



# Rochas Ígneas: Sólidos que se Formaram de Líquidos

*“Um mês de laboratório pode muitas vezes poupar  
uma hora de trabalho na biblioteca.”*

F. H. WESTHEIMER

Em que as rochas ígneas se distinguem umas das outras?	118
Como se formam os magmas?	123
Onde se formam os magmas?	125
A diferenciação magmática	125
As formas das intrusões magmáticas	128
A atividade ígnea e a tectônica de placas	132

**H**á mais de 2 mil anos, o cientista e geógrafo grego Estrabão viajou para a Sicília para ver as erupções vulcânicas do Monte Etna. Ele observou que a lava líquida quente que se derramava do vulcão para a superfície terrestre resfriava-se e endurecia, formando, em poucas horas, rochas sólidas. Dois milênios depois, os geólogos do século XVIII começaram a entender que alguns corpos tabulares<sup>2</sup> que seccionavam outras formações rochosas também haviam sido formados a partir do resfriamento e solidificação de magmas. Nesse caso, o magma resfriou-se lentamente, por ter permanecido nas profundezas da crosta terrestre. Hoje, sabe-se que as rochas fundem-se nas partes profundas da crosta e do manto terrestre e ascendem até a superfície. Alguns desses magmas solidificam-se antes mesmo de alcançar a super-

fície, enquanto outros abrem caminho até ela, onde, então, extravasam e se solidificam. Ambos os processos produzem **rochas ígneas**.

Como vimos no Capítulo 4, grande porção da crosta terrestre é composta de rochas ígneas, parte das quais foi metamorfozizada. Portanto, o entendimento dos processos pelos quais as rochas se fundem e recristalizam é crucial para compreender a formação da crosta da Terra. **Neste capítulo, estudaremos a ampla variedade existente de rochas ígneas intrusivas e extrusivas, bem como os processos que as formam.**

Também aprendemos, no Capítulo 4, que uma grande variedade de rochas ígneas é gerada pela tectônica de placas. Especificamente, as rochas ígneas formam-se em centros de expansão, onde as placas afastam-se mutuamente, e nos limites convergentes, onde uma placa mergulha por baixo da outra. Embora ainda tenhamos muito a aprender a respeito dos exatos *mecanismos* de fusão e de solidificação, certamente temos boas respostas para algumas questões fundamentais: Em que uma rocha ígnea difere de outras? Onde se formam as rochas ígneas? Como elas se solidificam a partir de um magma? Onde se formam os magmas?

Ao responder essas questões, estaremos direcionando nossa atenção ao papel central que os processos ígneos desempenham no sistema Terra. Quando as rochas fundi-

das são transportadas das câmaras magmáticas do interior da Terra até os vulcões, por exemplo, vários gases são também levados conjuntamente. Esses gases, especialmente o dióxido de carbono e o enxofre, afetam a atmosfera e os oceanos. Desse modo, os magmas podem alterar o clima – uma relação inesperada obtida a partir da análise do sistema Terra.



## Em que as rochas ígneas se distinguem umas das outras?

Atualmente, as rochas ígneas são classificadas do mesmo modo que alguns geólogos do século XIX faziam:

- Pela textura
- Pela composição mineralógica e química

### Textura

Há 200 anos, a primeira divisão das rochas ígneas foi feita com base na textura, um aspecto que reflete, em grande medida, as diferenças de *tamanho dos cristais*. Os geólogos classificavam as rochas como cristalina grossa ou fina (ver Capítulo 4). O tamanho dos cristais é uma característica simples, que o geólogo pode facilmente distinguir no campo. Uma rocha de granulação grossa, tal como o granito, tem cristais individuais que são facilmente visualizados a olho nu. Em contraposição, os cristais de rochas de granulação fina, como o basalto, são pequenos demais para serem vistos a olho nu ou mesmo com a ajuda de uma lente de aumento. A **Figura 5.1** apresenta amostras de granito e de basalto acompanhadas de lâminas delgadas e transparentes de cada uma dessas rochas.

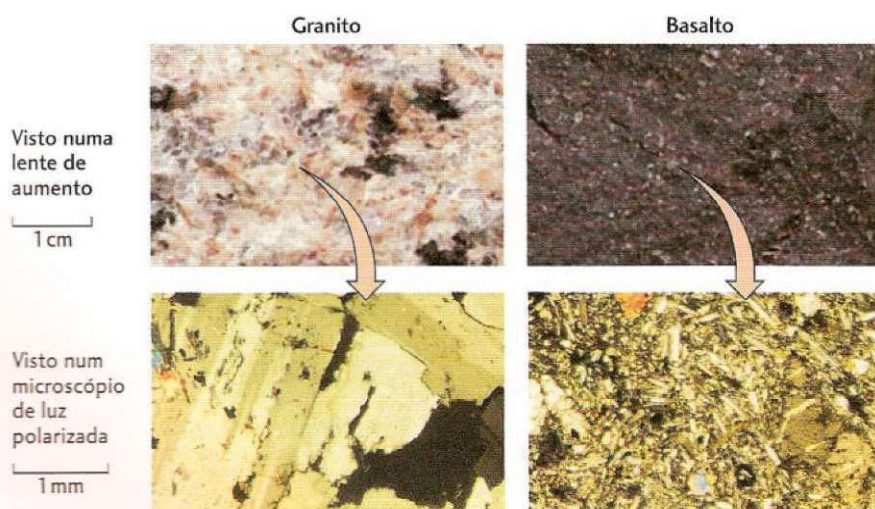
As fotomicrografias, isto é, fotografias tiradas com o uso de um microscópio, fornecem uma imagem ampliada dos minerais e de suas texturas. As diferenças texturais eram óbvias para os geólogos do passado, mas foram necessárias muitas

investigações adicionais para que se conseguisse entender o significado dessas diferenças.

**A primeira pista: as rochas vulcânicas** Os primeiros geólogos observaram as rochas vulcânicas que se formavam a partir da lava, durante as erupções vulcânicas (*lava*, como você deve se lembrar do Capítulo 4, é o termo que aplicamos ao magma que flui na superfície). Os geólogos notaram que, quando a lava resfriava rapidamente, formava ou uma rocha cristalina fina, ou uma rocha vítrea na qual nenhum cristal podia ser reconhecido. Mas, nos locais onde a lava resfriava-se mais lentamente, como no meio de um espesso derrame com muitos metros de espessura, estavam presentes cristais um pouco maiores.

**A segunda pista: estudos de cristalização em laboratório** A segunda pista para o significado da textura surgiu no século XIX, quando os cientistas experimentais começaram a entender a natureza da cristalização. Qualquer pessoa que já tenha congelado água para obter cubos de gelo sabe que ela se solidifica em poucas horas, à medida que sua temperatura cai abaixo do ponto de congelamento. Se você alguma vez tentou retirar os cubos antes de a água solidificar-se completamente, com certeza deve ter visto finos cristais de gelo formados na superfície da mesma e junto às paredes da forma de congelamento. Durante a cristalização, as moléculas de água adquirem posições fixas na estrutura cristalina que está se formando e não podem mais mover-se livremente, como faziam na água líquida. Todos os outros líquidos, inclusive os magmas, cristalizam-se dessa forma.

**A terceira pista: o granito – uma evidência de resfriamento lento** O estudo dos vulcões permitiu que os geólogos fizessem a ligação entre as texturas cristalinas finas e o rápido resfriamento na superfície terrestre. Além disso, possibilitou que pudessem entender as rochas ígneas cristalinas de textura fina como evidências de antiga atividade vulcânica. Mas, na ausência de observações diretas, como poderiam os geólogos deduzir que as rochas de granulação grossa formam-se por meio de resfriamento lento em profundidade? O granito – uma das rochas mais comuns dos continentes – acabou sendo a pista crucial (**Figura 5.2**). James Hutton, um dos fundadores da Geologia,



**Figura 5.1** As rochas ígneas foram inicialmente classificadas a partir de sua textura. Os primeiros geólogos avaliavam a textura com uma pequena lente de aumento. Os geólogos modernos têm acesso a potentes microscópios de luz polarizada, que produzem fotomicrografias de lâminas delgadas transparentes de rochas, como as que estão mostradas ao lado. [Fotografias de amostras de mão, Chip Clark. Fotomicrografias, Raymond Siever]



Intrusão granítica Rocha sedimentar metamorfozada

Figura 5.2 Intrusão granítica (cor escura) cortando uma rocha sedimentar metamorfozada. [Tom Bean/DRK]

via granitos que cortavam e rompiam as camadas de rochas sedimentares, quando fazia trabalhos de campo na Escócia. Ele notou que o granito havia de alguma forma fraturado e invadido as rochas sedimentares, embora tenha entrado à força nas fraturas, como um líquido.

À medida que Hutton examinava mais e mais granitos, começou a prestar atenção nas rochas sedimentares situadas nos bordos deles. Observou, então, que os minerais dessas rochas sedimentares em contato com o granito eram diferentes daque-

les que se encontravam nas mesmas rochas a uma certa distância da intrusão. Chegou à conclusão de que as mudanças nas rochas sedimentares teriam de ser resultantes de forte aquecimento e que o calor teria de ser proveniente do granito. Hutton também notou que o granito era composto de cristais encaixados entre si, como peças de um quebra-cabeça (ver Figura 5.1). Nessa época, os químicos já tinham estabelecido que um processo lento de cristalização produziria esse tipo de padrão.

Hutton avaliou essas três linhas de evidência e propôs que o granito deveria ter sido formado a partir de um material fundido quente, que se solidificava nas profundezas da Terra. As evidências eram conclusivas, pois nenhuma outra explicação poderia acomodar tão bem todos os fatos. Outros geólogos, ao verem as mesmas características dos granitos em locais de várias partes do mundo muito distantes entre si, vieram a reconhecer que o granito e outras rochas cristalinas grossas eram os produtos de magmas que se cristalizaram lentamente no interior da Terra.

**Rochas ígneas intrusivas** O significado completo das distintas texturas das rochas ígneas está claro agora. Como vimos, a textura está ligada ao tempo de resfriamento e, portanto, também ao local onde ele acontece. O resfriamento lento dos magmas no interior da Terra proporciona o tempo adequado para o crescimento dos grandes cristais encaixados entre si que caracterizam as rochas ígneas intrusivas (Figura 5.3). Uma **rocha ígnea intrusiva** é aquela que forçou seu caminho nas rochas vizinhas, as quais são denominadas de **rochas encaixantes**.<sup>3</sup> Mais adiante, neste capítulo, discutiremos alguns tipos especiais de rochas ígneas intrusivas.

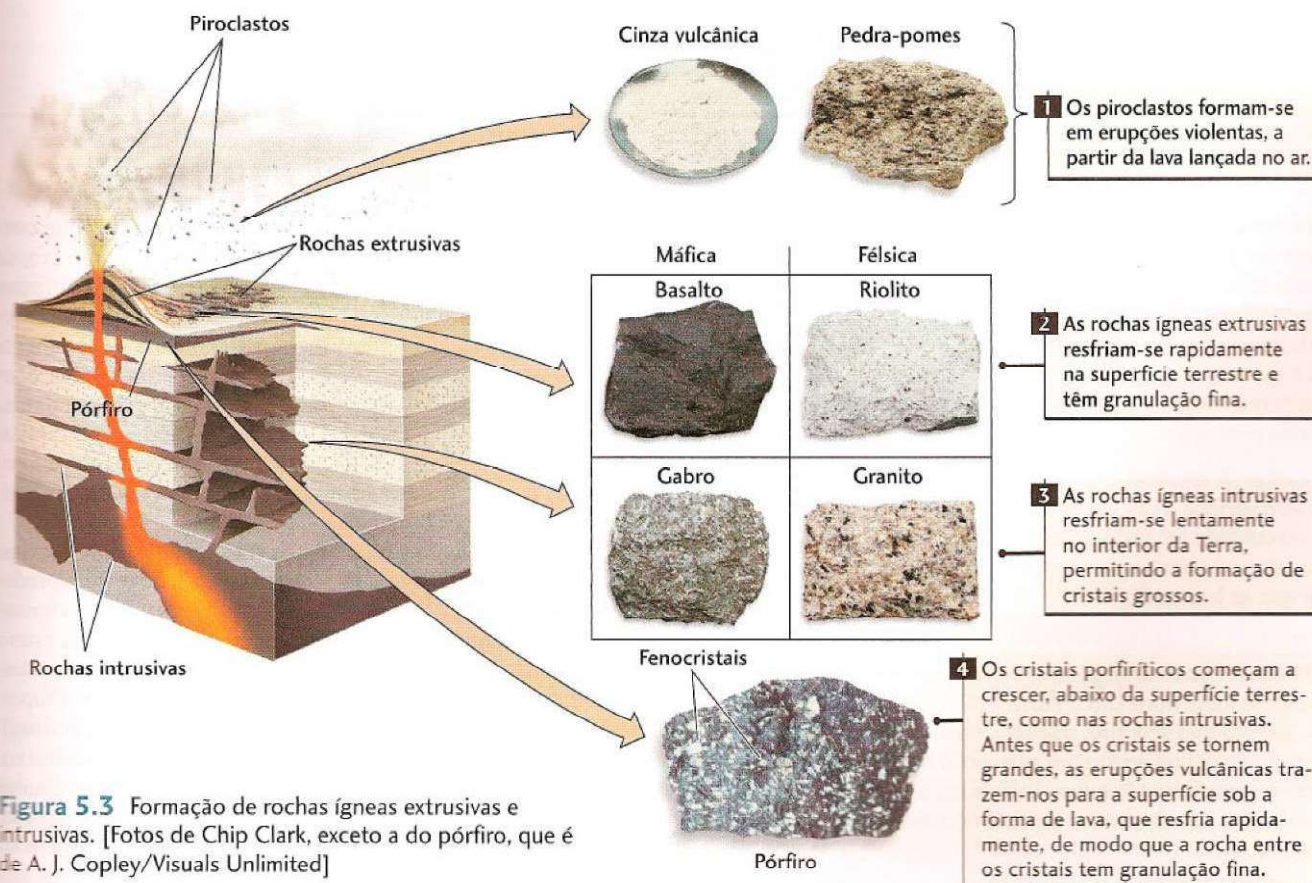


Figura 5.3 Formação de rochas ígneas extrusivas e intrusivas. [Fotos de Chip Clark, exceto a do pórfiro, que é de A. J. Copley/Visuals Unlimited]

Quadro 5.1 Os minerais mais comuns das rochas ígneas

Grupo composicional	Mineral	Composição química	Estrutura do silicato
FÉLSICO	Quartzo	$\text{SiO}_2$	Cadeias tridimensionais <sup>4</sup>
	Feldspato potássico	$\text{KAlSi}_3\text{O}_8$	
	Plagioclásio <sup>5</sup>	$\left\{ \begin{array}{l} \text{NaAlSi}_3\text{O}_8 \\ \text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8 \end{array} \right.$	
	Moscovita (mica)	$\text{KAl}_3\text{Si}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$	Folhas <sup>6</sup>
MÁFICO	Biotita (mica)	$\left. \begin{array}{l} \text{K} \\ \text{Mg} \\ \text{Fe} \\ \text{Al} \end{array} \right\} \text{Si}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$	
	Grupo dos anfibólios	$\left. \begin{array}{l} \text{Mg} \\ \text{Fe} \\ \text{Ca} \\ \text{Na} \end{array} \right\} \text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$	Cadeias duplas <sup>7</sup>
	Grupo dos piroxênios	$\left. \begin{array}{l} \text{Mg} \\ \text{Fe} \\ \text{Ca} \\ \text{Al} \end{array} \right\} \text{SiO}_3$	Cadeias simples <sup>8</sup>
	Olivina	$(\text{Mg,Fe})_2\text{SiO}_4$	Tetraedros isolados <sup>9</sup>

**Rochas ígneas extrusivas** O resfriamento rápido na superfície terrestre produz as **rochas ígneas extrusivas** (ver Figura 5.3), que mostram texturas de granulação fina ou têm aparência vítrea. Essas rochas, que contêm proporções variáveis de vidro vulcânico, formam-se quando a lava ou outro material vulcânico é ejetado dos vulcões. Por essa razão, são também conhecidas como rochas vulcânicas. Elas podem pertencer a duas categorias principais:

- **Lavas** A aparência das rochas vulcânicas formadas a partir de lavas é variada. Pode-se encontrar desde lavas com superfície lisa ou cordada até lavas com arestas afiladas, como também pontiagudas ou com bordas irregulares, dependendo das condições em que se formaram.
- **Rochas piroclásticas** Em erupções mais violentas, formam-se **piroclastos** quando fragmentos de lava são lançados ao ar. Os piroclastos mais finos são a **cinza vulcânica**, fragmentos diminutos, geralmente de vidro, que se formam quando os gases que escapam de um vulcão forçam a irrupção de um borriço de magma. Todas as rochas vulcânicas litificadas a partir desses materiais vulcânicos são chamadas de **tufos** (consulte o Capítulo 6 para mais detalhes).

Um tipo de rocha piroclástica é a **pedra-pomes**,<sup>10</sup> que consiste em uma massa porosa de vidro vulcânico com um grande número de *vesículas*. Estas são buracos vazios que se formam depois que os gases aprisionados escapam do magma em processo de solidificação. Outra rocha vulcânica completamente vítrea é a **obsidiana**, que, diferentemente da pedra-pomes, contém apenas minúsculas vesículas e é, portanto, sólida e densa. A obsidiana lascada e fragmentada produz bordas muito afiladas, tendo sido utilizada pelos índios norte-americanos e muitos outros grupos de caçadores para fazer pontas de flecha e diversos instrumentos cortantes.

Um **pórfiro**<sup>11</sup> é uma rocha ígnea com uma textura mista, na qual grandes cristais “flutuam” em uma matriz de textura predominantemente fina (ver Figura 5.3). Os grandes cristais, chamados de *fenocristais*, formaram-se quando o magma ainda estava sob a superfície terrestre. Então, antes que outros cristais pudessem crescer, uma erupção vulcânica levou o magma para a superfície, onde ele rapidamente se resfriou como uma massa cristalina fina. Em alguns casos, os pórfiros desenvolvem-se como rochas ígneas intrusivas, por exemplo, em locais pouco profundos da crosta, onde os magmas são colocados e resfriados rapidamente. As texturas porfíricas são muito importantes para os

geólogos, pois indicam que diferentes minerais cresceram em diferentes velocidades, um tema que será discutido posteriormente, neste capítulo, com mais detalhe. No Capítulo 6, examinaremos mais minuciosamente os mecanismos de formação dessas rochas e de outras rochas vulcânicas. Por enquanto, vamos direcionar nossa atenção à segunda maneira de classificar as rochas ígneas, isto é, a partir de sua composição química e mineralógica.

### Composição química e mineralógica

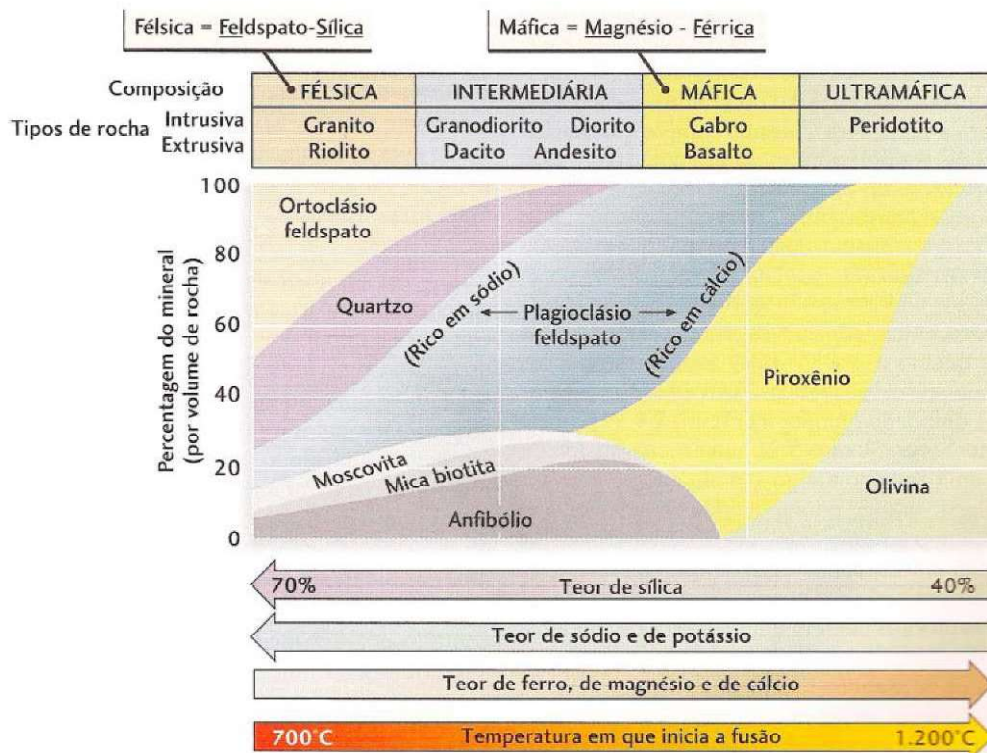
Vimos anteriormente que as rochas ígneas podem ser subdivididas de acordo com sua textura. Contudo, elas também podem ser subdivididas com base na sua composição química e mineralógica. O vidro vulcânico, que não tem forma mesmo quando observado ao microscópio, é frequentemente classificado de acordo com as análises químicas. Uma das mais antigas classificações de rochas ígneas baseia-se em uma simples análise química do seu teor de sílica ( $\text{SiO}_2$ ). A sílica, como visto no Capítulo 4, é abundante na maioria das rochas ígneas e representa 40 a 70% do seu peso total. Ainda hoje, empregamos o termo "silíceo" para as rochas ricas em sílica, como os granitos.

As classificações modernas agrupam as rochas ígneas de acordo com suas proporções relativas de minerais silicosos (Quadro 5.1), que são descritos no Apêndice 5. Esses minerais – quartzo, feldspatos (tanto o ortoclásio como o plagioclásio), micas dos tipos muscovita<sup>12</sup> e biotita, os grupos dos anfibólios

e dos piroxênios e a olivina – formam uma série sistemática. Enquanto os minerais félsicos são ricos em sílica, os máficos são pobres. Os adjetivos *félsico* (a partir de *feldspato* e *sílica*) e *máfico* (a partir de *magnésio* e *férrico*, do latim *ferrum*) são aplicados para minerais e para as rochas que têm alto teor desses minerais. Os minerais máficos cristalizam-se em temperaturas mais altas – isto é, logo nos primeiros estágios de resfriamento de um magma – que os minerais félsicos.

Quando o conhecimento da composição mineralógica e química das rochas ígneas foi ampliado, tornou-se claro, para os geólogos, que algumas rochas intrusivas e extrusivas tinham composição idêntica, diferindo apenas no aspecto textural. O basalto, por exemplo, é uma rocha extrusiva formada a partir de lava. O gabro tem exatamente a mesma composição mineral do basalto, porém se forma nas grandes profundidades da crosta (ver Figura 5.3). Da mesma forma, o riolito e o granito são idênticos em composição, diferindo apenas na textura. Assim, as rochas extrusivas e intrusivas formam dois conjuntos paralelos, no que diz respeito à composição química e mineralógica. Inversamente, grande parte das composições químicas e mineralógicas pode aparecer tanto em rochas extrusivas quanto intrusivas. As únicas exceções são as rochas com alto teor de minerais máficos, que somente ocorreram como rochas ígneas extrusivas no Arqueano, nos primórdios da história da Terra.

A Figura 5.4 descreve essas relações. Note que, no eixo horizontal, os teores de sílica são plotados como porcentagem de



**Figura 5.4** A classificação modal das rochas ígneas.<sup>13</sup> O eixo vertical expressa a composição mineralógica de uma determinada rocha sob forma de porcentagem de seu volume. O eixo horizontal é uma escala de teor de sílica por peso de rocha. Assim, se você soubesse, por meio de uma análise química, que uma amostra de rocha de granulação grossa tem 70% de sílica,

poderia determinar que sua composição teria cerca de 6% de anfibólio, 3% de biotita, 5% de muscovita, 14% de plagioclásio, 22% de quartzo e 50% de ortoclásio, e a rocha seria classificada como um granito. Embora o riolito tenha a mesma composição mineralógica, seria excluído devido a sua textura fina.

uma determinada massa de rocha. As porcentagens representadas variam de 70% (correspondendo a um alto teor de sílica) a 40% (correspondendo a um baixo teor de sílica), e cobrem toda a variedade composicional das rochas ígneas. O eixo vertical mostra uma escala que mede a quantidade de um mineral de uma determinada rocha, sob forma de porcentagem do volume. Se você souber o teor de sílica de uma determinada amostra de rocha, poderá determinar sua composição mineralógica e, a partir disso, o tipo de rocha.

Poderemos utilizar a Figura 5.4 como auxílio à análise de rochas ígneas intrusivas e extrusivas. Começaremos pelas rochas félsicas, situadas na extremidade esquerda do modelo.

**Rochas félsicas** As rochas félsicas são pobres em ferro e magnésio e ricas em minerais que têm altos teores de sílica. Tais minerais são o quartzo, o feldspato potássico e o plagioclásio, os quais contêm cálcio e sódio. Como indica a Figura 5.4, os plagioclásios são mais ricos em sódio próximo à extremidade félsica e mais ricos em cálcio próximo ao extremo máfico do diagrama. Assim, da mesma forma que os minerais máficos cristalizam-se em temperaturas mais altas que os minerais félsicos, os plagioclásios ricos em cálcio cristalizam-se em temperaturas mais altas que aquelas dos plagioclásios mais sódicos.

Os minerais e as rochas félsicas tendem a ser de cor mais clara. O **granito**, que é uma das rochas ígneas intrusivas mais abundantes, contém cerca de 70% de sílica. Sua composição inclui quartzo e ortoclásio em abundância, e quantidades mais baixas de plagioclásio (ver parte esquerda da Figura 5.4). Esses minerais félsicos de coloração clara conferem ao granito uma cor rosada ou cinza. O granito também contém pequenas quantidades de micas (biotita e moscovita) e de anfibólio.

O **riolito** é o equivalente extrusivo do granito. Essa rocha, de cor castanha-clara a cinza, tem a mesma composição félsica e a coloração clara do granito, porém sua granulação é muito mais fina. Muitos riolitos são compostos inteiramente, ou em grande parte, de vidro vulcânico.

**Rochas ígneas intermediárias** A meio caminho entre os extremos félsico e máfico da série, estão as **rochas ígneas intermediárias**. Como seu nome indica, essas rochas não são nem tão ricas em sílica quanto as rochas félsicas nem tão pobres deste elemento quanto as rochas máficas. As rochas intermediárias encontram-se à direita do granito, na Figura 5.4. A primeira é o **granodiorito**<sup>14</sup> (ver Quadro 5.2), uma rocha félsica de cor clara que tem uma aparência algo semelhante ao granito. Ele é também similar ao granito por ter quartzo abundante, mas nele o feldspato predominante é o plagioclásio, e não o ortoclásio. À direita do granodiorito, está o **diorito**, que contém ainda menos sílica e que é dominado por plagioclásio, com pouco ou nenhum quartzo. Os dioritos contêm uma quantidade moderada dos minerais máficos biotita, anfibólio e piroxênio, e tendem a ser mais escuros que os granitos e granodioritos.

O equivalente extrusivo do granodiorito é o **dacito**. À sua direita, na série das rochas extrusivas, está o **andesito**, que é o equivalente vulcânico do diorito. O nome do andesito é derivado de Andes, a cordilheira de montanhas vulcânicas da América do Sul.

**Rochas máficas** As rochas máficas são ricas em piroxênios e olivinas. Esses minerais são relativamente pobres em sílica,

mas ricos em magnésio e ferro, elementos que lhes conferem suas cores escuras características. O **gabro**, que tem muito menos sílica que as rochas intermediárias, é uma rocha ígnea de cor cinza-escura com granulação grossa e tem minerais máficos, especialmente piroxênio, em abundância. Essa rocha não contém quartzo e apresenta quantidade apenas moderada de plagioclásio rico em cálcio.

O basalto, como vimos, tem cor cinza-escura a preta, sendo o equivalente extrusivo do gabro. O basalto é a rocha ígnea mais abundante da crosta e está virtualmente presente sob todo o fundo marinho. Nos continentes, extensos e espessos derrames de basalto constituem grandes planaltos em alguns locais. O Planalto Colúmbia, no Estado de Washington (EUA), e a notável formação conhecida como o Elevado do Gigante (*Giant's Causeway*), no norte da Irlanda, são exemplos. Os basaltos do Deccan, na Índia, e os da Sibéria, no norte da Rússia, representam enormes derrames que parecem coincidir perfeitamente com dois dos maiores períodos de extinção em massa do registro fóssil. Esses grandes episódios de formação de basaltos e os mecanismos responsáveis por eles serão discutidos mais adiante, no Capítulo 6.

**Rochas ultramáficas** As rochas ultramáficas consistem fundamentalmente em minerais máficos e contêm menos de 10% de feldspato. Um exemplo é o **peridotito**, que tem um teor de sílica muito baixo, de cerca de 45%. Essa rocha de granulação grossa e cor cinza-esverdeada escura é composta principalmente de olivina com pequenas quantidades de piroxênio e anfibólio. Os peridotitos são a rocha dominante do manto da Terra e constituem a fonte das rochas basálticas que se formam nas dorsais mesoocênicas. As rochas ultramáficas raramente são extrusivas. Como se formam em altas temperaturas, pela acumulação de cristais no fundo de câmaras magmáticas, raramente constituem líquidos e, portanto, não formam lavas típicas.

Os nomes e as composições exatas das várias rochas da série félsica-máfica são menos importantes que as mudanças sistemáticas mostradas no Quadro 5.2. Há uma forte correlação entre a mineralogia e as temperaturas de cristalização ou de fusão. Como indicado no Quadro 5.2, os minerais máficos fundem-se em temperaturas mais altas que os félsicos. Dessa forma, a temperatura de cristalização dos minerais máficos também acaba sendo mais alta que a dos félsicos, já que os minerais cristalizam-se quando a temperatura fica mais baixa que o ponto de fusão. Podemos ver no quadro que o conteúdo de sílica também aumenta à medida que nos deslocamos do grupo máfico para o félsico. O aumento do teor de sílica resulta na formação de estruturas de silicatos cada vez mais complexas (ver Quadro 5.1), o que interfere na capacidade que uma rocha fundida tem de fluir. Assim, a **viscosidade**, que é a medida da resistência que um líquido tem de fluir, aumenta à medida que o teor de sílica torna-se mais alto.

Está claro que o conhecimento dos minerais de uma rocha pode fornecer informações importantes sobre as condições de formação e cristalização do magma parental que a originou. Entretanto, para interpretar essas informações corretamente, temos de saber mais sobre os processos ígneos, o que faremos no próximo tópico.

**Quadro 5.2** Mudanças em alguns dos principais elementos químicos das rochas félsicas a máficas

	Félsica	Intermediária		Máfica
<b>Granulação grossa (intrusiva)</b>	Granito	Granodiorito <sup>15</sup>	Diorito	Gabro
<b>Granulação fina (extrusiva)</b>	Riolito	Dacito	Andesito	Basalto

← Aumento de sílica

← Aumento de sódio

← Aumento de potássio

→ Aumento de cálcio

→ Aumento de magnésio

→ Aumento de ferro

← (Aumento da viscosidade)

→ (Aumento da temperatura de fusão)



### Como se formam os magmas?

Sabemos, a partir do modo como a Terra transmite as ondas de terremotos, que a maior parte do planeta é sólida por milhares de quilômetros, até o limite núcleo-manto (ver Capítulo 21). As evidências fornecidas pelas erupções vulcânicas, entretanto, indicam-nos que deve haver também regiões líquidas, onde se originam os magmas. Como poderemos resolver essa aparente contradição? A resposta está nos processos que fundem as rochas e criam os magmas.

### Como as rochas se fundem?

Embora ainda não entendamos exatamente os mecanismos de fusão e de solidificação, os geólogos têm aprendido muito com experimentos de laboratório desenvolvidos para determinar como as rochas se fundem. A partir dessas experiências, sabemos que o ponto de fusão de uma rocha depende de sua composição e das condições de temperatura e pressão (Quadro 5.3).

**Temperatura e fusão** Quando os geólogos executaram experiências com rochas, no começo do século XX, descobriram que uma rocha nunca se funde completamente, seja qual for a temperatura. O fenômeno de **fusão parcial**, que esses geólogos pioneiros descobriram, ocorre porque os minerais que compõem uma determinada rocha fundem-se em diferentes temperaturas. À medida que a temperatura sobe, alguns minerais fun-

dem-se e outros permanecem sólidos. Se forem mantidas as mesmas condições em uma dada temperatura, a mesma mistura de rocha sólida e de líquido se mantém. A fração de rocha que se fundiu em uma determinada temperatura é chamada de *fusão parcial*. Para visualizar uma fusão parcial, imagine como ficaria um biscoito contendo pedacinhos de chocolate dispersos na massa ao ser aquecido até que o chocolate derretesse, mas a massa continuasse sólida.

**Quadro 5.3** Fatores que afetam as temperaturas de fusão

Temperaturas de fusão mais altas	Temperaturas de fusão mais baixas
← Aumento da pressão →	
← Aumento da quantidade de água →	
Composição da rocha	
← Mais máfica	→ Mais félsica

A proporção entre sólido e líquido em uma fusão parcial depende da composição e das temperaturas de fusão dos minerais que constituem a rocha original. Depende, também, da temperatura do nível da crosta ou do manto onde a fusão acontece. A fusão parcial pode ser inferior a 1% do volume original de uma rocha, quando ocorre no limite inferior do intervalo de temperatura em que essa rocha se funde. Grande parte da rocha ainda estaria sólida, mas quantidades apreciáveis de líquido estariam presentes sob a forma de pequenas gotículas nos minúsculos espaços entre os cristais da massa de rocha. No manto superior, por exemplo, algumas fusões parciais de composição basáltica podem ser produzidas pela fusão de 1 ou 2% de peridotito. Entretanto, são comuns fusões de 15 a 20% de peridotito mantélico para produzir magmas basálticos, abaixo das dorsais mesoceânicas. Já no limite superior do intervalo de temperatura de fusão de uma rocha, grande parte dela estaria líquida, contendo quantidades menores de cristais não-fundidos. Um exemplo disso seria um reservatório de magma basáltico contendo cristais situado bem abaixo de um vulcão, tal como ocorre na ilha do Havai.

Os geólogos do começo do século XX valeram-se dos novos conhecimentos sobre as fusões parciais para poderem determinar como os diferentes tipos de magmas formam-se em distintas temperaturas e em diversas regiões do interior da Terra. Como você pode imaginar, a composição de uma fusão parcial em que somente os minerais com os menores pontos de fusão foram fundidos pode ser significativamente diferente da composição de uma rocha que foi completamente liquefeita. Assim, os basaltos que se formam em distintas regiões do manto podem ter composições um tanto diferentes entre si. A partir dessa observação, os geólogos puderam deduzir que os diversos magmas são resultado de diferentes proporções de fusão parcial.

**Pressão e fusão** Você sabia que se colocar água em um recipiente resistente, de modo a comprimi-la com muita força, ela poderá congelar? Conclui-se que o mesmo pode acontecer com as rochas, em resposta às mudanças de pressão. Para entender todo o processo de fusão, devemos considerar a pressão, que aumenta com a profundidade no interior da Terra, como resultado da acumulação do peso das rochas sobrejacentes. Os geólogos descobriram, ao fundir rochas sob várias pressões, que o aumento das mesmas também elevava a temperatura de fusão. Assim, rochas que teriam se fundido na superfície terrestre permaneceriam sólidas, na mesma temperatura, no interior da Terra. Por exemplo, uma rocha que se funde a 1.000°C na superfície poderia ter uma temperatura de fusão muito mais alta, talvez 1.300°C, em níveis mais profundos, onde a pressão é milhares de vezes maior. O efeito da pressão explica por que a maioria das rochas da crosta e do manto não se funde. Uma rocha só se funde quando sua composição mineral, pressão e temperatura estiverem ajustadas. Da mesma forma que o aumento de pressão pode manter uma rocha sólida, a diminuição da pressão pode fazê-la fundir-se, se a temperatura for suficientemente alta. Como resultado da convecção, o manto terrestre ascende na região das dorsais mesoceânicas, a uma temperatura mais ou menos constante. À medida que o material mantélico ascende e a pressão diminui abaixo de um ponto crítico, as rochas sólidas fundem-se espontaneamente, sem introdução adicional de calor. Esse processo, conhecido como fusão por decompressão, produz o maior volume de rocha fundida da Terra. É por meio desse processo que a maioria dos basaltos do fundo oceânico se forma.

**Água e fusão** As experiências com temperaturas de fusão e fusão parcial proporcionaram também outros benefícios. Um deles foi a compreensão do papel desempenhado pela água nos processos de fusão das rochas. Os geólogos sabiam, a partir de análises das lavas naturais, que havia água em alguns magmas e, assim, passaram a adicioná-la em pequenas quantidades às rochas que estavam sendo fundidas. Eles descobriram, então, que as composições de fusões parciais e de fusões completas variam não somente com a temperatura e a pressão, mas também com a quantidade de água presente.

Considere, por exemplo, o efeito da água dissolvida na albita pura (plagioclásio com alto teor de sódio), em locais de baixa pressão na superfície terrestre. Se uma pequena quantidade de água estiver presente, a albita pura mantém-se sólida até temperaturas um pouco maiores que 1.000°C, que é dez vezes mais alta que a do ponto de ebulição da água. Nessas temperaturas, a água na albita está sob a forma de vapor (gás). Se grande quantidade de água estiver presente, a temperatura de fusão da albita diminuirá, caindo até temperaturas em torno de 800°C. Esse comportamento segue a regra geral, que estabelece que, ao dissolver-se um pouco de uma substância (no caso, a água) em outra (a albita), o ponto de fusão da substância será rebaixado. Se você vive em um local de clima frio, deve estar familiarizado com esse princípio, pois as prefeituras espalham sal nas estradas cobertas de gelo, para baixar o ponto de fusão do mesmo.

Segundo esse mesmo princípio, a temperatura de fusão da albita – e de todos os feldspatos e outros silicatos – cai consideravelmente na presença de grandes quantidades de água. Nesse caso, os pontos de fusão de vários silicatos diminuem proporcionalmente à quantidade de água dissolvida no silicato fundido. Essa é uma questão importante no conhecimento existente sobre os processos de fusão de rochas. A quantidade de água é um fator significativo para determinar as temperaturas de fusão de misturas de rochas sedimentares e de outras rochas. As rochas sedimentares contêm um volume bastante grande de água em seus poros, maior do que pode ser encontrado em rochas ígneas ou metamórficas. Como discutiremos mais adiante, neste capítulo, a água das rochas sedimentares desempenha um papel importante nos processos de fusão no interior da Terra.

## A formação das câmaras magmáticas

A maioria das substâncias é menos densa na forma líquida do que na forma sólida. A densidade de uma rocha fundida é menor que a de uma rocha sólida de mesma composição. Em outras palavras, um dado volume de rocha fundida pesaria menos que o mesmo volume de rocha sólida. Os geólogos argumentam que grandes volumes de magma poderiam se formar de acordo com a explicação que será exposta a seguir. Se o magma menos denso tivesse uma oportunidade de se mover, ele se moveria para cima, da mesma forma que o óleo, que é menos denso que a água, ascende até a superfície de uma mistura de ambos. Sendo líquida, a fusão parcial poderia mover-se lentamente para cima, através de poros e ao longo dos limites intercrystalinos das rochas sobrejacentes. À medida que as gotas de rocha fundida se movessem para cima, coalesceriam com outras gotas, formando borbulhas maiores de rocha fundida no interior sólido da Terra.

A ascensão de magmas, atravessando o manto e a crosta, pode ser lenta ou rápida. Os geólogos estimam que as velocidades



des de ascensão possam variar de 0,3 até 50 m/ano. O tempo de ascensão pode ser de dezenas de milhares até centenas de milhares de anos. À medida que ascendem, os magmas podem misturar-se com outros e, também, influir na fusão da crosta litosférica. Hoje sabemos que as grandes borbulhas de rocha fundida idealizadas pelos geólogos pioneiros formam as **câmaras magmáticas** – que são cavidades na litosfera, preenchidas com magma, formadas à medida que as gotas de rocha fundida em processo de ascensão empurram para os lados as rochas sólidas adjacentes. O volume de uma câmara magmática pode chegar a vários quilômetros cúbicos. Os geólogos ainda estão pesquisando os processos pelos quais se formam as câmaras magmáticas e ainda não se pode dizer, com certeza, como é sua forma em três dimensões. Pensa-se que sejam grandes cavidades na rocha sólida, preenchidas com líquido, as quais se expandam à medida que mais porções das rochas envolventes sejam fundidas, ou à medida que mais líquido seja adicionado ao longo de rachaduras e outras pequenas aberturas entre os cristais. As câmaras magmáticas contraem-se à medida que expelem magmas para a superfície, durante as erupções. Sabemos, com certeza, que elas existem, porque as ondas de terremotos conseguem mostrar-nos a profundidade, o tamanho e os contornos gerais das câmaras existentes abaixo de alguns vulcões ativos.

Com esse conhecimento de como as rochas se fundem para formar magmas, poderemos, a seguir, analisar os locais do interior da Terra onde os vários tipos de magmas se formam.



## Onde se formam os magmas?

O conhecimento que temos dos processos ígneos é proveniente de inferências geológicas e de experimentos em laboratório. Essas inferências baseiam-se principalmente em dados provenientes de duas fontes. A primeira vem dos vulcões nos continentes e nos oceanos – todos os lugares onde a rocha fundida sofre erupção. Os vulcões fornecem-nos informações sobre os locais onde os magmas estão. A segunda fonte de dados refere-se aos registros de temperaturas medidas em sondagens profundas e em poços de minas. Esses registros mostram que a temperatura do interior da Terra aumenta com a profundidade. Usando essas medições, os cientistas puderam estimar a taxa de aumento da temperatura com a profundidade.

Em alguns locais, as temperaturas registradas em uma determinada profundidade são muito mais altas que aquelas medidas na mesma profundidade, em outros locais. Esses resultados indicam que algumas partes da crosta e do manto da Terra são mais quentes que outras. Por exemplo, a Grande Bacia (*Great Basin*), no Oeste dos Estados Unidos, é uma área onde o continente norte-americano está sendo estendido e sofrendo afinamento, o que resulta em um aumento da temperatura a uma taxa extremamente rápida, alcançando 1.000°C a uma profundidade de 40 km, não muito abaixo da base da crosta. Essa temperatura é quase suficiente para fundir o basalto. Em contraste, em regiões tectonicamente estáveis, como as porções interiores dos continentes, a temperatura aumenta muito mais lentamente, alcançando apenas 500°C na mesma profundidade.

Agora sabemos que vários tipos de rochas podem solidificar-se a partir de magmas formados por fusão parcial. Sabemos, também, que o aumento da temperatura no interior da Ter-

ra pode gerar magmas. Vamos agora voltar a analisar os motivos para a existência de tantos tipos diferentes de rochas ígneas.



## A diferenciação magmática

Os processos que abordamos até o momento demonstram como as rochas se fundem para formar magmas. Mas como é possível explicar a diversidade de rochas ígneas? Essa diversidade é resultante de magmas de distintas composições, formados pela fusão de diferentes tipos de rochas? Ou existem processos que produzem a diversidade a partir de um material parental originalmente uniforme?

Mais uma vez, as respostas para essas questões vieram de experiências de laboratório. Os geólogos misturaram elementos químicos em proporções que simulavam as composições de rochas ígneas naturais e, então, fundiram essas misturas em fornos de altas temperaturas. À medida que as fusões resfriavam-se e solidificavam-se, os pesquisadores observaram cuidadosamente as temperaturas nas quais os cristais se formavam e registraram as composições químicas dos mesmos. Essas pesquisas deram origem à teoria da **diferenciação magmática**, que é um processo por meio do qual rochas de proporções variadas podem surgir a partir de um magma parental uniforme. A diferenciação magmática ocorre porque diferentes minerais cristalizam-se em diferentes temperaturas. Durante a cristalização, a composição do magma muda à medida que ele vai se empobrecendo dos elementos químicos retirados para formar os minerais que já cristalizaram.

Como numa imagem especular invertida do processo de fusão parcial obtida pelos experimentos, os primeiros minerais que se cristalizam em um magma em resfriamento são aqueles que se fundem por último. Na etapa de cristalização inicial, são retirados elementos químicos do líquido que acabam por modificar a composição do magma. Na continuação do resfriamento, cristalizam-se os minerais que se fundiram na etapa de temperatura imediatamente mais baixa do experimento de fusão parcial. Mais uma vez, a composição química do magma modifica-se, como resultado da retirada de vários elementos químicos. Finalmente, quando o magma solidifica-se por completo, os últimos minerais a cristalizarem-se são os que se fundiram primeiro. É dessa maneira que o mesmo magma parental pode dar origem a diferentes rochas ígneas, como resultado das mudanças na sua composição química ao longo do processo de cristalização.

## Cristalização fracionada: observações de laboratório e de campo

A **cristalização fracionada** é o processo por meio do qual os cristais formados a partir de um magma em resfriamento são segregados do líquido remanescente. Essa segregação acontece de várias formas (**Figura panorâmica 5.5**). No cenário mais simples, os cristais formados em uma câmara magmática depositam-se no assoalho desta, sendo, assim, impedidos de reagir com o líquido remanescente. Em seguida, o magma migra para um novo local, formando novas câmaras magmáticas. Os cristais que já haviam se formado são, desse modo, segregados do magma remanescente, que continuaria seu processo de cristalização à medida que se resfriasse.

A CRISTALIZAÇÃO FRACIONADA EXPLICA A COMPOSIÇÃO DE UMA INTRUSÃO BASÁLTICA

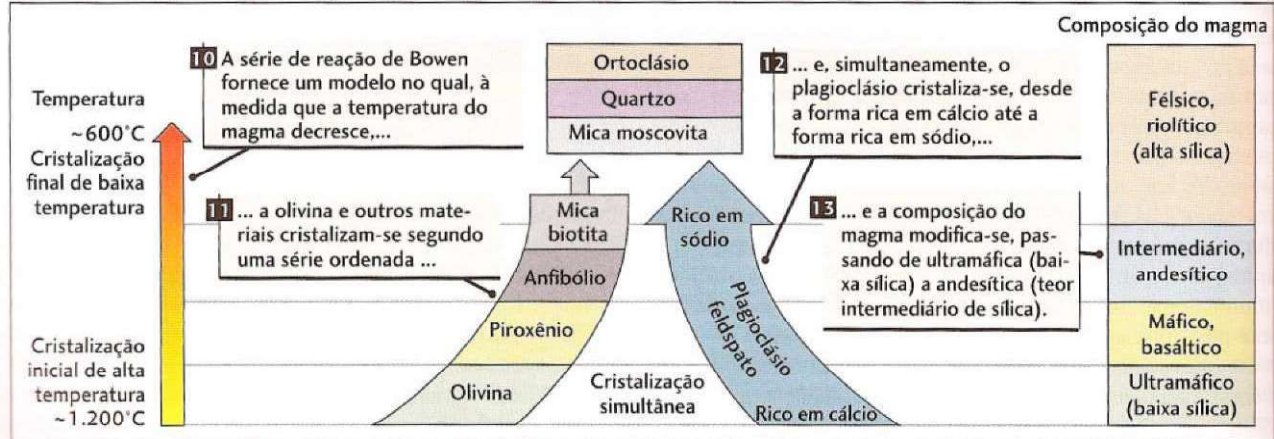
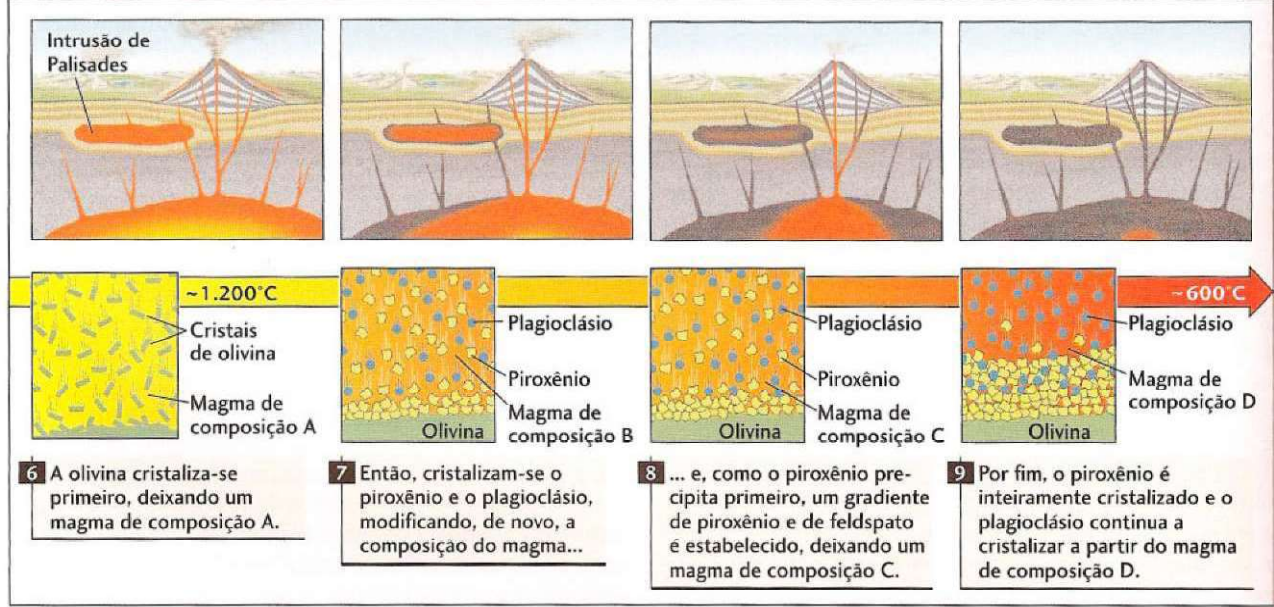
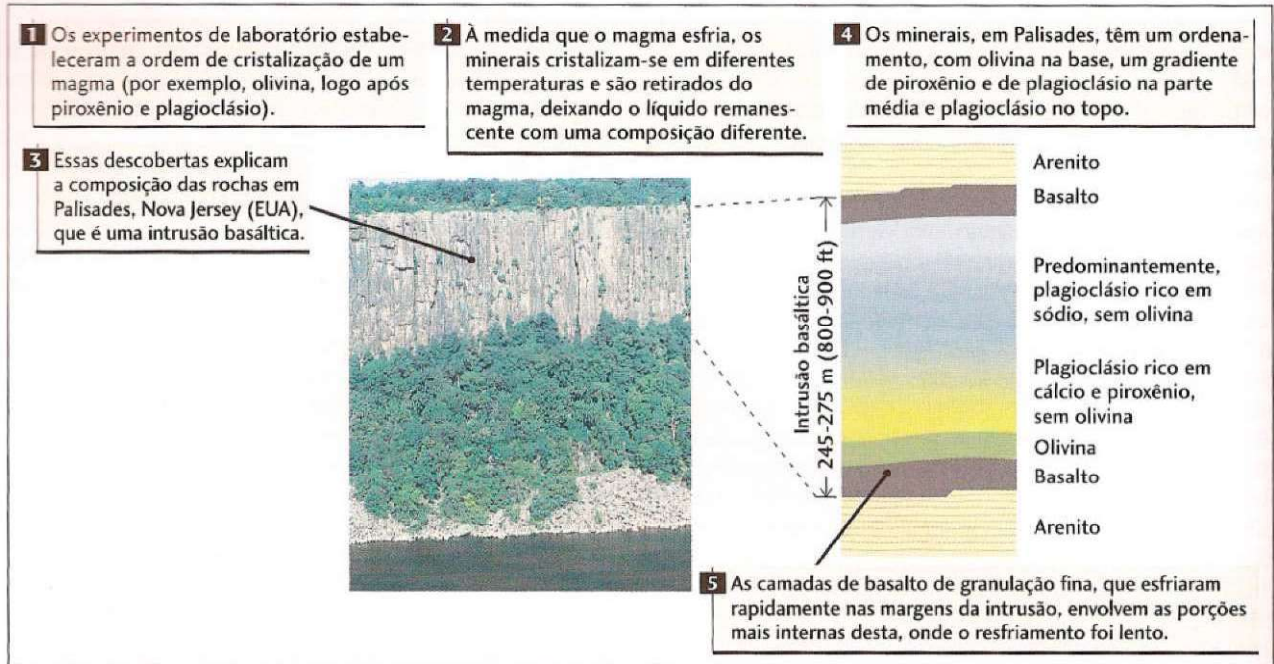


Figura panorâmica 5.5 Magma diferenciado por cristalização fracionada. A intrusão de Palisades é o resultado de cristalização fracionada. [Foto de Breck P. Kent]

Um bom exemplo para testar a teoria da cristalização fracionada é o de Palisades,<sup>16</sup> um alinhamento de penhascos imponentes próximo à cidade de Nova York, na margem oeste do Rio Hudson. Essa formação ígnea tem cerca de 80 km de comprimento e, em alguns locais, chega a 300 metros de altura. Ela resulta de um magma de composição basáltica que foi intrudido em rochas sedimentares quase horizontais. Contém abundante olivina em sua base, piroxênio e plagioclásio na porção mediana e, próximo ao topo, é composta, principalmente, de plagioclásio. Essas variações da composição mineralógica entre a base e o topo tornaram Palisades um local perfeito para testar a teoria da cristalização fracionada. Esses testes mostram como os experimentos de laboratório podem ajudar a explicar as observações de campo.

A partir das experiências de fusão de rochas com proporções de minerais praticamente idênticas à composição da intrusão de Palisades, os geólogos determinaram que a temperatura da fusão deve ter sido em torno de 1.200°C. As porções de magma próximas aos contatos relativamente frios com as encavantes sedimentares, no topo e na base, resfriaram-se rapidamente, formando um basalto de granulação fina, cuja composição química é a mesma do magma original. Entretanto, a porção interna da intrusão resfriou-se mais lentamente, como evidenciam os cristais de tamanho um pouco maior encontrados no interior da intrusão.

As idéias da cristalização fracionada levam-nos a pensar que o primeiro mineral a cristalizar no interior da intrusão, sob resfriamento lento, teria sido a olivina. Esse mineral pesado teria afundado no magma e depositado-se na base da intrusão. Da mesma forma, pode-se encontrar na intrusão de Palisades uma camada rica em olivina de granulação grossa, localizada logo acima da camada de basalto de granulação fina resultante do “congelamento” do magma basáltico no contato inferior da intrusão. O resfriamento continuado teria produzido cristais de piroxênio, seguidos quase que imediatamente de plagioclásio rico em cálcio. Esses minerais também se deslocaram através do magma e se acumularam no terço inferior da intrusão de Palisades. A abundância de plagioclásio nas porções superiores da intrusão é uma evidência de que a composição do magma continuou a mudar até que sucessivas camadas de cristais depositados fossem cobertas por uma camada de topo, composta principalmente de cristais de plagioclásio rico em sódio.

A explicação para a existência das camadas da intrusão de Palisades foi um dos primeiros sucessos da versão inicial da teoria da diferenciação magmática. Ela conseguiu ajustar de maneira muito firme as observações de campo com as experiências de laboratório e estava solidamente baseada em dados químicos. Mais de 60 anos de pesquisas em geologia passaram-se desde que Palisades foi utilizada como um caso modelar e hoje sabemos que essa intrusão tem, na verdade, uma história mais complexa, que inclui várias injeções de magma e um processo de deposição de olivina muito mais complicado. Apesar disso, a intrusão de Palisades continua sendo um exemplo válido de cristalização fracionada.

## Granito e basalto: diferenciação magmática

Estudos das lavas dos vulcões mostraram que os magmas basálticos são comuns – muito mais comuns que os magmas riolíticos cuja composição corresponde à dos granitos. Como os

abundantes granitos da crosta poderiam ter se derivado de magmas basálticos?

A idéia original da teoria da diferenciação magmática era de que um magma basáltico resfriaria-se gradualmente, diferenciando-se até um magma de temperatura mais baixa e com composição mais rica em sílica, por meio do processo de cristalização fracionada. Os primeiros estágios dessa diferenciação teriam produzido magmas andesíticos, que poderiam sofrer erupção para formar lavas andesíticas ou solidificar por meio de resfriamento lento, para formar rochas intrusivas dioríticas. Estágios intermediários produziram rochas de composição granodiorítica. Se esse processo operasse ainda mais adiante, seus estágios mais tardios formariam lavas riolíticas e intrusões graníticas (ver Figura panorâmica 5.5).

Os trabalhos de campo e de laboratório no fim do século XX mostraram a necessidade de modificar as teorias de diferenciação magmática anteriores. Uma das linhas de pesquisa demonstrou que o tempo necessário para que pequenos cristais de olivina atravessassem um magma denso e viscoso seria tão grande que eles jamais poderiam alcançar o assoalho de uma câmara magmática. Outros pesquisadores demonstraram que muitas intrusões acamadas similares à de Palisades, porém bem maiores, não apresentam progressão simples de camadas previstas por uma teoria magmática simples.

O maior problema, entretanto, era a fonte dos granitos. O primeiro ponto de conflito é que o grande volume de granito encontrado na Terra não poderia ter se formado a partir da diferenciação de magmas basálticos, pois grandes quantidades de volume de líquidos são perdidas por cristalização, durante sucessivos estágios de diferenciação. Para produzir a quantidade de granito existente, seria necessário um volume inicial de basalto 10 vezes maior que o volume de granito. Essa abundância implicaria a cristalização de gigantescas quantidades de basalto sob as intrusões graníticas. Entretanto, os geólogos nunca encontraram nada parecido com essas quantidades de basalto. Mesmo nos locais onde grandes volumes de basalto são encontrados, nas dorsais mesoceânicas, não há conversão generalizada de basalto em granito por meio de diferenciação magmática.

A idéia original, de que todas as rochas graníticas eram derivadas da diferenciação de um único tipo de magma, uma fusão basáltica, tem sido questionada. Em vez disso, os geólogos descobriram que a fusão de várias rochas-fonte do manto superior e da crosta é responsável por grande parte da variação na composição dos magmas:

1. Rochas do manto superior poderiam fundir-se parcialmente para produzir magma basáltico.
2. Uma mistura de rochas sedimentares com rochas basálticas oceânicas, tais como as que existem em zonas de subducção, poderia fundir-se para formar magma andesítico.
3. A fusão de rochas crustais sedimentares, ígneas e metamórficas poderia produzir magmas graníticos.

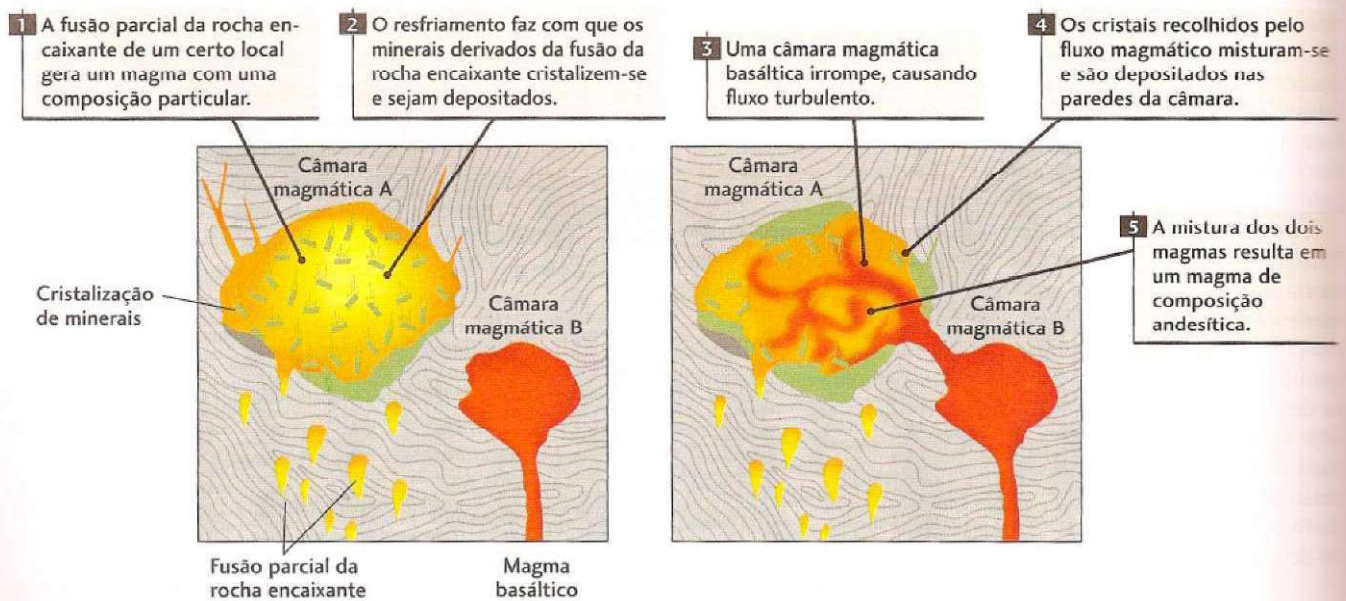
A diferenciação magmática efetivamente opera, mas seus mecanismos são muito mais complexos do que se imaginava no começo.

- A fusão parcial tem grande importância para a produção de magmas de composição variada. A diferenciação magmática po-

de ser alcançada por meio de fusão parcial de rochas mantélicas e crustais sob temperaturas e conteúdos de água variados.

- Os magmas não se resfriam uniformemente; eles podem existir transitoriamente em certos intervalos de temperatura dentro de uma câmara magmática.
- As diferenças de temperatura no interior de câmaras magmáticas e de uma câmara para outra podem provocar variações na composição dos magmas, de uma região para outra.
- Alguns magmas são imiscíveis – não se misturam entre si, da mesma forma que água e óleo. Quando tais magmas coexistem em câmaras magmáticas, cada um deles forma seus próprios produtos de cristalização.
- Magmas que são miscíveis podem originar uma trajetória de cristalização diferente daquelas que seriam formadas pela cristalização de cada um deles individualmente.

Agora sabemos mais sobre os processos físicos que interagem com a cristalização no interior das câmaras magmáticas (Figura 5.6). Os magmas que estejam em temperaturas diferentes, em partes diversas de uma câmara magmática, podem fluir de forma turbulenta, cristalizando-se à medida que circulam. Os cristais podem se assentar no fundo e, depois, ser de novo colocados em suspensão pelas correntes magmáticas. Podem, ainda, ser depositados nas paredes da câmara. Esses bordos, localizados entre a rocha sólida encaixante e o magma completamente líquido no interior de tais câmaras, podem ser constituídos por uma zona pastosa,<sup>17</sup> composta de cristais misturados com magma. Em algumas dorsais mesoceânicas, como a Dorsal do Pacífico Oriental, uma câmara em forma de cogumelo pode estar circundada por rocha basáltica quente com pequenas quantidades (1 a 3%) de fusão parcial.



**Figura 5.6** Idéias modernas de diferenciação magmática. Os geólogos atualmente reconhecem a diferenciação magmática como um processo operante, mas seus mecanismos são mais complexos do que se pensava no passado. Alguns magmas



## As formas das intrusões magmáticas

Como dito antes, os geólogos não podem observar diretamente a morfologia das rochas ígneas que se formam quando os magmas intrudem a crosta. Só podemos deduzir as formas e a distribuição dessas rochas a partir de evidências obtidas por trabalhos de campo realizados quando já se passaram muitos milhões de anos após a sua formação, ou seja, muito tempo depois que esfriaram e foram soerguidas, sendo expostas à erosão.

Existem evidências indiretas de atividades magmáticas atuais. As ondas sísmicas, por exemplo, mostram os contornos gerais das câmaras magmáticas que estão subjacentes a alguns vulcões ativos. Entretanto, elas não podem revelar em detalhe as formas ou o tamanho das intrusões que se originam dessas câmaras. Em algumas regiões sem ocorrência de vulcanismo, embora tectonicamente ativas, como a área próxima ao Mar de Salton, no Sul da Califórnia (EUA), a medida das temperaturas em furos de sondagem profundos revelou a existência de uma crosta muito mais quente que o normal, o que pode indicar a existência de uma intrusão em profundidade.

Mas, de qualquer forma, a maior parte do que sabemos a respeito das rochas ígneas intrusivas baseia-se no trabalho de geólogos de campo que, ao examinarem e compararem uma grande quantidade de afloramentos, têm conseguido reconstruir as histórias dos mesmos. Esses estudos resultaram em descrições e classificações das formas muito irregulares e variadas dos corpos intrusivos. Nas páginas que se seguem, vamos estudar alguns desses plútons, soleiras, diques e veios. A Figura 5.7 ilustra algumas estruturas extrusivas e intrusivas.

derivados de rochas de diferentes composições podem se misturar, enquanto outros são imiscíveis. Os cristais podem ser transportados para várias partes da câmara magmática por correntes turbulentas no líquido.

## Plútons<sup>18</sup>

Os **plútons** são grandes massas ígneas formadas em profundidade, na crosta terrestre. Seu tamanho varia de um até centenas de quilômetros cúbicos. Esses grandes corpos podem ser estudados quando expostos pelo soerguimento e pela erosão, ou quando alcançados por minas ou furos de sondagem. São altamente variados, não só em tamanho como também em suas formas e relações com as rochas encaixantes.

Essa grande variedade deve-se, em parte, ao modo como o magma abre espaço para si mesmo, na sua ascensão através da crosta. A maioria dos magmas intrude-se em profundidades maiores que 8 ou 10 km. Nessa profundidade, existem poucos espaços vazios ou aberturas, pois a enorme pressão das rochas sobrejacentes tende a fechá-los. Entretanto, o magma em ascensão supera até mesmo essa alta pressão.

Os magmas que ascendem através da crosta abrem espaço para si mesmos de três maneiras (Figura 5.8), que podem ser coletivamente referidas como *stopping*<sup>19</sup> magmático:

1. **Intrusão forçada ou abertura por acunhamento** das rochas sobrejacentes. À medida que o magma levanta o enorme peso das rochas sobrejacentes, fratura-as, penetra nas fendas, abre-as como se fosse uma cunha e, assim, pode fluir através das rochas, as quais podem arquear-se durante o processo.
2. **Rompimento de grandes blocos de rocha.** O magma pode abrir caminho aos empurrões, em sua trajetória ascensional, rompendo blocos da crosta invadida. Esses blocos, conhecidos como *zenólitos*, afundam no magma, fundem-se e misturam-se ao líquido, modificando a composição do mesmo em alguns locais.
3. **Fusão das rochas encaixantes.** O magma também abre caminhos por meio da fusão das paredes das rochas encaixantes.

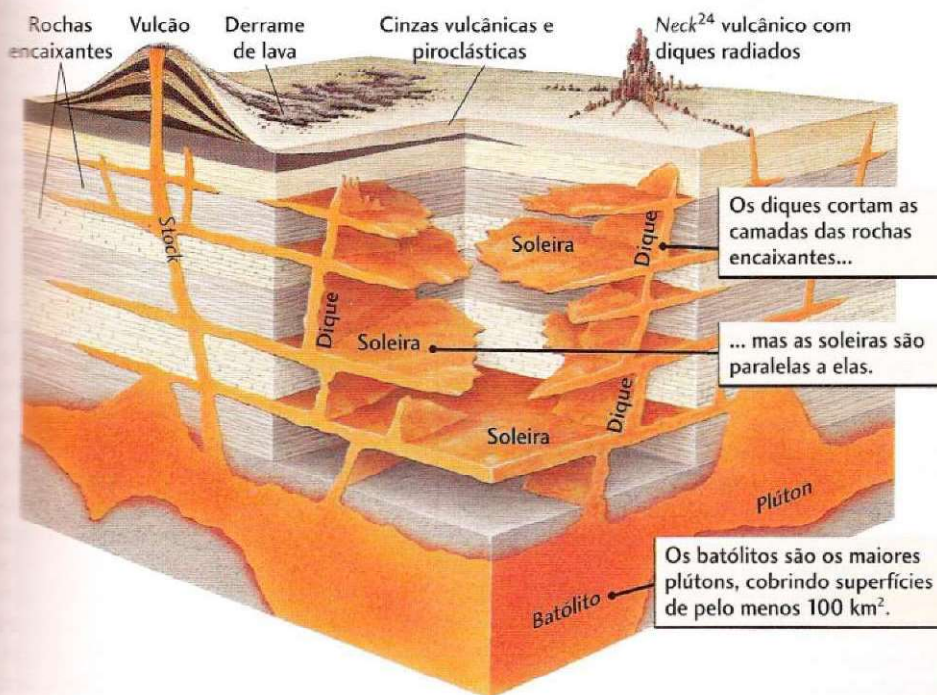
Muitos plútons mostram contatos nítidos com as rochas encaixantes, além de outras evidências de intrusão de um magma líquido em rochas sólidas. Outros corpos plutônicos são gradacionais até suas rochas encaixantes e têm estruturas que se parecem vagamente com aquelas das rochas sedimentares.<sup>20</sup> As feições desses corpos plutônicos sugerem que eles se formaram por fusão parcial ou total de rochas sedimentares preexistentes.

Os **batólitos**, que são os maiores corpos plutônicos, são enormes massas irregulares de rochas ígneas de granulação grossa que, por definição, cobrem áreas de, pelo menos, 100 km<sup>2</sup> (ver Figura 5.7). Os demais corpos plutônicos similares, mas de menor tamanho, são chamados de *stocks*.<sup>21</sup> Tanto os batólitos quanto os *stocks* são **intrusões discordantes**, isto é, que cortam as camadas<sup>22</sup> das rochas encaixantes que intrudem.

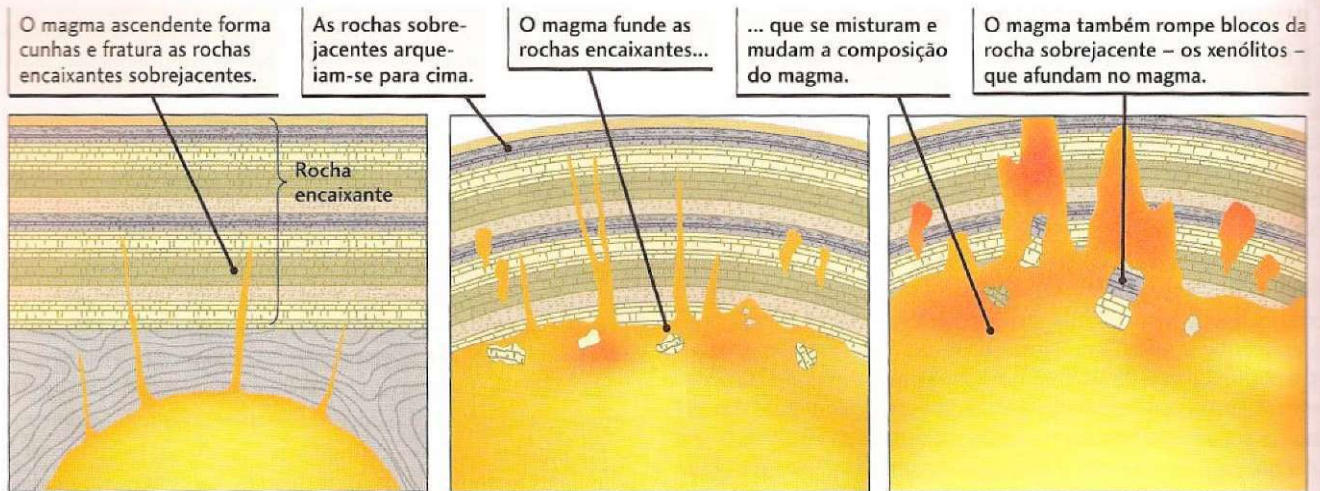
Os batólitos são encontrados nos núcleos de cinturões de montanhas tectonicamente deformados. As evidências geológicas acumuladas indicam que os batólitos são corpos espessos, horizontais, em forma de folha ou lobados, que se estendem a partir de uma região central em forma de funil. Suas porções basais podem chegar até 10 ou 15 km de profundidade e alguns deles podem ser ainda mais profundos. A granulação grossa dos batólitos é resultante de resfriamento lento em grande profundidade.

## Soleiras<sup>23</sup> e diques

As soleiras e os diques são similares aos corpos plutônicos em muitos aspectos, mas são menores e têm uma relação diferente com as rochas adjacentes intrudidas. Uma **soleira** é um corpo tabular, com forma de folha, formado pela injeção de magma entre as camadas paralelas da rocha acamada preexistente



**Figura 5.7** As estruturas mais comuns de rochas extrusivas e de rochas ígneas intrusivas. Note que os diques cortam as camadas de rochas encaixantes, mas as soleiras são paralelas a estas. Os batólitos são os maiores corpos plutônicos.



**Figura 5.8** Os magmas abrem seu caminho através das rochas encaixantes basicamente de três modos: por invasão de rachaduras e abertura de cunhas na rocha sobrejacente, por ruptura das rochas e por fusão das rochas adjacentes. Pedacos da

rocha encaixante fragmentada, chamados de xenólitos, podem ser completamente dissolvidos no magma. Se muitos xenólitos são dissolvidos e se a composição da rocha encaixante for diferente daquela do magma, a composição do mesmo será modificada.

(Figura 5.9). As soleiras são **intrusões concordantes**, isto é, seus limites são paralelos às camadas, sejam elas horizontais ou não. O tamanho das soleiras varia de um centímetro a centenas de metros e elas podem estender-se por áreas consideráveis. A Figura 5.9a mostra uma grande soleira no Parque Nacional Big Bend, no Texas (EUA). A intrusão de Palisades (ver Figura panorâmica 5.5), que tem 300 m de espessura, é outra grande soleira.

As soleiras podem lembrar vagamente as camadas de derrames vulcânicos e de material piroclástico, mas diferem deles em quatro características:

1. Não têm as estruturas em forma de blocos, ou de cordas, nem as vesículas preenchidas, que caracterizam muitas rochas vulcânicas (ver Capítulo 6).
2. São mais grossas que as rochas vulcânicas, pois esfriaram mais lentamente.
3. As rochas acima e abaixo das soleiras mostram efeitos de aquecimento: suas cores podem ter sido modificadas ou sua mineralogia pode ter sido alterada pelo metamorfismo de contato.
4. Muitos derrames de lavas cobrem derrames mais antigos, que foram meteorizados, ou solos formados entre derrames sucessivos; isso não acontece com as soleiras.

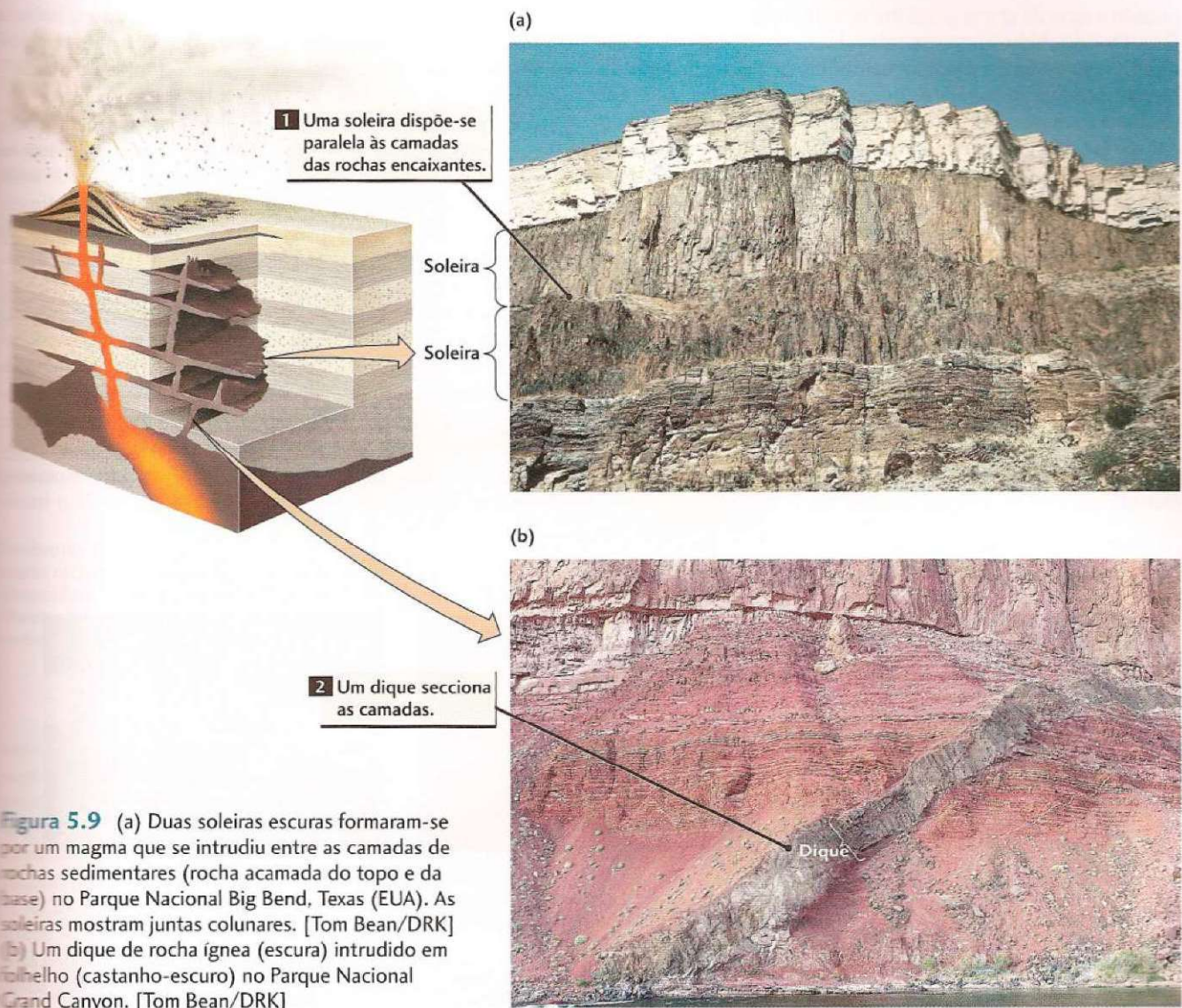
Os **diques** são a principal rota de transporte de magmas através da crosta. Eles são similares às soleiras por serem também corpos ígneos tabulares, mas cortam o acamamento das rochas encaixantes e, portanto, seccionam-nas (Figura 5.9b). Algumas vezes, os diques formam-se quando o magma força fraturas abertas preexistentes, mas é mais freqüente que a pressão do mesmo, ao ser injetado, abra canais através de novas rachaduras. Alguns diques individuais podem ser seguidos no campo por dezenas de quilômetros. Suas larguras variam de muitos metros a poucos centímetros. Em alguns di-

ques, a presença de xenólitos fornece boas evidências do rompimento da rocha encaixante durante o processo de intrusão. Os diques raramente são encontrados sozinhos: mais freqüentemente, enxames de centenas ou milhares de diques são encontrados numa região que foi deformada por uma grande intrusão ígnea.

A textura dos diques e das soleiras é variável. Muitos têm textura cristalina grossa, com aparência típica das rochas intrusivas. Outros têm granulação fina e parecem-se muito mais com rochas vulcânicas. Como a textura é um resultado da velocidade de resfriamento, sabemos que os diques e as soleiras de granulação fina intruíram as rochas encaixantes próximo à superfície terrestre, onde as rochas são frias em comparação com as intrusões. Sua textura fina é, portanto, resultante de resfriamento rápido. Os que têm texturas mais grossas formaram-se em profundidades de muitos quilômetros e invadiram rochas mais quentes, cujas temperaturas eram muito mais próximas daquelas da própria intrusão.

### Veios

Os **veios** são depósitos de minerais que se localizam em uma fratura e que não têm a mesma origem da rocha encaixante. Veios irregulares com formas de lápis ou com formas tabulares irradiam-se a partir do topo ou dos lados de muitos corpos intrusivos. Podem ter poucos milímetros ou vários metros de espessura e tendem a apresentar comprimentos ou larguras da ordem de dezenas de metros até quilômetros. O famoso Veio-Mãe (*Mother Lode*) da corrida do ouro de 1849, na Califórnia (EUA), é um veio de quartzo contendo cristais de ouro. Veios de granito extremamente grosso que cortam uma rocha encaixante muito mais fina são chamados de **pegmatitos**<sup>25</sup> (Figura 5.10). Eles cristalizaram-se a partir de magmas ricos em água, nos estágios finais de solidificação. Os pegmatitos fornecem minérios de vários elementos raros, como lítio e berílio.



**Figura 5.9** (a) Duas soleiras escuras formaram-se por um magma que se intridiu entre as camadas de rochas sedimentares (rocha acamada do topo e da base) no Parque Nacional Big Bend, Texas (EUA). As soleiras mostram juntas colunares. [Tom Bean/DRK] (b) Um dique de rocha ígnea (escura) intrudido em folhelho (castanho-escuro) no Parque Nacional Grand Canyon. [Tom Bean/DRK]



Alguns veios são preenchidos com minerais que têm grandes quantidades de água em sua estrutura e que se cristalizam a partir de soluções aquosas quentes. A partir de experiências de laboratório, sabemos que esses minerais cristalizam-se em altas temperaturas – tipicamente 250 a 350°C –, mas não tão altas quanto as dos magmas. A solubilidade e a composição dos minerais presentes nesses **veios hidrotermais** indicam que abundante água esteve presente no momento em que se formaram. Um pouco da água poderia ter vindo do próprio magma, mas parte dela pode ser água subterrânea depositada nas rachaduras e nos espaços dos poros das rochas intrudidas. As águas subterrâneas originam-se

**Figura 5.10** Um dique de pegmatito granítico. O centro do dique mostra a cristalinidade grossa associada ao resfriamento lento. Os cristais finos ao longo dos limites do veio resfriaram-se mais rapidamente. [Martin Miller]

quando a água da chuva se infiltra no solo e nas rochas da superfície. Os veios hidrotermais são abundantes nas dorsais meso-oceânicas. Nessas áreas, a água do mar infiltra-se nas rachaduras do basalto e circula até as regiões inferiores, mais quentes, da dorsal basáltica e emergem em chaminés quentes no assoalho oceânico do vale em rifte localizado entre as placas que estão se afastando. Os processos hidrotermais nas dorsais meso-oceânicas serão examinados com mais detalhes no Capítulo 6.

vergência de duas placas. Essa observação implica a existência de uma conexão entre o plutonismo e o processo de soergimento de montanhas e entre ambos e a tectônica de placas – que é a força responsável pelos movimentos das placas.

As experiências de laboratório determinaram as temperaturas e as pressões em que os diferentes tipos de rocha fundem-se e essas informações nos dão uma idéia acerca dos locais onde acontece a fusão. Por exemplo, as misturas de rochas sedimentares, graças a sua composição e teor de água, fundem-se em temperaturas centenas de graus mais baixas que o ponto de fusão do basalto. Essa informação leva-nos a esperar que o basalto comece a se fundir próximo à base da crosta, em regiões tectonicamente ativas do manto superior, e que as rochas sedimentares sofram fusão em profundidades mais baixas que aquelas em que o basalto se funde. A geometria dos movimentos de placas é o elo de que precisamos para correlacionar a atividade tectônica e a composição das rochas aos processos de fusão (Figura 5.11). Dois tipos de limites de placas estão associados à formação de magmas: dorsais meso-oceânicas, onde o movi-



## A atividade ígnea e a tectônica de placas

Desde o advento da teoria da tectônica de placas, na década de 1960, os geólogos vêm tentando ajustar os fatos e as teorias de formação das rochas ígneas ao arcabouço conceitual dessa teoria. Vimos que os batólitos, por exemplo, encontram-se nos núcleos de cadeias de montanhas que foram formadas pela con-

Vulcões de arco de ilha, Java, Indonésia



Vulcão de ponto quente, Parque Nacional dos Vulcões, Havaí



Vulcão de margem continental, Monte Rainier, Washington, EUA

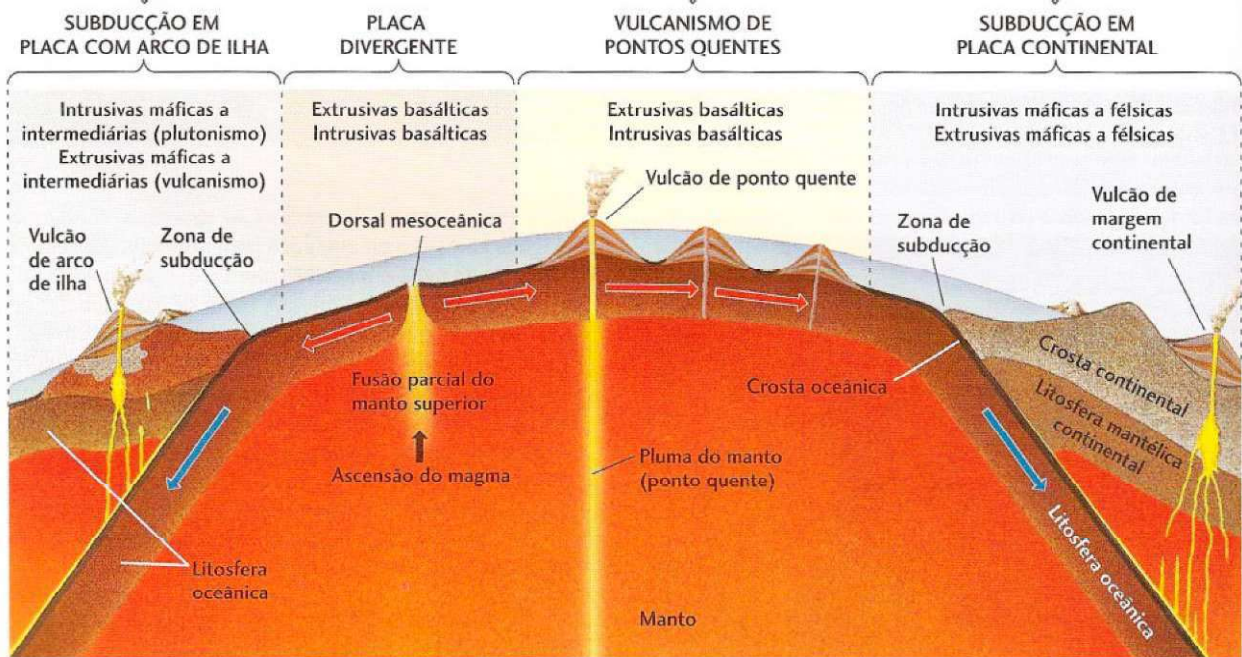
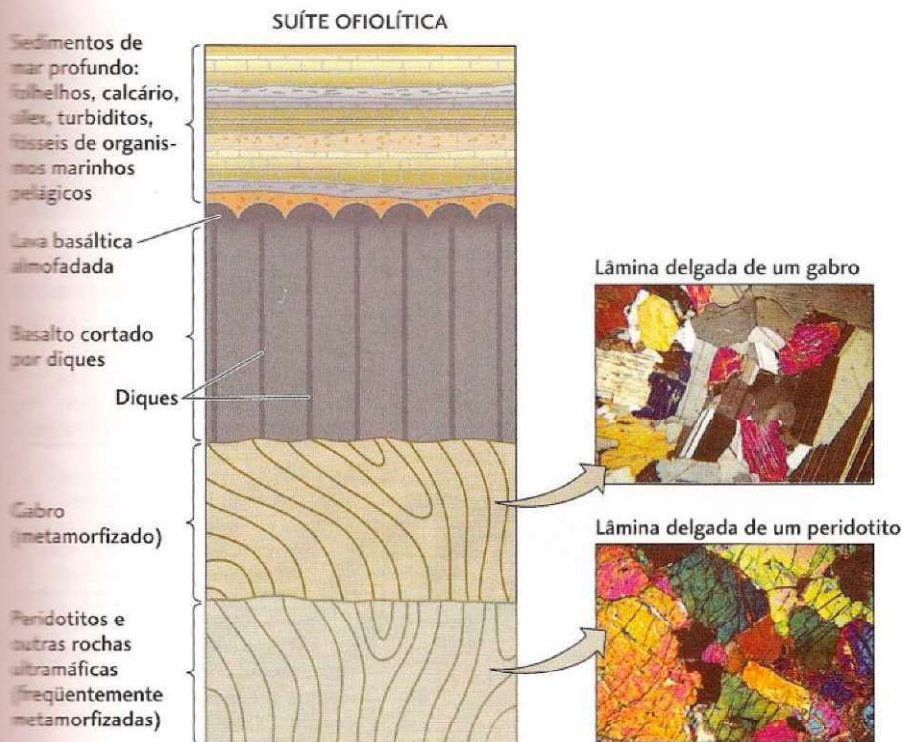


Figura 5.11 O magma forma-se em condições estreitamente conectadas com os movimentos das placas litosféricas. Esses movimentos controlam a distribuição espacial dos processos de fusão das rochas da crosta e do manto superior e a natureza

intrusiva ou extrusiva dos magmas. [Da esquerda para a direita: Mark Lewis/Stone/Getty Images; G. Brad Lewis/Stone/Getty Images; Pat O'Hara/DRK]





**Figura 5.12** Seção idealizada de uma suíte ofiolítica. A combinação de sedimentos de mar profundo, lavas almofadadas submarinas, enxame de diques laminados<sup>26</sup> basálticos e intrusões ígneas máficas indica uma origem de mar profundo. Os ofiolitos são fragmentos da litosfera oceânica que foram transportados sobre o continente, como resultado das colisões de placas. O peridotito – uma rocha predominante no manto – sofre fusão por decompressão, para formar magma gabróico, que então entra em erupção para gerar basalto vulcânico almofadado<sup>27</sup> (ver Figura 5.13). [Fotos: cortesia de T. L. Grove]

mento divergente de duas placas causa expansão do assoalho oceânico, e zonas de subducção, onde uma placa mergulha sob a outra. As plumas do manto, embora não estejam associadas a limites de placas, são também resultantes de fusão parcial e formam-se na interface entre o núcleo e o manto, ou próximo a ela, nas profundezas do interior da Terra (ver Capítulo 6).

O local de formação das rochas ígneas mais significativo é a rede de dorsais meso-oceânicas, que tem extensão global. Em toda a extensão dessa rede, os magmas basálticos derivados da fusão por decompressão do manto superior jorram, trazidos por correntes de convecção ascendentes. O magma espalha-se sob forma de lavas, que são fornecidas por câmaras magmáticas situadas abaixo do eixo da dorsal. Ao mesmo tempo, ocorre a intrusão de magma gabróico em profundidade.

### Os centros de expansão do assoalho oceânico: geossistemas magmáticos

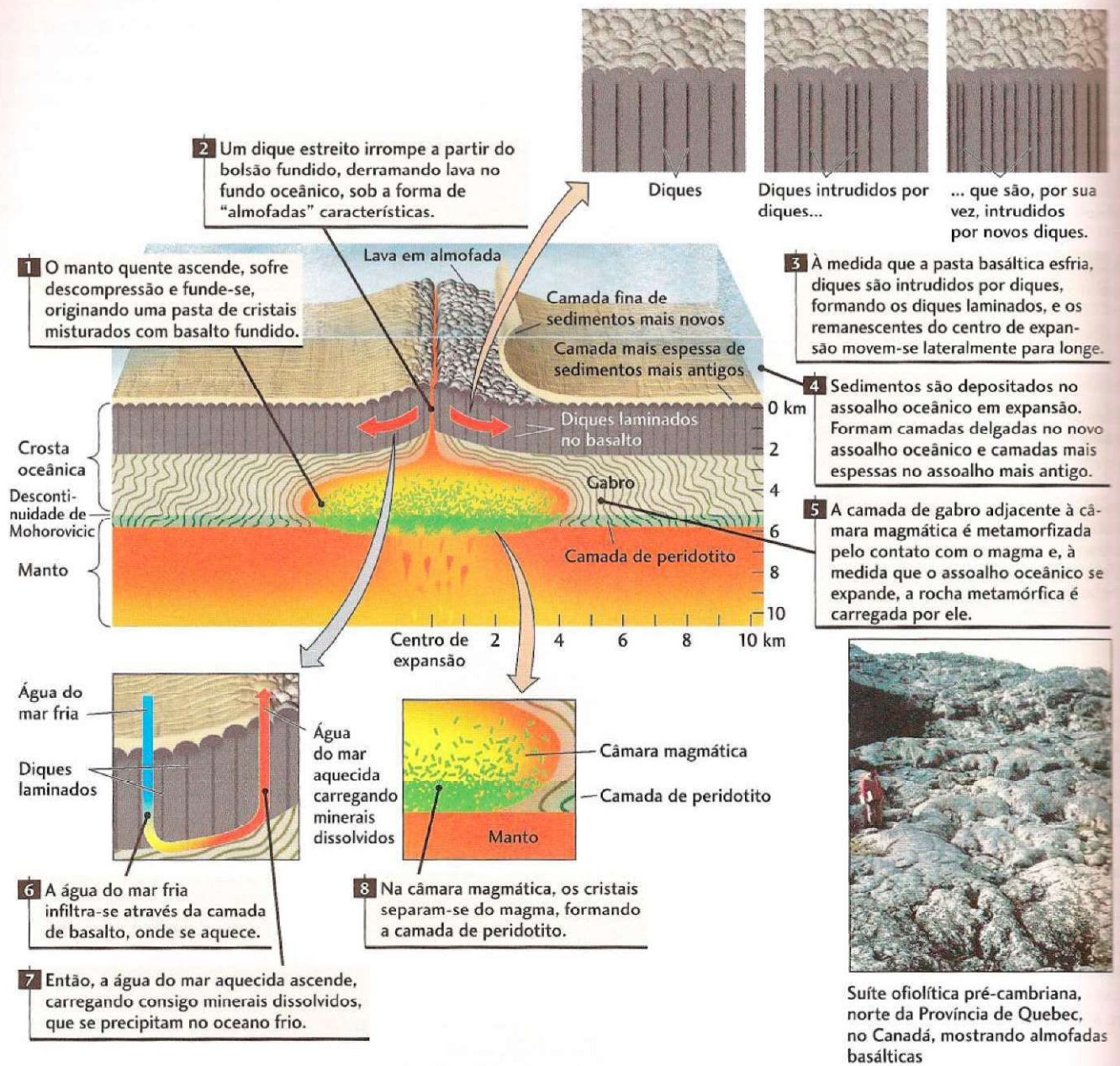
Antes do advento da tectônica de placas, os geólogos ficavam intrigados com estranhas assembléias de rochas, típicas dos assoalhos marinhos, mas que eram encontradas também nos continentes. Conhecidas como **suítes ofiolíticas**, essas assembléias consistem em sedimentos de mar profundo, lavas basálticas submarinas e intrusões ígneas máficas (Figura 5.12). A partir de dados obtidos por meio de submarinos de alcance profundo, dragagens, sondagens em mar profundo e explorações sísmicas, os geólogos podem agora interpretar essas rochas como fragmentos de crosta oceânica que foram transportados por expansão do assoalho oceânico, levantados acima do nível do mar e acavalados sobre um continente em um episódio posterior de colisão entre placas. Em algumas das seqüências ofiolíticas mais completas que foram preservadas em continentes, pode-se lite-

ralmente caminhar em cima de rochas que ficavam no limite entre a crosta e o manto terrestre. As sondagens oceânicas penetraram até a camada de gabro do assoalho oceânico, mas não chegaram até o limite crosta-manto mais abaixo. Além disso, perfis feitos por meio de ondas sísmicas encontraram várias câmaras magmáticas similares àquela mostrada na Figura 5.13.

De que forma a expansão do assoalho oceânico funciona como um geossistema magmático? Pode-se pensar nesse sistema como uma gigantesca máquina que processa material do manto para produzir crosta oceânica. A Figura 5.13 é uma representação esquemática e altamente simplificada do que pode estar acontecendo, sendo baseada, em parte, no estudo dos ofiolitos encontrados nos continentes e nas informações obtidas por sondagens em mar profundo e por perfis sísmicos relatados na Reportagem 2.1 (página 61).

**Material de entrada: peridotitos no manto** A matéria-prima que é fornecida à máquina de expansão do assoalho oceânico é proveniente da astenosfera do manto convectivo. O tipo dominante de rocha na astenosfera é o peridotito. Os geólogos estimam que a composição média do peridotito do manto seria predominantemente de olivina, com quantidades menores de piroxênio e de granada. As temperaturas na astenosfera são suficientemente altas para fundir uma pequena fração (menos de 1%) desse peridotito, mas não tão altas para gerar volumes substanciais de magma.

**Processo: fusão por decompressão** A máquina de expansão do assoalho marinho gera magma a partir do peridotito mantélico pelo processo de fusão por decompressão. Relembre que, anteriormente, neste capítulo, vimos que a temperatura de fusão de um mineral depende da sua pressão, como também da



**Figura 5.13** Representação esquemática do geossistema magmático dos centros de expansão do assoalho oceânico. Na fotografia: suíte ofiolítica pré-cambriana. As almofadas de basalto mostradas pertencem à camada vulcânica da suíte. [M. St. Onge/Geological Survey of Canada]

sua composição: um decréscimo na pressão geralmente diminuirá a temperatura de fusão do mineral. Conseqüentemente, se um mineral está próximo ao seu ponto de fusão e a pressão nele aplicada é baixada, com a temperatura mantida constante, ele irá se fundir.

À medida que as placas se separam, os peridotitos parcialmente fundidos adentram nos centros de expansão. Como eles ascendem rápido demais para se resfriarem, a diminuição da pressão faz com que uma fração importante (até 15%) da rocha seja fundida. A baixa densidade do material fundido permite que ele ascenda mais rapidamente que as rochas vizi-

nas, mais densas, e o líquido separa-se da pasta magmática de cristais remanescentes, produzindo grandes volumes de magmas.

**Material de saída: crosta oceânica mais litosfera mantélica**  
Os peridotitos submetidos a esse processo não se fundem de forma homogênea: a granada e o piroxênio fundem-se mais facilmente que a olivina. Por essa razão, o magma gerado pelo processo de fusão por descompressão não tem a composição de um peridotito e, sim, a de um basalto, mais rico em sílica e em ferro (ver Figura 5.13).

Essa fusão basáltica acumula-se numa câmara magmática abaixo da crista da dorsal meso-oceânica, da qual se separa formando três camadas:

1. Um pouco de magma ascende através de estreitas fendas distensivas, que são abertas no local onde as placas se separam, e derrama-se no oceano, formando as almofadas de basalto que cobrem o assoalho marinho (ver Figura 5.13).
2. Um pouco de magma resfria-se nas fendas distensíveis, como enxames de diques laminados de gabro (forma intrusiva do basalto).
3. O magma restante resfria-se sob a forma de “gabros maciços”, à medida que a câmara magmática é rompida pela expansão do fundo oceânico.

Essas unidades ígneas – lavas em almofada, diques laminados e gabros maciços – são as camadas básicas da crosta que os geólogos têm encontrado nos oceanos.

A máquina de expansão do assoalho oceânico também é responsável por colocar outra camada embaixo dessa crosta oceânica: o peridotito residual a partir do qual o magma basáltico originalmente se derivou. Os geólogos consideram essa ca-

mada parte do manto, mas ela não tem a mesma composição da astenosfera convectiva. Em particular, a extração de líquido basáltico torna o peridotito mais rico em olivina e mais rígido que o material ordinário do manto. Os geólogos hoje acreditam que essa camada rica em olivina do topo do manto é responsável pela enorme rigidez das placas oceânicas.

Uma fina camada de sedimentos de mar profundo cobre de forma incipiente a crosta oceânica recém-formada. À medida que o assoalho oceânico se expande, as camadas de sedimentos, de lavas, de diques e de gabros são transportadas para longe da dorsal meso-oceânica, onde é formada essa seqüência característica de rochas, que constitui a crosta oceânica – quase como se fosse uma linha de produção.

### As rochas formadas em zonas de subducção

Outros tipos de magmas são encontrados em regiões nas quais há grandes concentrações de vulcões, como nos Andes, na América do Sul ou nas Ilhas Aleutas, no Alasca. Essas regiões resultam do afundamento de uma placa sob outra. As zonas de subducção são alguns dos principais locais onde a fusão de rochas ocorre (Figura 5.14) e onde os magmas de composição variada são formados, a depender do volume e dos tipos de

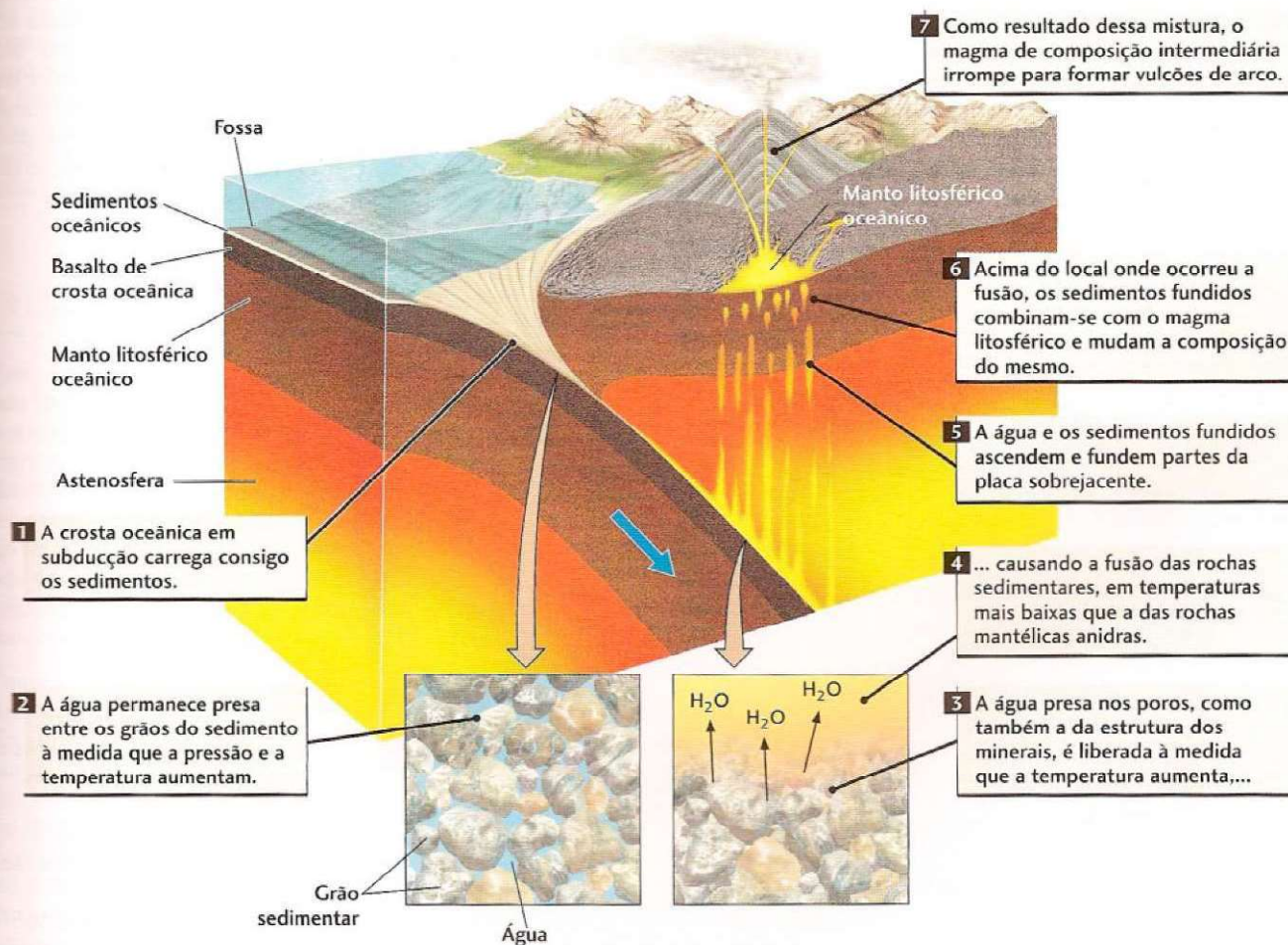


Figura 5.14 Este bloco-diagrama de uma zona de subducção mostra uma câmara magmática irregular, formada pela ascensão de uma fusão parcial.

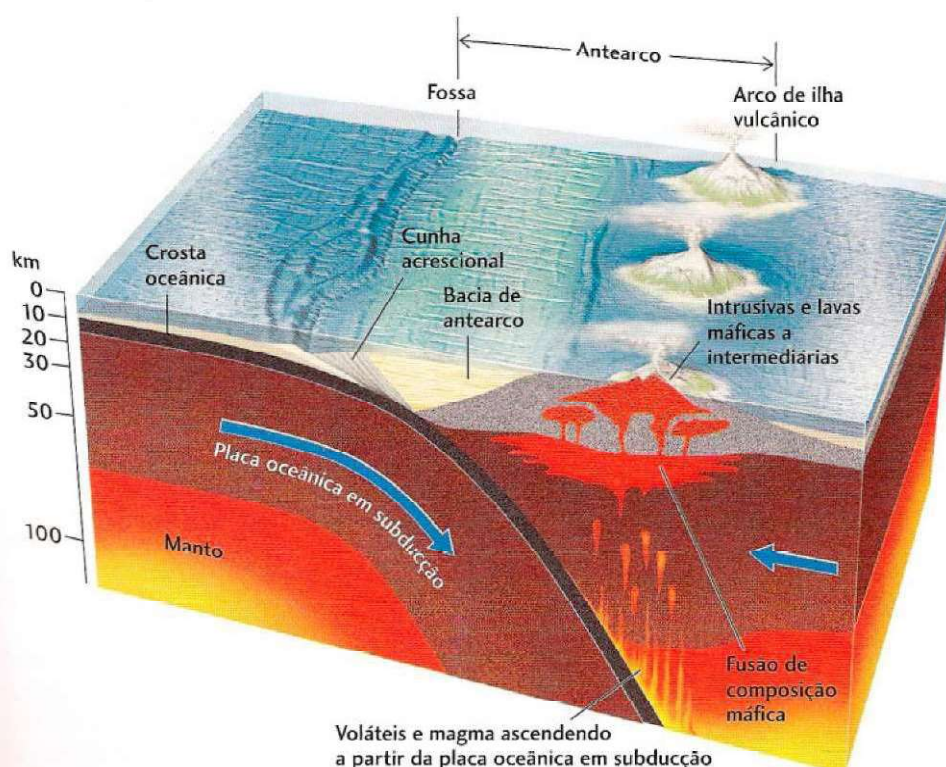
materiais do assoalho oceânico que sofrem subducção. Esses materiais são a água, as misturas de sedimentos de assoalho oceânico e as misturas de crosta basáltica e félsica. Essa diversidade indica que os geossistemas vulcânicos dos limites convergentes de placas operam de forma diferente daqueles que existem nos limites divergentes. Quando uma placa oceânica colide com outra e a cavalga, vários processos complexos acontecem (Figura 5.15).

O mecanismo básico é a  **fusão induzida por fluidos**, em vez da  **fusão por descompressão**. O fluido é, principalmente, a água. Antes que a litosfera oceânica sofra subducção em um limite convergente, muita água foi incorporada às suas camadas externas. Já apresentamos um dos processos responsáveis por isso – a atividade hidrotermal durante a formação da litosfera. Um pouco da água que circula pela crosta, nas proximidades do centro de expansão, reage com o basalto para formar novos minerais que contêm água incorporada à sua estrutura. Além disso, os folhelhos, que são as rochas sedimentares mais abundantes, são muito ricos em argilominerais, que contêm muita água incorporada à sua estrutura cristalina. À medida que a litosfera envelhece e atravessa a bacia oceânica, sedimentos contendo água são depositados em sua superfície. Alguns desses sedimentos são raspados na fossa de mar profundo onde a placa sofre subducção, mas grande parte desse material, encharcada de água, é carregada para baixo, na zona de subducção. À medida que a pressão vai aumentando, a água é expulsa dos minerais presentes nas camadas mais externas da placa em descenso e sobe para a cunha do manto acima da zona de subducção. Em profundidades moderadas, de cerca de 5 km, correspondendo a temperaturas de, aproximadamente, 150°C, um pouco dessa água é liberada pelas reações químicas metamórficas que con-

vertem o basalto em *anfíbolito*, uma rocha composta de anfíbólio e de plagioclásio (ver Capítulo 9).

À medida que outras reações químicas acontecem, mais água é liberada em profundidades maiores, variando de 10 a 20 km. Por fim, em profundidades maiores que 100 km, a crosta que sofreu subducção passa por outra transição metamórfica, induzida pelo aumento da pressão, na qual o anfíbolito é convertido para *eclogito*, que é composto de piroxênio e granada (ver Capítulo 9). Ao mesmo tempo, a placa chega a temperaturas de 1.200 a 1.500°C. O aumento da pressão e da temperatura na placa em subducção libera toda a água remanescente, além de outros materiais. A água liberada induz a fusão do peridotito, que é o principal constituinte da cunha do manto acima da placa que sofreu subducção.

Como a água baixa a temperatura de fusão das rochas, fato já discutido neste capítulo, ela induz a fusão na cunha do manto, gerando magmas que ascendem para formar câmaras magmáticas na crosta sobrejacente. Grande parte do magma máfico acumula-se na base da crosta da placa que está sendo acavalada, e parte dele penetra na crosta sob a forma de intrusão. Os magmas produzidos por esse tipo de fusão induzida por fluidos têm composição essencialmente basáltica, embora sua química seja diferente (mais variável) que a dos basaltos das dorsais meso-oceânicas. A composição dos magmas é mais modificada ainda durante sua residência na crosta. Dentro das câmaras magmáticas, o processo de cristalização fracionada aumenta seu teor de sílica, produzindo erupções de lavas andesíticas. Nos casos em que a crosta sobrejacente é continental, o calor dos magmas pode fundir as rochas félsicas da crosta, formando magmas com teores ainda mais altos de sílica, com composições dacíticas e riolíticas (ver Quadro 5.2). A contribuição dos



**Figura 5.15** Um diagrama esquemático de fusão induzida por fluidos. A litosfera oceânica em subducção contém água aprisionada nos sedimentos. À medida que esses sedimentos são transportados para baixo, aquecem-se, expelindo água sob forma de vapor. Esse vapor ajuda a induzir a fusão do manto, como também da placa descendente.

fluidos da placa descendente pode ser inferida porque elementos-traço, sabidamente presentes na crosta oceânica e nos sedimentos, são também encontrados no magma.

### Plumas do manto

Basaltos similares àqueles produzidos em dorsais mesoceânicas são encontrados como acumulações espessas em porções continentais distantes de limites de placas. Nos estados de Washington, Oregon e Idaho, os rios Colúmbia e Snake correm em uma grande área coberta por esse tipo de basalto, que se solidificou a partir de lavas derramadas na região há milhões de anos. Grandes quantidades de basalto derramaram-se em ilhas vulcânicas isoladas distantes de limites de placas, como as ilhas havaianas. Nesses locais, plumas de manto quente, delgadas e com forma de lápis ascendem do interior da Terra, talvez de locais profundos como o limite núcleo-manto. As plumas do manto que alcançam a superfície, grande parte das quais em locais distantes de limites de placas, formam os pontos quentes da Terra e são responsáveis pelo derramamento de enormes quantidades de basalto. O basalto é produzido por fusão por descompressão do manto. As plumas do manto e os pontos quentes serão discutidos em mais detalhe no Capítulo 6.

Resumindo, magmas basálticos formam-se no manto superior abaixo das dorsais mesoceânicas e a partir de plumas de origem profunda que causam a formação de pontos quentes em regiões intraplacas e interplacas. Magmas de composição variada formam-se acima das zonas de subducção, a depender da quantidade de material félsico e de água que é incorporada nas rochas da cunha do manto que se localiza acima da zona de subducção.

## RESUMO

**Como são classificadas as rochas ígneas?** Todas as rochas ígneas podem ser divididas em duas classes texturais amplas: (1) as rochas cristalinas grossas, que são intrusivas e, portanto, resfriaram-se lentamente, e (2) as texturas cristalinas finas, que são extrusivas e resfriaram-se rapidamente. Dentro de cada uma dessas categorias amplas, as rochas são classificadas, ainda, como félsicas, máficas ou intermediárias, com base química dada pelo teor de sílica ou pelo equivalente mineralógico, que são as proporções de minerais de cor clara (ou félsicos) e de minerais mais escuros (ou máficos).

**Como e onde se formam os magmas?** Os magmas formam-se nos locais do manto e da crosta onde as temperaturas e pressões são suficientemente altas para produzir, pelo menos, a fusão parcial de rochas contendo água. O basalto pode ser parcialmente fundido no manto superior, onde as correntes de convecção trazem as rochas quentes para cima, nas dorsais mesoceânicas. Misturas de basalto e de outras rochas ígneas com rochas sedimentares, que contêm quantidades significativas de água, têm pontos de fusão mais baixos que as rochas ígneas anídras. Assim, diferentes rochas-fonte podem ser fundidas em diferentes temperaturas e, dessa forma, podem afetar as composições dos magmas.

**Como a diferenciação magmática pode explicar a variedade de rochas ígneas?** Se um magma sofreu cristalização fracionada porque os cristais foram separados e, portanto, não puderam mais reagir com o magma, as rochas finais podem ter maior teor de sílica que os cristais mais máficos, formados nos estágios iniciais. A cristalização fracionada pode produzir rochas ígneas máficas nos estágios iniciais de cristalização e de diferenciação, e rochas félsicas nos estágios mais tardios. Mas esse processo não pode ser responsável pela abundância de granitos. Tampouco a diferenciação magmática dos basaltos explica a composição e a abundância das rochas ígneas. Diferentes tipos de rochas ígneas podem ser produzidos por variações nas composições dos magmas, causadas pela fusão de diferentes misturas de rochas sedimentares com outras rochas e pela mistura de magmas.

**Quais são as formas das rochas ígneas intrusivas?** Os grandes corpos ígneos são denominados de plútons. Os maiores plútons são os batólitos, espessas massas tabulares com um funil central. Os *stocks* são corpos plutônicos menores. Menos gigantescos que os plútons são as soleiras, que são concordantes com suas encaixantes, sendo paralelas a seu acamamento, e os diques, que seccionam o acamamento. Veios hidrotermais formam-se onde há abundância de água, no magma ou na rocha encaixante vizinha.

**Como as rochas ígneas estão relacionadas com a tectônica de placas?** Os dois principais locais de atividade magmática são as dorsais mesoceânicas, onde os basaltos jorram do manto superior, e as zonas de subducção, onde uma série de magmas diferenciados produz tanto rochas extrusivas como intrusivas, em arcos vulcânicos de ilhas ou continentais, à medida que a litosfera oceânica em processo de subducção move-se em direção à crosta profunda e ao manto superior.

## Conceitos e termos-chave

- andesito (p. 122)
- basalto (p. 121)
- batólito (p. 129)
- câmara magmática (p. 125)
- cinza vulcânica (p. 120)
- cristalização fracionada (p. 125)
- dacito (p. 122)
- diferenciação magmática (p. 125)
- diorito (p. 122)
- dique (p. 130)
- fusão induzida por fluidos (p. 136)
- fusão parcial (p. 123)
- fusão por descompressão (p. 136)
- gabro (p. 122)
- granito (p. 122)
- granodiorito (p. 122)
- intrusão concordante (p. 130)
- intrusão discordante (p. 129)
- obsidiana (p. 120)
- pedra-pomes (p. 120)
- pegmatito (p. 130)
- peridotito (p. 122)
- piroclasto (p. 120)
- plúton (p. 129)
- pórfiro (p. 120)
- riolito (p. 122)
- rocha encaixante (p. 119)
- rocha félsica (p. 122)
- rocha ígnea (p. 117)
- rocha ígnea extrusiva (p. 120)

- rocha ígnea intermediária (p. 122)
- rocha ígnea intrusiva (p. 119)
- rocha máfica (p. 122)
- rocha ultramáfica (p. 122)
- soleira (p. 129)
- stock (p. 129)
- suíte ofiolítica (p. 133)
- tufo (p. 120)
- veio (p. 130)
- veio hidrotermal (p. 131)
- viscosidade (p. 122)

## Exercícios



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

1. Por que as rochas intrusivas têm granulação grossa e as rochas extrusivas têm granulação fina?
2. Que tipos de minerais você encontraria em uma rocha ígnea máfica?
3. Que tipos de rochas ígneas contêm quartzo?
4. Cite duas rochas ígneas intrusivas com teor de sílica maior que o do gabro.
5. Qual a diferença entre um magma formado por cristalização fracionada e um formado por resfriamento normal?
6. Como a cristalização fracionada leva à diferenciação magmática?
7. Em que lugar da crosta, do manto ou do núcleo você encontraria uma fusão parcial de composição basáltica?
8. Em que ambientes tectônicos você esperaria que se formassem magmas?
9. Por que os magmas ascendem?
10. Em que local do assoalho oceânico você encontraria magmas basálticos sendo derramados?



11. Grande parte da superfície da crosta terrestre e quase todo o manto são compostos de basalto ou de rochas ultramáficas. Por que existe também uma abundância de granitos e andesitos na Terra? De onde vêm os materiais que constituem essas rochas?

## Questões para pensar



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

1. Como você classificaria uma rocha ígnea de granulação grossa que contém cerca de 50% de piroxênio e 50% de olivina?
2. Que tipo de rocha ígnea conteria alguns cristais de plagioclásio com cerca de 5 mm de comprimento “boiando” em uma matriz cinza-escura de cristais com menos de 1 mm?
3. Que diferenças no tamanho dos cristais você esperaria encontrar em duas soleiras, sendo que uma delas foi intrudida a uma profundidade de cerca de 12 km, onde a rocha encaixante era muito quente, e, a outra, a uma profundidade de 0,5 km, onde a rocha encaixante era moderadamente quente?
4. Se você fosse fazer um furo de sondagem na crosta de uma dorsal meso-oceânica, que tipos de rochas intrusivas e extrusivas esperaria encontrar na superfície ou próximo a ela? Quais rochas ígneas intrusivas ou extrusivas esperaria observar na base da crosta?

5. Considere que um magma com uma certa razão cálcio/sódio comece a cristalizar. Se ocorrer cristalização fracionada durante o processo de solidificação, será que os plagioclásios formados após a cristalização se completar terão a mesma razão cálcio/sódio que era característica do magma original?

6. Por que um plúton zonado é uma evidência de cristalização fracionada?

7. Por que é mais provável que os corpos plutônicos, e não os diques, mostrem os efeitos de cristalização fracionada?

8. Qual poderia ser a origem de uma rocha composta quase que inteiramente de olivina?

9. Que processos geram cristais com tamanhos desiguais nos pórfiros?

10. A água é abundante nas rochas sedimentares e na crosta oceânica das zonas de subducção. Como ela afetaria os processos de fusão nessas zonas?



11. Grande parte da superfície da crosta terrestre e quase todo o manto são compostos de basalto ou rochas ultramáficas. Por que existe também uma abundância de granitos e andesitos na Terra? De onde vêm os materiais que constituem essas rochas?

## Investigue você mesmo

### Decifrando a história geológica das rochas ígneas: sólidos que se formaram de líquidos

Todas as rochas contam uma história. A história é decifrada por meio de várias pistas: textura, composição mineralógica e química, associação com outras rochas e ambiência geológica. A partir de análises e interpretações cuidadosas dos registros impressos nas rochas, a história geológica de uma região pode ser decifrada – pode-se ler o registro impresso nas rochas como se fossem palavras numa página.

Como as rochas ígneas se formam a partir de um líquido, chamado *magma*, os cristais de minerais podem crescer no líquido como cristais de gelo na água em processo de congelamento. À medida que o líquido magmático resfria-se, torna-se uma mistura de sólidos e líquidos e finalmente se transforma em um sólido com cristais interpenetrados. O tamanho dos cristais depende da velocidade de resfriamento. As rochas vulcânicas tipicamente se resfriam de forma relativamente rápida na superfície terrestre e, portanto, contêm cristais menores. As rochas plutônicas solidificam-se lentamente dentro da crosta e, portanto, contêm cristais maiores. As rochas ígneas podem também conter bolhas de gás, inclusões de fragmentos de outras rochas, vidro e uma matriz de granulação fina composta de cinza e pedra-pomes.

A geração de magmas na Terra é, em grande parte, restrita aos limites ativos das placas tectônicas e aos pontos quentes. Os processos e condições físicas associados com os limites de placas provocam fusão das rochas do manto e da crosta. A composição do líquido formado depende das rochas a partir das quais foi gerado e dos processos que ocorrem na câmara magmática antes da solidificação total. Portanto, a composição do magma é estreitamente ligada ao local da Terra onde a fusão ocorreu e, conseqüentemente, ao tipo de limite ativo de placa. Por exemplo, pensa-se que a descompressão de corpos de rocha ultramáfica quente e plástica que ascendem no interior do manto possa produzir fusões parciais de composição basáltica sob pontos quentes e limites divergentes de placas. Em essência, não existem dois cor-

pos de rocha ígnea que tenham exatamente a mesma textura e composição. Na verdade, as características das rochas ígneas frequentemente diferem, inclusive no interior de um mesmo corpo de rocha – por exemplo, em um plúton –, como resultado de todas as variáveis que podem afetar a composição e a textura das rochas.

Informações sobre vários tipos de rochas e imagens das mesmas estão disponíveis no sítio eletrônico deste livro: [www.whfreeman.com/understandingearth](http://www.whfreeman.com/understandingearth).<sup>28</sup> As informações fornecidas são essencialmente as mesmas que um geólogo teria reunido a partir de estudos de campo e de laboratório. *Usando essas informações, decifre a história que cada rocha tem para contar.*

## Sugestões de leitura

- Barker, D. S. 1983. *Igneous Rocks*. Englewood Cliffs, N. J.: Prentice-Hall.
- Blatt, H., and Tracy, R. J. 1996. *Petrology: Igneous, Sedimentary, and Metamorphic*. 2d ed. New York: W. H. Freeman.
- Coffin, M. F., and Eldholm, O. 1993. Large igneous provinces. *Scientific American* (June): 42-49.
- Philpotts, A. R. 1990. *Igneous and Metamorphic Petrology*. Englewood Cliffs, N. J.: Prentice-Hall.
- Raymond, L. A. 1995. *Petrology*. Dubuque, Iowa; Wm. C. Brown.

## Sugestões de leitura em português

- Allègre, C. 1993. *As fúrias da Terra*. Lisboa: Relógio d'Água.
- Rose, S. Van. 1994. *Atlas da Terra: as forças que formam e moldam nosso planeta*. (Ilustrado por Richard Bonson). São Paulo: Martins Fontes.
- Sial, A.N. e McCreath, I. 1984. *Petrologia ígnea*. Volume 1. Salvador: SBG/CNPq/Bureau Gráfica e Editora.
- Szabó, G. A. J., Babinski, M. e Teixeira, W. 2000. Rochas ígneas. 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. 327-346.
- Time-Life/Abril Coleções. 1996. *Planeta Terra*. São Paulo: Abril Livros.
- Weiner, F. 1988. *Planeta Terra*. São Paulo: Martins Fontes.

## Notas de tradução

- <sup>1</sup> Em inglês, *Devil's Post Pile* significa "pilha de estacas do diabo".
- <sup>2</sup> No original, *sheets* (em português, "lençol, folha"), que tem sido traduzida com vários significados na literatura geológica. Para rochas intrusivas, geralmente designa corpos com forma tabular. Em Geologia Sedimentar, pode significar depósito delgado de sedimentos, como os de areia ou cascalho, com a forma de lençol ou manto.
- <sup>3</sup> No original, *country rock*, cuja tradução literal não é utilizada em português, sendo preferível *rocha encaixante*.
- <sup>4</sup> Ou *tectossilicatos*.
- <sup>5</sup> No original, *plagioclase feldspar*, ou seja, feldspato do tipo plagioclásio. Em português técnico, usa-se simplesmente *plagioclá-*

*sio* para designar os feldspatos de composição calciossódica, da mesma forma que *orthoclase feldspar* é traduzido simplesmente como ortoclásio.

- <sup>6</sup> Ou *filossilicatos*.
- <sup>7</sup> Ou *inossilicatos*.
- <sup>8</sup> Ou *inossilicatos*.
- <sup>9</sup> Ou *nesossilicatos*.
- <sup>10</sup> Também chamada de púmice.
- <sup>11</sup> O termo "pórfiro" é mais utilizado nos países de língua inglesa. Contudo, a classificação das rochas ígneas mais utilizada (Streckeisen, 1976, 1979) não inclui esse conceito.
- <sup>12</sup> Também grafada como "moscovita", sendo menos preferível, pois se confunde com o adjetivo gentílico de Moscou. O vocábulo muscovita deriva de *Muscovia*, antiga designação em italiano de Moscou.
- <sup>13</sup> Neste quadro foram relacionados termos de dois tipos distintos de classificação de rochas ígneas. O primeiro, que reúne os termos félsico, mafélsico, máfico e ultramáfico, refere-se à classificação modal das rochas ígneas, feita de acordo com a quantidade de minerais máficos (olivinas, piroxênios, anfibólios, micas, monticellita, melilita, minerais opacos e acessórios, como zircão, apatita, esfênio, epídoto, allanita, granada e carbonatos). O segundo refere-se a uma classificação química baseada no teor de sílica, sendo uma das mais antigas proposições. Segundo essa classificação, há as seguintes categorias de rochas: ultrabásica (teor de SiO<sub>2</sub> < 49%), básica (teor de SiO<sub>2</sub> entre 49 e 52%), intermediária (teor de SiO<sub>2</sub> entre 52 e 66%) e ácida (com teor de sílica > 66%).
- <sup>14</sup> Os granodioritos podem ser rochas ácidas ou intermediárias, dependendo do teor de minerais máficos que contenham. A maioria dos granodioritos tem baixo teor de minerais máficos (em geral, entre 10 e 30%) e é rica em sílica, podendo ser classificada como ácida. Entretanto, existem aqueles com teores entre 30 e 40%, podendo ser, nesse caso, rochas *intermediárias*.
- <sup>15</sup> Ver nota de rodapé anterior.
- <sup>16</sup> A palavra inglesa *palisades* significa "cerca fortificada com estacas ou paliçadas".
- <sup>17</sup> Em inglês, *mushy magma* (em português, "magma pastoso") é uma expressão eventualmente utilizada sem ser traduzida. Designa uma mistura viscosa de magmas com cristais em suspensão.
- <sup>18</sup> Em inglês, a palavra *pluton* designa grandes corpos intrusivos, incluindo os batólitos e os *stocks*, que serão definidos mais adiante. Em português, ela é traduzida como "plúton" e, eventualmente, também como "corpo plutônico".
- <sup>19</sup> O termo *magma stoping* é utilizado sem tradução na literatura geológica brasileira para descrever, basicamente, o processo de rompimento de grandes blocos de rocha por acunhamento do magma, ao mesmo tempo em que são por ele assimilados.
- <sup>20</sup> Muito raramente uma rocha que resulta do resfriamento de líquidos obtidos a partir da fusão de uma rocha sedimentar preserva alguma estrutura sedimentar. A fusão de rochas sedimentares pode ocorrer em áreas restritas de bordos de intrusões, como pode ser visto em certas soleiras de basalto intrudidas nos arenitos da Formação Botucatu, na Bacia do Paraná no Sul do Brasil.
- <sup>21</sup> A palavra inglesa *stocks* tradicionalmente comparece sem tradução na literatura geológica.
- <sup>22</sup> No caso de uma intrusão em rochas metamórficas, as estruturas desta rocha são seccionadas.

- <sup>23</sup> A palavra inglesa *sill* também ocorre na literatura geológica brasileira sem estar traduzida.
- <sup>24</sup> A palavra inglesa *neck* comumente não é traduzida na literatura geológica.
- <sup>25</sup> Os autores referem-se aos pegmatitos mais comuns, que têm composição granítica e ocorrem em veios. O conceito de pegmatito refere-se somente à granulação grossa de uma rocha ígnea, que pode ter qualquer composição (granítica, sienítica, gabróica, etc.). Portanto, independe do modo de ocorrência, que pode ser em veios ou não.
- <sup>26</sup> Em inglês, *sheeted dikes*, que eventualmente não é traduzida para o português nos livros de geologia.
- <sup>27</sup> No original, *pillow lava*, que eventualmente não é traduzida nos livros de geologia de língua portuguesa.
- <sup>28</sup> O sítio eletrônico está disponível apenas em inglês.