhões de anos atrás. Na época em questão, existia o supercontinente Pangeia, cuja porção meridional se situava em baixas latitudes, portanto sob influência de clima frio. Nessas condições, no verão, parte significativa do gelo derretia, e a geleira se movimentava lentamente na direção do lago, mais baixo, liberando blocos rochosos e poeiras transportados pela geleira; o fluxo de água do derretimento, carregando os sedimentos, chegava ao lago e a diminuição de velocidade promovia uma seleção granulométrica, isto é, os grãos maiores, mais pesados, eram depositados próximos às bordas do lago, enquanto grãos menores eram transportados até as partes mais distantes das bordas, onde eram, lentamente, depositados. No inverno, época em que as geleiras cresciam pelo acúmulo de neve continuamente compactada, não havia liberação de sedimentos incorporados nas geleiras; no entanto, nas partes mais profundas do lago, longe das margens, os grãos mais finos (argila) ainda não se haviam depositado, e o faziam então junto com matéria orgânica da vida microscópica que havia florescido no verão. A alternância de sedimentos típicos do verão e típicos do inverno, ao longo de centenas de anos, formou depósitos suficientemente espessos para que o peso das camadas subjacentes compactasse as partes inferiores,

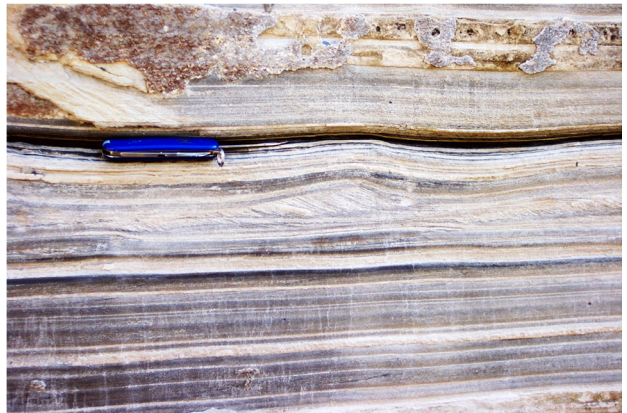


Figura 8.8: Corte da rocha exibindo as camadas do varvito de Itu. Trata-se de uma rocha sedimentar que registra a sucessão de sedimentação sazonal num lago periglacial; as camadas escuras, de 1 a 2 mm de espessura, representam a sedimentação do inverno, enquanto as camadas claras, mais espessas, representam a sedimentação ocorrida nos sucessivos verões.

transformando-as em rocha sedimentar dura, como será visto mais adiante neste tópico. No varvito, é possível reconhecer claramente a sucessão de camadas mais claras e com granulação levemente mais grossa, proveniente da deposição no verão, alternadas com camadas mais escuras (pela presença de matéria orgânica) e granulação mais fina, depositadas no inverno (**Figura 8.8**). O Parque do Varvito tem intensa visitação de estudantes e do público em geral, sendo uma das poucas instalações naturais de divulgação e educação científica no Brasil.

Da mesma forma que o varvito de Itu, outros sedimentos lacustres e rochas registram o ambiente da época e sua evolução, constituindo importantes registros naturais.

8.3.1.3 Geleiras

Geleiras são sistemas de gelo em movimento, formados onde a neve, a cada ano, se acumula mais rapidamente do que derrete. Sob pressão das camadas sobrejacentes, a neve das camadas subjacentes transforma-se em gelo. Dependendo da quantidade de gelo acumulado, a geleira se move, sob a ação de seu próprio peso, em direção às partes mais baixas da paisagem. A parte inferior da geleira pode adquirir um comportamento mais plástico devido ao aumento da pressão e temperatura, embora seja sólido, e pode também passar por recristalização e por dissolução parcial temporária; neste caso, a água penetra nas fraturas da rocha do substrato, promovendo intemperismo físico e fornecendo mais fragmentos para o transporte glacial. Assim, a geleira continuamente engloba e arrasta consigo fragmentos de rochas do substrato e a poeira trazida pelo vento, de modo que uma geleira pode se transformar em um grande veículo transportador de sedimentos. À medida que o gelo se movimenta, ele produz abrasão do substrato, e os fragmentos de rocha englobados na geleira raspam e lixam, deixando a superfície de contato polida e estriada.

Os sedimentos transportados pela geleira são depositados onde o gelo derrete, formando depósitos chamados **morainas** (ou morenas). Em termos práticos, conforme a localização do depósito, é feita uma distinção entre as morainas: lateral, frontal e basal (**Figura 8.9**).



Figura 8.9: Depósitos glaciais denominados morainas; no caso, trata-se de moraina frontal, em geleira nas Montanhas Rochosas canadenses (região de Banff).

Existem dois tipos maiores de geleiras, que produzem formas distintas de feições de erosão e de deposição:

- **Continental**, em que a camada de gelo pode atingir milhares de metros de espessura, cobrindo grandes extensões continentais, podendo chegar ao nível do mar. As geleiras do continente Antártico e da Groenlândia são deste tipo. Sua morfologia caracteriza-se pela presença de regiões de topografia arredondada mais salientes, a partir das quais o fluxo do gelo se dá radialmente pela gravidade, promovendo o transporte de materiais e a abrasão do substrato.
- **Alpino**, representando grandes faixas de gelo originadas nas altas montanhas e que se estendem através dos vales pré-existentes. O gelo tem um fluxo por meio do vale, erodindo e transportando quantidades consideráveis de fragmentos de rochas, cujo conjunto forma faixas escuras na superfície branca da geleira; os vales cavados por geleiras se diferenciam dos vales fluviais pela sua forma em “U”. Muitas vezes os vales glaciais são “suspensos” em relação aos vales para os quais fluem as geleiras, ao contrário dos vales fluviais, em que os vales afluentes têm continuidade topográfica, descendo continuamente. São deste tipo as geleiras das grandes cadeias montanhosas como Alpes, Andes, Himalaias, Montanhas Rochosas etc.

Nas geleiras, distinguem-se as **zonas de acumulação** (onde a neve que cai se adiciona à pré-existente) e de **ablação** (onde o gelo deixa o sistema por evaporação ou por derretimento).

Os depósitos glaciais diferem muito dos depósitos sedimentares formados em outros ambientes porque os mecanismos de transporte e deposição são diferentes. Os fragmentos transportados pelas geleiras não são selecionados quanto ao tamanho e densidade, pois são transportados todos juntos, ao contrário do que acontece no caso dos depósitos por correntes de água líquida e vento, em que a velocidade do fluxo determina quais grãos poderão ser transportados e quais serão depositados. Além disso, os fragmentos de rocha carregados pelas geleiras podem sofrer abrasão, se estiverem nos limites entre elas e o substrato rochoso, passando por um processo de lixamento, formando faces (gerando os seixos facetados, típicos deste processo) e adquirindo estrias de abrasão, o que também ocorre nas superfícies sobre as quais as geleiras se movem (**Figura 8.10**), e que



Figura 8.10: Superfície estriada em bloco de rocha pela passagem de geleira nas Montanhas Rochosas canadenses (região de Banff). / Fonte: cortesia de MARIA CRISTINA MOTTA DE TOLEDO.

não ocorre nos outros ambientes de transporte e sedimentação, quando o processo normal é serem os grãos fragmentados e arredondados.

Os sedimentos glaciais, após serem depositados, podem ser retrabalhados pelas águas correntes originadas do derretimento do gelo na zona terminal da geleira, tratando-se aí de um novo ambiente: o fluvial. Os sedimentos assim retrabalhados poderão adquirir características típicas desse ambiente, como arredondamento, polimento, seleção e estratificação.

Nos países sujeitos a clima muito frio, as geleiras representam sistemas cujo movimento e dinâmica de derretimento devem ser controlados continuamente, pois podem representar risco para as construções humanas como cidades, usinas etc. Recentemente, a erupção de vulcões na Islândia promoveu o derretimento parcial de geleiras, causando inundações e grandes prejuízos.

8.3.2 Ventos

O vento é provavelmente o menos efetivo dos agentes de erosão, embora muitas formas erosionais sejam equivocadamente atribuídas a ele. Mesmo nos desertos, muitas das formas das paisagens são produtos da água corrente existente em curtos períodos, em raras ocasiões, e não do vento. A erosão eólica age de duas formas: por deflação e por abrasão. A deflação refere-se à remoção das partículas soltas de areia e poeira da superfície; assim, podem ser formados oásis nos desertos, quando a deflação rebaixa o relevo até atingir a zona subsaturada ou saturada em água; neste ponto, as partículas tornam-se coesas pela umidade, e o vento não mais consegue erodir. A abrasão promove impacto da areia soprada nos diversos materiais atingidos, realizando um trabalho contínuo de lixamento e desgaste.

Como agente transportador, no entanto, seu poder é enorme, principalmente nos desertos de baixas latitudes do globo, onde a precipitação é baixa e a evaporação, alta; nessas regiões, a ação dos ventos produz extensos campos de dunas móveis arenosas, que podem cobrir a superfície por até centenas de milhares de km² contínuos. Dunas também se formam em áreas costeiras e em pequenos desertos, sempre que a umidade for suficientemente baixa e a vegetação rarefeita, para permitir que a força do vento movimente os grãos, colocando-os em suspensão para o transporte.

O transporte eólico é feito por suspensão, saltação e rolamento ou deslizamento superficial, a exemplo do transporte em meio aquoso. As partículas mais finas de sedimentos detríticos podem ficar em suspensão por muito tempo, possibilitando o transporte por longas distâncias. No entanto, pequenas variações na velocidade do vento podem fazer com que as partículas mais pesadas percam sustentação, depositando-se; por isso, o vento é um agente de transporte e sedimentação

muito seletivo, isto é, o vento transporta e deposita sedimentos de granulometria semelhante, e nunca muito grande, a não ser em eventos catastróficos, como tufões e furacões.

O depósito eólico mais comum é representado pelas dunas de areia, que migram conforme os grãos de areia são soprados, movidos e acumulados a sotavento. A estrutura interna da duna consiste em estratos inclinados para baixo, na direção do vento. Vários tipos de dunas podem ser formados, conforme a velocidade do vento, o suprimento de areia, a constância na direção do vento e as características da superfície por sobre a qual a duna está migrando, com formas características. A **Figura 8.11** traz a representação da estrutura interna típica de uma duna móvel de areia, o mecanismo de movimentação por meio da erosão a barlavento e deposição a sotavento. Normalmente, as dunas são formadas por quartzo, que é o mineral comum das rochas mais resistente ao intemperismo, sendo, portanto, comumente encontrado como resíduo dos processos de superfície.

Um aspecto muito interessante das dunas que existiram no passado é serem elas facilmente reconhecidas em camadas sedimentares antigas, pois sua estrutura interna é realçada pela deposição de substâncias nas discontinuidades entre as estratificações cruzadas das dunas como, por exemplo, óxidos de ferro, sublinhando essas feições e facilitando o seu reconhecimento; muitos exemplos de afloramento de dunas fósseis podem ser reconhecidos em cortes laterais das rodovias que cruzam o estado de São Paulo, exibindo as camadas de rochas sedimentares antigas, cujos sedimentos se depositaram em épocas de clima árido a semiárido (**Figura 8.12**).

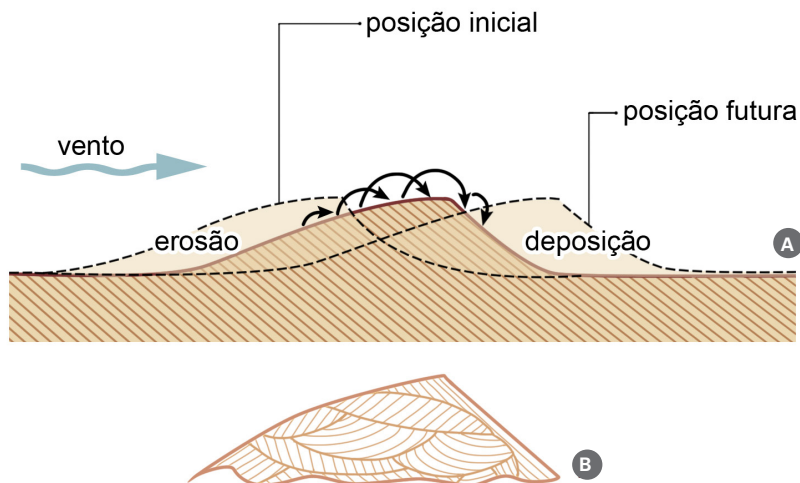


Figura 8.11: Representação esquemática de dunas eólicas. **A.** A erosão a barlavento da duna e a deposição a sotavento fazem a duna migrar na direção do vento. **B.** A estrutura interna típica de uma duna, registrando a estratificação cruzada (realçada pelos traços internos na figura) pela superposição de sedimentos depositados em diferentes direções de vento.



Figura 8.12: Exemplo de duna fóssil da Bacia Sedimentar do Paraná, vista em corte de estrada expondo parte da estrutura interna, com estratificação cruzada, no estado de São Paulo

Outro depósito eólico é chamado *loess*, e é caracterizado por formar camadas mais contínuas, que podem mascarar as formas de paisagem anteriormente existentes; sua composição é de poeira muito fina, nas dimensões de silte e argila, e sua composição mineral inclui argilominerais; a fonte do *loess* é tida como a poeira do deserto ou os detritos mais finos depositados por geleiras. Foram encontrados depósitos deste tipo em algumas partes do globo, principalmente no nordeste da China, mas todos são registro de eventos pretéritos.

Cinzas vulcânicas também podem ser trabalhadas pelo vento, que pode levá-las a grandes distâncias, como tem sido noticiado pela imprensa no caso das recentes erupções na Islândia e no Chile, ocasiões em que o transporte eólico das cinzas chega a prejudicar o tráfego aéreo no entorno. Por outro lado, é importante considerar que eventos naturais como esses permitem que os solos sejam renovados pela deposição das cinzas (material com alta fertilidade) e que o ciclo natural, do qual faz parte a vida, continue.

8.3.3 Mares e oceanos

A água nos mares e oceanos está em constante movimento por ondas geradas pelos ventos, por marés, por diversas correntes promovidas pelas diferenças de temperatura e densidade, e

até mesmo por fenômenos menos comuns como tsunamis. A atividade incessante das ondas e correntes modifica, constantemente, as costas de todos os continentes e ilhas do globo, remodelando os litorais, erodindo, transportando e sedimentando. Os processos costeiros podem mudar de intensidade de um dia para o outro, ou de uma estação para a outra, mas nunca param.

As linhas de costa atuais, no entanto, não são resultado apenas dos processos recentes. Todas as costas foram profundamente afetadas pelo aumento do nível do mar causado pelo derretimento, entre 15.000 e 20.000 anos atrás, das geleiras da última época glacial. O mar invadiu e alagou grandes partes das áreas costeiras, e as linhas de costa moveram-se para o interior (processo conhecido como transgressão marinha) sobre paisagens formadas por processos continentais. A configuração de uma dada linha de costa pode, portanto, ser o resultado de outros processos não marinhos e pode ter sido originalmente modelada por erosão de correntes, glaciação, vulcanismo, movimentos da Terra ou mesmo por organismos. As ondas fornecem a maior parte da energia para os processos costeiros. A erosão ao longo da costa tende a desenvolver penhascos, cujo recuo, por erosão, pode desenvolver uma plataforma, até que o equilíbrio seja estabelecido entre a energia da onda e a configuração da costa, formando uma praia, por exemplo.

Nas águas dos mares e oceanos, além dos sedimentos erodidos das rochas da costa, como os penhascos mencionados, também chega toda a carga sedimentar proveniente da chamada “denudação continental”, isto é, do conjunto de processos erosivos que retiram material intemperizado da superfície dos continentes, carregando-o para os oceanos, diretamente ou por meio de etapas intermediárias em vários ambientes continentais.

Ao chegar ao litoral, a carga sedimentar carregada pelos rios, ventos e geleiras é descarregada nas águas marinhas, tendo sua velocidade de transporte diminuída, como acontece quando um rio deságua num lago. Ocorre, então, a sedimentação do material mais grosso e pesado, pois não existe mais a energia para o seu transporte. Se observarmos o fundo do mar nas regiões próximas às desembocaduras dos rios (principais fornecedores de sedimentos continentais para o ambiente marinho), veremos uma progressão granulométrica: sedimentos com predominância de grãos maiores próximo à linha de costa, e sedimentos progressivamente mais finos nas partes mais distantes. Naturalmente, as correntes marinhas e outros movimentos das águas podem perturbar essa distribuição, mas a tendência é sempre essa.

Além da carga sedimentar detrítica (em grãos), toda a carga iônica (em solução), já mencionada neste tópico, também é despejada nas águas marinhas.

Esses sedimentos químicos são, geralmente, predominantes nas áreas mais distantes da linha de costa, onde é menor a influência dos sedimentos terrígenos ou clásticos ou detríticos.

Uma vez nas águas, esses íons contribuem para manter a salinidade do mar (principalmente Na^+ e Cl^-) que, no entanto, não fica progressivamente mais salgado, porque existe um equilíbrio entre o aporte de íons em solução e a precipitação química. Nas planícies abissais (feições oceânicas distantes dos continentes; ver tópico “As Grandes Feições do Relevo Terrestre”), ocorre a precipitação química de carbonatos de cálcio e de magnésio, principalmente. Além disso, os mesmos íons, além do ânion fosfato, são utilizados pelos organismos para fabricar suas partes duras; quando os organismos morrem, essas partes duras (conchas de carbonato de cálcio ou de magnésio, principalmente) e os ossos (de fosfato de cálcio) vão se acumulando, formando depósitos sedimentares classificados como **biogênicos**, que incluem também extensas deposições de material silicoso, gerado por micro-organismos que utilizam a sílica em seu metabolismo.

Um tipo de depósito sedimentar importante, de origem marinha, é chamado “evaporito”; trata-se de importantes volumes de sal (principalmente, cloreto de sódio, mas também ocorrem outros compostos salinos) precipitados em locais em que a evaporação da água do mar causou a concentração salina até o ponto de saturação. Desde que foi compreendido o processo de formação do evaporito, o ser humano passou a utilizar certas áreas de água do mar em zonas de forte insolação, isolando-as fisicamente do mar aberto para, com isso, promover a superconcentração (evitando, portanto, a diluição natural) e formar as salinas artificiais (há exemplos brasileiros no Rio Grande do Norte).

8.4 Materiais sedimentares, suas características e estruturas

Vimos vários exemplos da atuação dos agentes de superfície na erosão, transporte e sedimentação. Já foi comentado que os sedimentos guardam a memória dos processos geológicos pelos quais passaram, determinados pelos diferentes ambientes da Terra; assim, sua identificação nos materiais sedimentares, sejam eles sedimentos ainda inconsolidados ou rochas sedimentares já endurecidas (mais adiante neste tópico), pode levar às interpretações de ambientes passados. Para compreender melhor essas ideias, vamos aqui fazer uma síntese das características dos sedimentos que podem levar a essas interpretações.

Com relação aos grãos detríticos, o transporte por diferentes agentes promove diferentes tipos de transformações. Por exemplo, o arredondamento é promovido pelo transporte fluvial, marinho ou eólico, mas não pelo transporte glacial, pois nele os grãos não ficam soltos: podem ser facetados, mas não arredondados. Naturalmente, alguns tipos de materiais terão dificuldades para

se arredondar por outras razões: grãos de mica nunca poderão ser arredondados, pois serão fragmentados isolando as lamelas características de sua morfologia foliada, por serem flossilicatos (ver tópico “Minerais Formadores de Rochas”); fragmentos de rochas orientadas, mesmo arredondadas, com as arestas suavizadas, formarão partículas sedimentares achatadas. O arredondamento não pode ser confundido com a esfericidade, que ocorre quando um grão tem potencial para, ao se fragmentar e arredondar, adquirir dimensões semelhantes em todas as direções (uma esfera perfeita tem dimensão igual em todas as direções). A **Figura 8.13** mostra grãos com diferentes graus de arredondamento e de esfericidade.

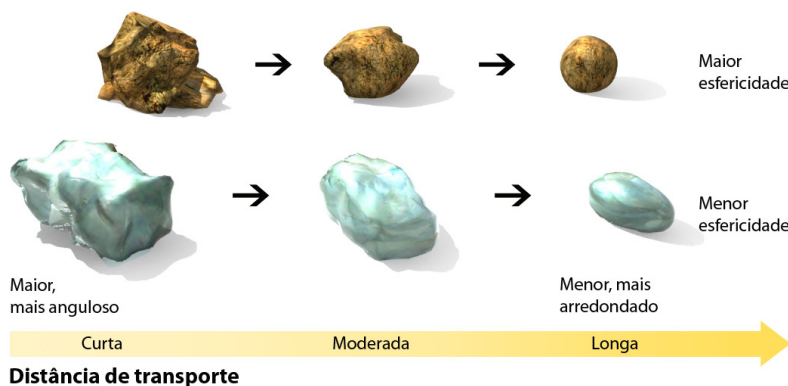


Figura 8.13: Ilustração de grãos com diferentes graus de arredondamento e de esfericidade.

Quanto ao polimento, o transporte em água líquida gera brilho, ao passo que o transporte pelo vento desenvolve superfícies foscas nos grãos; isso ocorre pela diferença de viscosidade: a água freia mais os impactos entre os grãos, ao contrário do ar, onde o impacto entre os grãos fere as superfícies, como se fosse um processo natural de “jateamento” (utilizado na indústria para tornar foscas vidros normais, transparentes e brilhantes).

Além dessas características, há as estruturas sedimentares formadas na deposição. As camadas de sedimentos são normalmente horizontais ou sub-horizontais, paralelas umas às outras sucessivamente depositadas; a esse conjunto é dado o nome de “estratificação plano-paralela” (ver quadro “Geologia na literatura brasileira”). Mas nem sempre a estratificação é assim: em alguns casos, ocorrem estratificações cruzadas, como dentro de dunas, conforme ilustrado na **Figura 8.11**. O mesmo ocorre internamente às “marcas de onda”, outra estrutura formada pelo vai e vem de ondas, em ambiente aquático, reconhecível facilmente na beira de lagos, rios e nas praias. Quando um sedimento muito fino (predominantemente argiloso) é submetido à secagem, ele se contrai abrindo rachaduras, que são as “gretas de contração”, conhecidas como rachaduras do solo, tidas

como características de estiagem (**Figura 8.14**). Ocorre, ainda, a formação de marcas pela queda de algum objeto ou mesmo de gotas de chuva, ou a deformação dos sedimentos ainda inconsolidados pelo peso das camadas sobrejacentes, sempre formando estruturas sedimentares passíveis de reconhecimento e interpretação. Finalmente, os fósseis são também estruturas sedimentares, e serão detalhados no tópico “Tempo Geológico: a História da Terra e da Vida”.

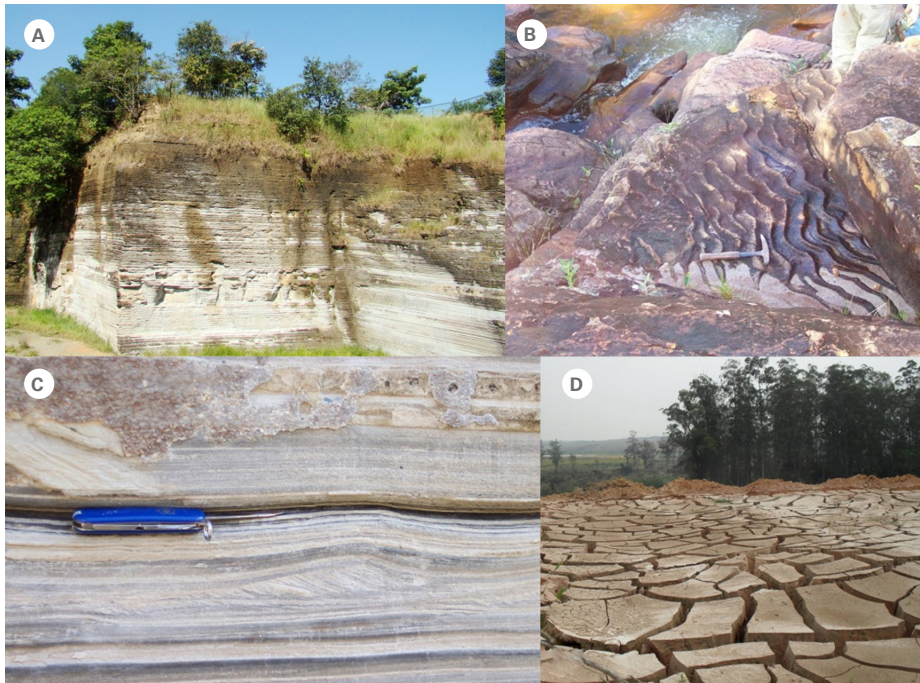


Figura 8.14: Estruturas sedimentares: **A.** Estratificação plano-paralela com preservação de marcas de onda entre algumas camadas no varvito de Itu. **B.** Estratificação cruzada de pequeno porte, milimétrica, no varvito de Itu. **C.** marcas de onda preservadas em rocha sedimentar. **D.** Gretas de concentração em material argiloso seco ao ar.

Outro efeito muito importante do transporte sedimentar é a **seleção granulométrica**, responsável pela segregação dos grãos de diferentes dimensões, conforme a energia de transporte aumenta ou diminui. Assim, um agente de transporte com grande energia (um rio caudaloso, por exemplo), transportará grãos de vários tamanhos, inclusive grandes; no entanto, se o fluxo diminuir, os maiores (mais pesados, portanto) serão depositados e apenas os menores continuarão o deslocamento. Normalmente, sedimentos bem selecionados foram submetidos à ação prolongada da água ou do vento. Sedimentos mal selecionados são tanto os depositados não muito distante da fonte como os depositados por geleiras, já que as geleiras transportam maciçamente todo tipo e tamanho de partícula e bloco juntos, não dando oportunidade à seleção granulométrica.

Também ocorre a seleção densimétrica associada à granulométrica. Assim, juntamente com grãos de determinado tamanho e de densidade normal, serão depositados, quando presentes, grãos menores de minerais de densidade maior; esta é a razão pela qual se procuram pepitas de ouro e grãos de minerais pesados mais pesados que a média dos minerais detríticos comuns, como a cassiterita, por exemplo, mineral do qual se extrai o estanho, junto com o cascalho (granulometria maior).

A porosidade (espaços entre os grãos) e a permeabilidade (comunicação entre os espaços) dos sedimentos são características importantes, pois podem determinar propriedades aplicadas dos materiais sedimentares, como a possibilidade de servir de reservatório ou de meio de migração para fluidos como água, petróleo e gás. Depois de transformados em rochas sedimentares (item mais adiante), as características de porosidade e de permeabilidade dos sedimentos iniciais certamente mudam, mas muitas rochas sedimentares podem continuar suficientemente porosas para se constituírem em excelentes aquíferos, por exemplo (tópico “O Ciclo da Água”).

Finalmente, é importante destacar que a composição mineral do sedimento detrítico também dá importantes indicações sobre sua proveniência e história evolutiva. A presença de minerais raros ou restritos a certas rochas pode dar boas indicações sobre a sua área-fonte. Já o fato de um sedimento conter apenas grãos de minerais resistentes ao intemperismo pode significar que o transporte foi longo (e destruiu os grãos de minerais mais frágeis) ou o que o sedimento é proveniente da erosão de perfis de intemperismo bastante evoluídos, em que os minerais menos resistentes já haviam sido intemperizados. Num caso como esse, é preciso utilizar outras evidências para a conclusão final; se os grãos forem bem arredondados, por exemplo, temos clara indicação de que o transporte foi longo. Aliás, esta é uma das facetas do chamado raciocínio geológico: trabalhar com evidências de várias naturezas para correlacioná-las, num verdadeiro trabalho de reconstituição da história de evolução dos materiais e das paisagens.

Já no caso dos sedimentos químicos, as características mais importantes são a formação de cristais imbricados, encaixados durante a precipitação, e a formação de camadas às vezes difíceis de diferenciar umas das outras, a não ser que haja alguma mudança que promova diferenças de coloração ou textura, como a presença de impurezas ou algum fato que mude as condições de precipitação. Quanto aos sedimentos biogênicos, a identificação de partes duras de organismos é a estrutura mais evidente para o reconhecimento e interpretação; no entanto, lembrando que muitos desses sedimentos são formados por micro-organismos, convém reconhecer que a facilidade de identificação depende da utilização de ferramentas próprias, como lupa ou mesmo microscópio.

8.5 As paisagens formadas

As paisagens observadas em toda a superfície terrestre são provenientes do embate entre as forças da dinâmica interna e da dinâmica externa da Terra, conforme introduzido no tópico “As Grandes Feições do Relevo Terrestre”, sobre as feições fisiográficas maiores da Terra. Na Lua, o processo morfogênético (que origina as formas de relevo) predominante é a craterização (formação de crateras por impactos de corpos celestes). Esse processo também ocorreu na Terra, em seus primórdios, durante a fase cósmica de impactos meteoríticos do sistema solar em formação. Contudo, hoje, o processo morfogênético predominante é o fluvial, ou seja, os rios são os principais responsáveis pelo modelamento do relevo. Em cerca de 70% da superfície dos continentes, percebe-se a predominância de morros e montanhas dissecados pela erosão fluvial, com vales em “V” e bacias hidrográficas com variados padrões geométricos típicos. A **Figura 8.3** mostra alguns dos padrões geométricos mais comuns dos traçados dos rios formando as paisagens continentais, o que pode ser observado nas imagens obtidas por satélites artificiais, disponíveis na Internet. Mas todos os processos da dinâmica interna (com fonte de energia proveniente do calor interno terrestre) assim como da dinâmica externa (com fonte de energia proveniente da radiação solar) contribuem para a formação da paisagem em cada local, em cada época, e somente o estudo detalhado das características geológicas é que possibilita a interpretação dos processos sucessivos que formaram uma determinada paisagem observada.

Recuperando os conceitos básicos apresentados no tópico “As Grandes Feições do Relevo Terrestre” e desenvolvidos na sequência dos temas tratados desde então, temos os fenômenos da dinâmica interna construindo relevos altos ou baixos (basicamente formando cadeias de montanhas continentais e oceânicas e abrindo bacias oceânicas com os processos da Tectônica de Placas) e os fenômenos da dinâmica externa da Terra agindo no sentido de diminuir os desníveis (essencialmente por meio do intemperismo, que transforma rochas duras em material inconsolidado, passível de erosão, transporte e sedimentação nas partes mais baixas). A lição básica do tópico “As Grandes Feições do Relevo Terrestre” foi a de que, nos continentes, as áreas de alto relevo (cerca de 4 mil metros de altitude ou mais) e de declives acentuados registram processos recentes, ou mesmo atuais, da dinâmica interna (pois ali a dinâmica externa ainda não teve tempo de mostrar significativamente seus resultados), enquanto as áreas mais baixas (em geral, não mais de mil metros de altitude, com zonas restritas que, eventualmente, chegam a altitudes maiores, como a Serra da Mantiqueira em São Paulo) mostram registro da

atuação da dinâmica externa sem que a dinâmica interna interrompa a progressão do abaixamento do relevo, completando a chamada denudação continental, que fornece sedimentos para o preenchimento das bacias oceânicas.

Assim, num modelo ideal, uma região soerguida tectonicamente (por exemplo, como ocorreu com a cadeia dos Andes) passa por intemperismo (com mecanismos próprios de sua localização climática e respeitando a resistência de seus tipos de rochas) e por erosão, transporte e sedimentação pelos agentes externos aqui tratados, gerando paisagens típicas: grandes extensões com colinas e vales em “V” para as regiões em que predomina a morfogênese fluvial, elevações separadas por vales em “U” e lagos glaciais para regiões sujeitas ao trabalho glacial, campos de dunas em regiões desérticas trabalhadas pelos ventos.

Naturalmente, nas zonas em que a dinâmica interna continua soerguendo a região (caso dos Andes, Alpes, Himalaias, Montanhas Rochosas, Pirineus etc.), o ciclo externo (intemperismo, erosão, transporte e sedimentação) não conseguirá imprimir suas marcas de forma significativa, marcas essas que são a chave para a interpretação paleoambiental da evolução da paisagem. Apenas após a paralisação dos processos da dinâmica interna nesses locais é que a dinâmica externa poderá agir sem que sua ação seja mascarada pelo constante **rejuvenescimento da paisagem** promovido pela dinâmica interna terrestre.

8.6 Soterramento dos sedimentos e formação das rochas sedimentares

Uma vez depositado, o sedimento homogêneo ou heterogêneo, de origem detrítica ou química, com ou sem participação biológica, pode ser continuamente recoberto por novos eventos de sedimentação; o peso do material sobrejacente poderá ser imenso e provocará uma série de mudanças, às quais damos o nome de **litificação**, pois levam à formação de rocha (do grego “lithos”), e nesse caso estamos, naturalmente, falando de rocha sedimentar.

Essas mudanças provocadas pelo soterramento incluem alguns processos diferentes. A **compactação**, que é a expulsão dos fluidos – ar e água – dos espaços entre os grãos sedimentados, reacomoda os grãos, e pode ser acompanhada da sua **dissolução** parcial; a quebra dos grãos e até mesmo sua deformação também são possíveis nesse ambiente, que pode chegar a condições de cerca de 100 °C de temperatura e 1.000 atmosferas de pressão.

Outro processo que ocorre durante o soterramento é a **cimentação**. Trata-se da precipitação, entre os grãos, de substâncias então dissolvidas nas águas dos poros do sedimento, expulsas

pela compactação. Os cimentos mais comuns encontrados em rochas sedimentares são os de decomposição silicática (quartzo) e carbonática (formando calcita, dolomita ou siderita, conforme o cátion que acompanha o ânion carbonato), além dos cimentos com ferro (fêrricos, se oxidados, formando goethita ou hematita, ou ferrosos, se reduzidos, formando pirita).

Além da compactação e cimentação, que já podem ser, em geral, suficientes para consolidar o material sedimentar antes inconsolidado, pode ainda ocorrer a **recristalização**. Esse processo é uma reorganização da estrutura cristalina dos grãos, por exemplo, transformando aragonita em calcita (ambos os minerais são carbonato de cálcio, mas com estrutura cristalina diferente). Em condições extremas, pode ocorrer a substituição de um mineral por outro, devido à circulação de fluidos aquecidos e das diferenças de solubilidade entre as várias substâncias comuns nos ambientes naturais. A substituição de carbonato de cálcio por sílica também é frequente, sendo a primeira geralmente mais solúvel nos ambientes naturais do que a segunda.

A **Figura 8.15** ilustra os processos aqui mencionados, envolvidos na formação de uma rocha sedimentar: compactação, dissolução, cimentação e recristalização. Já a **Figura 8.16**



Figura 8.15: Esquema dos processos envolvidos na formação da rocha sedimentar: compactação, dissolução, cimentação e recristalização.

mostra, de forma esquemática, os componentes de uma rocha sedimentar típica, num corte perpendicular às camadas, mostrando os grãos detríticos, de granulometria variada e com certo grau de compactação, além do cimento muitas vezes presente.

Cabe notar que, para alguns autores, o termo litificação pode ser igualado ao termo diagênese. No entanto, outros empregam o termo diagênese apenas para a litificação que incluiu a recristalização, nem sempre presente na formação das rochas sedimentares.

Uma diferença em relação às outras rochas, ígneas e metamórficas, é o fato de que as rochas sedimentares são, em geral, menos duras e menos resistentes. Isso levou à sua segregação do grupo

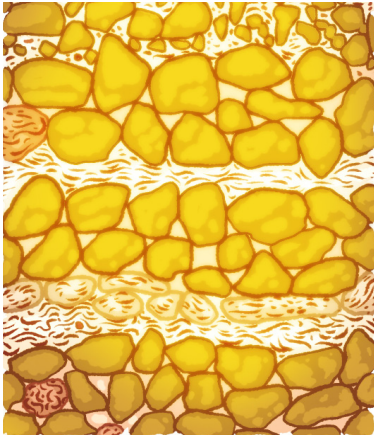


Figura 8.16: Esquema simplificado da constituição de uma rocha sedimentar, num corte perpendicular às camadas, onde se veem os grãos detríticos, de granulometria variada (o arcabouço refere-se ao conjunto de grãos maiores e a matriz, ao conjunto de grãos menores, geralmente não visíveis a olho nu), a porosidade intersticial não obliterada pela compactação, além do cimento muitas vezes presente.

“rochas cristalinas”, antes da compreensão de que as rochas sedimentares, obviamente, por também serem formadas por minerais, também eram cristalinas. No entanto, a denominação permaneceu ao longo do tempo e, ainda hoje, costumamos nos referir às rochas cristalinas como sendo as ígneas e as metamórficas, excluindo as sedimentares desse conjunto. Isto pode ser muito útil – agregar as rochas ígneas e metamórficas num único grupo permite utilizar um único termo para designar vários domínios naturais em que elas estão juntas, como, por exemplo, as cadeias de montanhas antigas ou recentes, o embasamento das bacias sedimentares (que é sempre um embasamento “cristalino” – o que significa que é formado por rochas ígneas e sedimentares).

Mas a característica mais marcante das rochas sedimentares é que elas representam um verdadeiro “livro de memórias”, que registra as condições ambientais da superfície da Terra e sua evolução ao longo

do tempo, por meio da interpretação do significado das estruturas sedimentares, formadas e preservadas durante a litificação, lembrando que os fósseis são também estruturas sedimentares. Assim, estudando as rochas sedimentares, é possível saber se foram formadas por sedimentos depositados em ambientes subaéreos ou subaquáticos, sob água doce ou salgada, em condições de alta ou baixa energia, em climas quentes ou frios e mais uma diversidade de parâmetros ambientais, que possibilitam a chamada reconstrução paleoambiental. Quanto aos fósseis, a integração das interpretações dos sedimentos com a identificação dos tipos de organismos fossilizados permite a reconstrução ainda mais completa dos ambientes antigos e, principalmente, da evolução orgânica no sentido de Darwin. Em adição, pode-se também utilizar as reconstruções ambientais baseadas nos estudos das rochas sedimentares e fósseis para áreas como a busca de recursos minerais e energéticos.

8.7 Classificação das rochas sedimentares

As rochas sedimentares são classificadas, basicamente, segundo sua origem e pela sua composição. A origem diz respeito à natureza detrítica ou química ou com influência biológica da deposição dos sedimentos que deram origem à rocha. Com relação à composição, no caso de ser rocha detrítica, deve-se verificar principalmente a dimensão predominante dos grãos e, no caso de ser de origem química, a sua composição.

8.7.1 Rochas sedimentares detríticas

São rochas formadas pela litificação ou diagênese de depósitos sedimentares de partículas sólidas transportadas pelos agentes água, vento ou gelo. São constituídas, em diferentes proporções, por minerais primários resistentes ao intemperismo que não passaram por transformações químicas, e por minerais formados durante o intemperismo químico, nos perfis de alteração das rochas iniciais, antes da erosão. A **Tabela 8.2** mostrou os minerais primários e secundários mais comuns encontrados nas rochas sedimentares deste tipo. O reconhecimento deste tipo de rocha é feito pela identificação de partículas e estruturas com feições de transporte e sedimentação. A **Tabela 8.4** mostra a classificação das rochas detríticas, que é feita com base na dimensão predominante de seus grãos constituintes, conforme escala granulométrica definida na **Tabela 8.1** deste tópico.

Textura (tamanho do grão)	Nome do Sedimento	Nome da rocha
Grossa (> 2 mm)	Cascalho (fragmentos arredondados)	Conglomerado
	Cascalho (fragmentos angulosos)	Brecha
Média (1/16 a 2 mm)	Areia	Arenito (Se feldspato for abundante a rocha é chamada de arcósio)
Fina (1/16 a 1/256 mm)	Lama	Silito
Muito Fina (< 1/256 mm)	Lama	Folhelho/Argilito

Tabela 8.4: Classificação das rochas sedimentares detríticas com base na dimensão predominante de seus grãos constituintes.

8.7.2 Rochas sedimentares químicas

São rochas formadas pela precipitação de materiais dissolvidos nas águas naturais por processos inorgânicos (evaporação, mudanças de temperatura, pH e Eh), mas que podem ter influência de processos orgânicos. A precipitação ocorre em cristais, de dimensões que dependem do processo de formação, e com formas que dependem da substância e de seu sistema cristalino (tópico “Minerais Formadores de Rochas”). A evaporação é o processo predominante na precipitação dos **evaporitos**, de composições diversas (cloretos, sulfatos, boratos e carbonatos, principalmente de sódio, cálcio, magnésio e potássio) e que ocorrem em bacias marítimas, onde a renovação das águas é muito limitada, de modo que a concentração atinge os limites de solubilidade.

Já os **calcários** (essencialmente formados por carbonatos, sendo os de cálcio mais comuns que os de magnésio) são formados nas regiões mais distantes dos continentes, onde os sedimentos

terrígenos (detríticos) têm pouca influência, de modo que as águas são mais calmas e, quando o limite de solubilidade dos carbonatos é atingido, eles se precipitam; essas rochas calcárias podem ser muito puras ou apresentar algum grau de impureza terrígena, geralmente argilominerais, da fração terrígena mais fina (argila), que consegue chegar em suspensão até as bacias abissais; neste caso, a rocha é denominada **marga**.

Os **fosforitos** são rochas formadas a partir da precipitação química de fosfato de cálcio (o mineral apatita), em certas regiões dos oceanos em que a ressurgência de águas mais quentes promove a mudança na solubilidade dessa substância. Esse processo ocorreu com intensidade significativa ao longo do tempo geológico; há registros de enormes depósitos de fosforitos pelo mundo. Marrocos detém uma das maiores reservas globais de fosfato com esta origem, aproveitado economicamente e comercializado. A **Tabela 8.5** apresenta uma classificação das rochas químicas comuns com base na composição predominante de seus constituintes.

Algumas outras situações particulares podem gerar a precipitação química natural de substâncias, como em cavernas, onde o carbonato de cálcio ou de magnésio cristaliza, produzindo formas geométricas como estalactites, estalagmites, pérolas, colunas e tantas outras definidas pela **espeleologia** (ramo da Geologia que estuda as cavernas). A sílica também pode ser precipitada em certas situações, formando posteriormente rochas denominadas **chert** ou **silexito**.

Mesmo os compostos oxidados de ferro e de manganês também podem ser precipitados e, posteriormente, formar rochas sedimentares. É o caso das chamadas **formações ferríferas bandadas (itabiritos)**, geradas pela oxidação do ferro ferroso nos mares pré-Cambrianos, durante a transição da atmosfera anóxica para oxidante entre 3 e 2 bilhões de anos atrás. Atualmente, os itabiritos são explorados como minério de ferro em Minas Gerais e Pará (Carajás).

Composição	Textura (tamanho do grão)	Nome da rocha
Calcita (CaCO_3)	cristalina grossa, média ou fina	Calcário
Calcita e argila*	cristalina fina	Marga
Gipsita ($\text{CaSO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$)	cristalina grossa, média ou fina	Gipsita
Halita (NaCl)	cristalina grossa, média ou fina	Evaporito
Silvita (KCl)	cristalina grossa, média ou fina	Evaporito
Apatita [$\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{F},\text{OH},\text{Cl})$]	cristalina grossa, média ou fina	Fosforito

* Neste caso, a argila é constituída por argilominerais detríticos, transportados até o local de precipitação da calcita.

Tabela 8.5: Classificação das rochas sedimentares químicas mais comuns com base na composição predominante de seus constituintes.

8.7.3 Rochas sedimentares biogênicas

Rochas sedimentares biogênicas são rochas em cuja constituição há materiais fornecidos, direta ou indiretamente, por organismos, vivos ou mortos. Edifícios sedimentares construídos por organismos, como os **recifes de corais**, são um exemplo: o carbonato de cálcio presente como soluto nas águas é utilizado pelos organismos, que precipitam essas substâncias nas formas irregulares conhecidas. Algas também podem agir dessa maneira, constituindo estruturas organo-sedimentares denominadas **estromatólitos**; essas rochas existem desde pelo menos três bilhões de anos, testemunhando a atividade de algas fotossintetizadoras, e são utilizadas para datar o início da fotossíntese na Terra, com a liberação de oxigênio, o que mudou de forma significativa os processos geoquímicos da superfície, inclusive o intemperismo químico e o ciclo sedimentar. Os estromatólitos formam, geralmente, estruturas colunares construídas em camadas finas com alternância de material orgânico e mineral; a sua constituição mineral é geralmente calcita (carbonato de cálcio), mas também pode ser de apatita (fosfato de cálcio), com um exemplo no Brasil (Irecê, BA).

Fragmentos de conchas e outras partes duras de organismos podem comportar-se como sedimentos detríticos, agregando-se a depósitos clásticos e contribuindo na formação das rochas sedimentares correspondentes. As **coquinas** são rochas formadas, predominantemente ou quase exclusivamente, por fragmentos de conchas. Certos ambientes pantanosos nos continentes desenvolvem condições físico-químicas adequadas para a concentração de matéria orgânica não completamente decomposta, formando **turfa**, que pode, após soterramento, gerar **carvão mineral**, outro tipo de rocha sedimentar biogênica.

A matéria orgânica concentrada após a morte de organismos pode participar de várias formas do ciclo sedimentar, inclusive formando o petróleo e substâncias associadas, como gás natural e outras, que migram pela porosidade das rochas geradoras, até encontrarem armadilhas naturais, concentrando-se nas chamadas rochas reservatórios.

8.8 Rochas sedimentares e recursos naturais

Em razão de sua porosidade e permeabilidade, as rochas sedimentares, além da particularidade de acumular hidrocarbonetos, são também favoráveis à presença de aquíferos, como já foi destacado no tópico “O Ciclo da Água”. Não menos importante, as rochas sedimentares

podem conter praticamente todas as substâncias minerais utilizadas pela sociedade moderna em razão dos processos de transporte e concentração natural, sejam eles minerais metálicos – ferrosos (ferro, manganês, cromo etc.) e não-ferrosos (cobre, chumbo, alumínio etc.) – sejam os não-metálicos (fosfatos, calcário, areia, brita etc.), os preciosos (ouro, prata etc.) e as gemas (diamante etc.). Em especial, dois grandes grupos de depósitos minerais sedimentares podem ser diferenciados pelos especialistas da metalogênese: os depósitos detríticos, também conhecidos como **placer**, e os depósitos químicos. Esses depósitos decorrem, tal como uma rocha sedimentar, do transporte de substâncias úteis pelos agentes geológicos superficiais e posterior deposição mecânica, ou da precipitação química das substâncias transportadas em lagos, rios, linhas de praia, planícies aluvionares, plataforma continental e muitos outros ambientes. Portanto, estudar os ambientes do presente, examinando os aspectos que regem a concentração preferencial de bens minerais e, ao mesmo tempo, recuperar as evidências geológicas de ambientes que existiram no passado, comparando-os aos atuais, são estratégias que a geologia utiliza na busca de novos sítios favoráveis à presença de riquezas naturais.

Referências bibliográficas

- PRESS, F.; SIEVER, R.; GROTZINGER, J.; JORDAN, T.H. **Para entender a Terra**. 4. ed. Tradução R. Menegat (coord.) [et al.]. Porto Alegre: Bookman, 2006. 656p.
- TEIXEIRA, W.; FAIRCHILD, T. R.; TOLEDO, M. C. M. de; TAIOLI, F. **Decifrando a Terra**, 2. ed. São Paulo: IBEP Editora Nacional-Conrad, 2009. 623 p.