

ROCHAS ÍGNEAS 9

Cristine Laure Marie Bourotte

- 9.1** Introdução
- 9.2** Caracterização do magma
- 9.3** Composição mineralógica e texturas magmáticas
- 9.4** Formas e produtos magmáticos
 - 9.4.1** Intrusões plutônicas e subvulcânicas
 - 9.4.2** Lava
 - 9.4.3** Materiais piroclásticos
 - 9.4.4** Gases
 - 9.4.5** Outros fenômenos associados
- 9.5** Tipos e estilos eruptivos
 - 9.5.1** Erupção fissural
 - 9.5.2** Vulcões-escudo
 - 9.5.3** Estrato-vulcões, domos, caldeiras
- 9.6** Magmatismo e Tectônica de Placas
 - 9.6.1** Magmatismo em zona divergente de placas
 - 9.6.2** Magmatismo em zona convergente de placas
 - 9.6.3** Magmatismo tipo *hot spot*
- 9.7** Rochas ígneas e recursos minerais
- Referências

9.1 Introdução

As rochas magmáticas ou ígneas (do latim *ignis* = fogo) originam-se do resfriamento do **magma** – um líquido geralmente silicático, isto é, que contém silício, entre outros elementos, inclusive voláteis e com alta temperatura. O magma, na verdade, é matéria rochosa em estado líquido.

As rochas, durante seu ciclo, podem passar por fusão (passagem do estado sólido para o estado líquido) no interior da Terra, em ambientes submetidos a temperaturas elevadas, que variam de 700 °C a 1.500 °C por causa das pressões e profundidades envolvidas. A fusão parcial (significa que somente uma fração da rocha é fundida) pode envolver rochas da crosta ou do manto superior ou ambos os compartimentos, devido principalmente a um aumento de temperatura e/ou diminuição da pressão vigente, em função da convecção lenta do manto e associação direta com a dinâmica das placas. Em geral, os magmas ocorrem nos limites das placas litosféricas (tópico **Tectônica Global**).

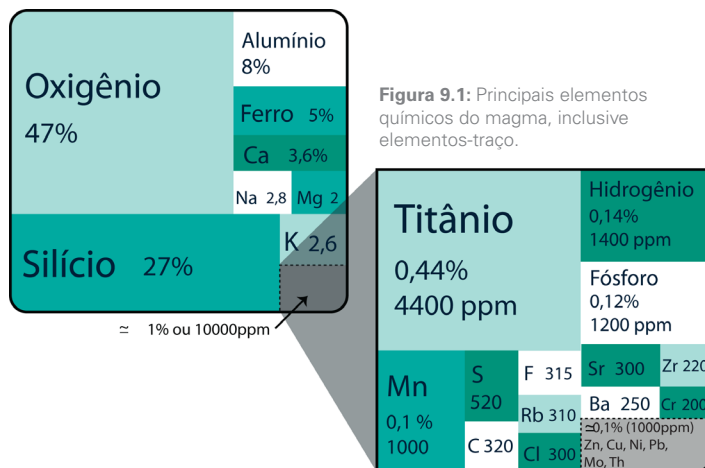
A composição química do magma e o seu modo de resfriamento (lento em profundidade e rápido em superfície) determinam, respectivamente, a composição mineralógica e o tamanho dos constituintes minerais nos produtos rochosos formados.

As rochas ígneas constituem a maior parte da crosta terrestre e correspondem a aproximadamente 90% de seu volume. Do ponto de vista econômico, elas são muito utilizadas na construção civil em função de sua dureza e de outras qualidades (rochas ornamentais, brita), e podem alojar depósitos minerais importantes para a sociedade (ouro, chumbo, prata, cobre, cromo, urânio, diamantes etc.).

9.2 Caracterização do magma

O magma tem composição variável em função das rochas pré-existentes que passam pelo processo de fusão parcial. Do ponto de vista químico, o magma é uma mistura complexa de silicatos de Al, Na, K, Ca, Fe e Mg, entre outros, pequenas quantidades de fluidos (H₂O, CO₂, por exemplo) e elementos-traço (que ocorrem em teor < 0,1%) (**Figura 9.1**).

A fusão parcial do manto superior ou da crosta oceânica tende a gerar magmas mais pobres em sílica (SiO₂) em função da composição das rochas que ali predominam.



Em contraste, a fusão parcial de rochas da crosta continental, por exemplo, tende a gerar magmas mais ricos em sílica. Assim, dois tipos de magmas podem ser destacados, devido à composição das rochas originais envolvidas nos processos magmáticos: **magmas basálticos** (origem preponderante de rochas do manto superior ou da crosta oceânica) e **magmas graníticos ou ácidos** (origem preponderante de materiais da crosta continental).

Por outro lado, o teor em sílica, bem como o aumento da quantidade de água, influencia na viscosidade do magma: quanto mais rico em sílica, mais viscoso ele se torna. Esse comportamento decorre da cristalização da sílica em menores temperaturas, cuja estrutura cristalina é tetraédrica; com isso, o líquido magmático adquire resistência ao fluxo, retendo e aumentando sua pressão interna devido à constituição de cadeias tridimensionais de SiO_2 (tetraédricas). Por esse motivo, magmas muito ricos em sílica (magmas ácidos) raramente atingem a superfície e, quando o fazem, irrompem de modo explosivo. Já os magmas básicos, por conterem menos sílica, são mais fluidos e mais propícios a atingir a superfície da crosta, onde se derramam por grandes distâncias e em grande volume.

Além da composição química, a temperatura e a pressão também condicionam o comportamento do magma.

Mas, por que a fusão parcial do manto ou da crosta ocorre em determinados locais? Nesse contexto, precisamos considerar três parâmetros importantes relacionados com a fusão parcial dos materiais terrestres, a profundidade, a pressão e a presença de fluidos.

Sabemos que a temperatura aumenta com a profundidade e, ainda que haja alguma anomalia térmica em uma determinada região, em profundidade pode provocar a fusão parcial da rocha. Mas, quando se pensa nos processos geológicos que envolvem as camadas internas da Terra, a pressão é um dos condicionantes muito importantes do estado físico das rochas. A temperatura na base do manto foi estimada em torno de 3.000 °C (tópico **Estrutura Interna da Terra**), valor muito mais elevado que a temperatura de fusão das rochas na superfície (800–1.200 °C), mas, naquela profundidade, a pressão também é extremamente elevada (mais de 1.000 kbar a 2.900 km de profundidade), impedindo a fusão das rochas; assim, é necessário um aumento muito grande na temperatura para que as rochas entrem em fusão. O mesmo ocorre na crosta e no manto logo abaixo; ou seja, a diminuição da pressão devido a algum evento geológico poderá resultar na fusão parcial da rocha numa determinada profundidade. Além disso, a presença de fluidos como a água também pode influenciar a fusão parcial das rochas, baixando o ponto de fusão. Esse fator é especialmente importante em condições mais rasas da crosta, onde a temperatura e pressão são mais baixas, mas onde mesmo assim, podem ocorrer fusões parciais localizadas.

À medida que ocorre a fusão parcial das rochas, o magma recém-formado (fração fluida) migra progressivamente através de fissuras rumo à superfície, por ser menos denso que as rochas ao seu redor (rochas encaixantes), além de conter substâncias voláteis que favorecem a percolação. Um magma de composição basáltica, por exemplo, tem uma densidade de $2,9 \text{ g.cm}^{-3}$ enquanto as rochas do manto têm uma densidade média de $3,3 \text{ g.cm}^{-3}$. Durante o trajeto do magma, fragmentos de rochas encaixantes podem ser também fundidos, modificando assim a composição química original. Contudo, esses fragmentos podem não ser fundidos completamente e irão permanecer na rocha recém-consolidada, destacando-se pelas suas características peculiares (cor, textura, granulometria e composição). Tais fragmentos são chamados **xenólitos** (do grego *xenos* = estranho e *lithos* = rocha).

A ascensão do magma pode ser interrompida quando, por exemplo, sua densidade se torna próxima da densidade das rochas que ele atravessa; nessa situação, ele se acumula numa rede de fissuras e fraturas que com o tempo formarão uma câmara ou reservatório magmático, onde o material permanece em estado de fusão. Isso pode ocorrer em profundidades variáveis (na interface crosta-manto, a cerca de 30 km de profundidade ou na crosta entre 10 e 30 km de profundidade, por exemplo) e ali permanecer durante centenas ou milhares de anos em estado líquido (ou seja, literalmente, magma), mas desenvolvendo um processo de solidificação progressiva. Nessas condições, a temperatura do magma diminui muito lentamente (por trocar calor com as rochas encaixantes) e os minerais começam a se cristalizar. Os primeiros minerais que cristalizam na câmara magmática, ainda em temperatura elevada, são aqueles ricos em ferro e magnésio (**minerais ferromagnesianos**), com alto ponto de fusão. Por serem minerais com alta densidade, começam a se acumular no fundo do reservatório (efeito da gravidade). Trata-se de minerais com formas cristalinas bem definidas (tetraedros isolados ou em cadeias simples e duplas, lamelares). Com o avanço desse processo, a composição química do líquido residual vai se modificando; o magma residual torna-se mais rico em silício, potássio e gases dissolvidos. O último mineral a cristalizar é o quartzo (SiO_2), que ocupa os interstícios dos minerais. A partir de um mesmo magma, podem ser geradas, ao final desse processo (chamado diferenciação magmática), rochas de composições químicas, mineralógicas, estruturas e texturas muito diferentes.

Os diversos minerais formados a partir de um magma cristalizam-se seguindo uma sequência chamada **Série de Bowen**, regida pela temperatura e concentração dos elementos químicos disponíveis no magma formado pela fusão parcial, eventualmente com a contribuição de fluidos quentes externos à câmara magmática (**Figura 9.2**). Trata-se de um processo denominado **cristalização fracionada** que, do ponto de vista químico, corresponde à diminuição de concentração de

elementos básicos e ao aumento de concentração de elementos alcalinos nos sucessivos produtos magmáticos (os minerais) gerados durante a sua diferenciação.

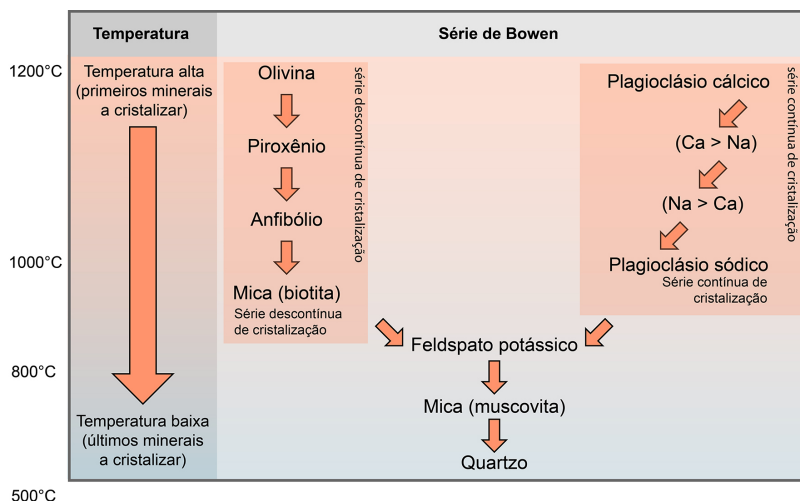


Figura 9.2: Esquema da Série de Bowen. O esquema mostra duas sequências principais de cristalização magmática, que evoluem paralelamente em função da queda da temperatura em uma câmara magmática: uma, descontínua, que corresponde aos minerais ferromagnesianos, escuros e de alta densidade (olivina, piroxênios, anfibólios, biotita) e outra, contínua, que corresponde aos minerais da série dos plagioclásios, da anortita (rica em cálcio) à albita (rica em sódio). O final da evolução é caracterizado pela cristalização de minerais mais claros: feldspato potássico, quartzo ou feldspatoide.

O magma residual pode migrar novamente rumo à superfície ou acumular-se novamente. Ao se aproximar da superfície, o magma encontra condições bem diferentes daquelas encontradas em profundidade, ou seja, pressões e temperaturas menores. Assim, os fluidos presentes no magma transformam-se em vapor, como a água, por exemplo, o que gera um aumento repentino de volume e/ou pressão. No caso do magma extravasar na superfície da crosta através de uma erupção vulcânica, dependendo da pressão dos gases na câmara e da composição química do magma (em especial se este for viscoso), a erupção poderá ser explosiva (por analogia, o processo é similar ao que ocorre quando abrimos uma garrafa de refrigerante), ou não.

9.3 Composição mineralógica e texturas magmáticas

Em função da velocidade de resfriamento e do local de consolidação do magma, na superfície ou em profundidade, podemos fazer a distinção entre dois grupos de rochas ígneas: as **rochas vulcânicas** (ou **extrusivas**) e as **rochas plutônicas** (ou **intrusivas**). Esses produtos rochosos apresentam características diferentes tanto do ponto de vista do seu local de cristalização quanto do ponto de vista de sua textura.

As rochas **vulcânicas ou extrusivas** são as únicas rochas magmáticas cuja cristalização pode ser observada em superfície, pois estão associadas à atividade vulcânica atual, como na Islândia ou no Havaí. O magma que extravasa e escoar na superfície da crosta é chamado **lava**.

O **basalto** é um exemplo típico de rocha vulcânica, sendo o principal constituinte da crosta oceânica. O basalto tem baixo teor de sílica; se a composição do magma é mais rica em sílica (portanto, mais viscoso), forma-se o riolito. Composições intermediárias do magma dão origem ao andesito (Figura 9.3).

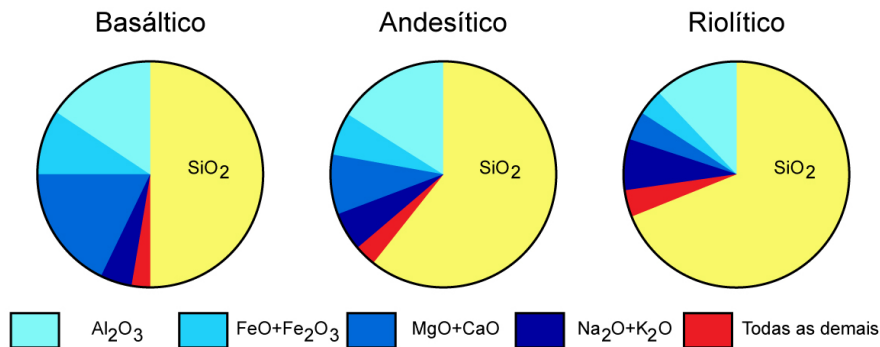


Figura 9.3: Composição média de magmas basáltico, andesítico e riolítico.

Independentemente da composição da rocha efusiva, como a lava se resfria muito rapidamente, os minerais formados são muito pequenos, submilimétricos; assim, a textura da rocha, que reflete o tamanho e a organização dos minerais constituintes, será muito fina. Essa textura em rochas vulcânicas é denominada **afanítica** (Figura 9.4a). Às vezes, o resfriamento da lava é tão rápido que os elementos químicos não se organizam em estruturas cristalinas. Neste caso particular, forma-se então o **vidro vulcânico** (amorfo) como a obsidiana (Figura 9.4b).

Algumas rochas vulcânicas apresentam texturas diferenciadas associadas à presença de gases na lava. É o caso da **pedra-pomes** (ou **púmice**), uma rocha originada por erupção explosiva muito rica em gases. Neste caso, a textura da rocha é **vesicular**, isto é, apresenta uma trama de vesículas (orifícios), formadas pelas bolhas de gases aprisionados na lava durante sua solidificação e seu escape para a atmosfera (Figura 9.4c). Quando as vesículas são preenchidas, total ou parcialmente, por minerais cristalizados por fluidos secundários de baixa temperatura, como calcita, zeólita e outros minerais, a textura é classificada como **amigdaloidal**. Este tipo de textura pode ser observado, por exemplo, em basaltos (Figura 9.4d).

Quando o magma cristaliza no interior da crosta, formam-se grandes corpos rochosos. As rochas ígneas cristalizadas em profundidade são chamadas **plutônicas** (ou **intrusivas**). É importante lembrar que rochas plutônicas e vulcânicas podem ter a mesma composição, mas o que muda é o ambiente de cristalização, se profundo ou superficial, e com isso a textura característica também muda. Assim, um magma ácido forma um riolito (rocha com textura fina), ao cristalizar na superfície, sendo o seu correspondente plutônico o granito, que apresenta uma textura grossa, caracterizada por minerais milimétricos a centimétricos, porque a cristalização magmática foi lenta em razão do ambiente profundo. Esse tipo de textura recebe o nome de fanerítica. Já um magma básico origina na superfície o basalto (rocha vulcânica) e o seu correspondente plutônico é o gabro, cuja textura é também fanerítica, embora a composição mineralógica seja distinta da do granito.

As rochas plutônicas mais representativas da crosta continental são os **granitos**, que apresentam uma **textura granular** (variedade da textura **fanerítica**) (Figura 9.4e), na qual os cristais são visíveis a olho nu, sem qualquer arranjo geométrico. Isto significa que os minerais tiveram tempo suficiente para crescer devido ao resfriamento lento da câmara magmática, em profundidade na crosta. No entanto, na natureza, podemos observar rochas com textura fanerítica grossa, média ou fina em função do tamanho geral dos grãos. Quando minerais com alguns centímetros de tamanho se destacam em relação à matriz, esta com grãos visivelmente menores, a textura é chamada **porfírica** (Figura 9.4f). Os **pegmatitos** são rochas ígneas, que apresentam aspectos texturais peculiares, com cristais muito grandes (da ordem de alguns

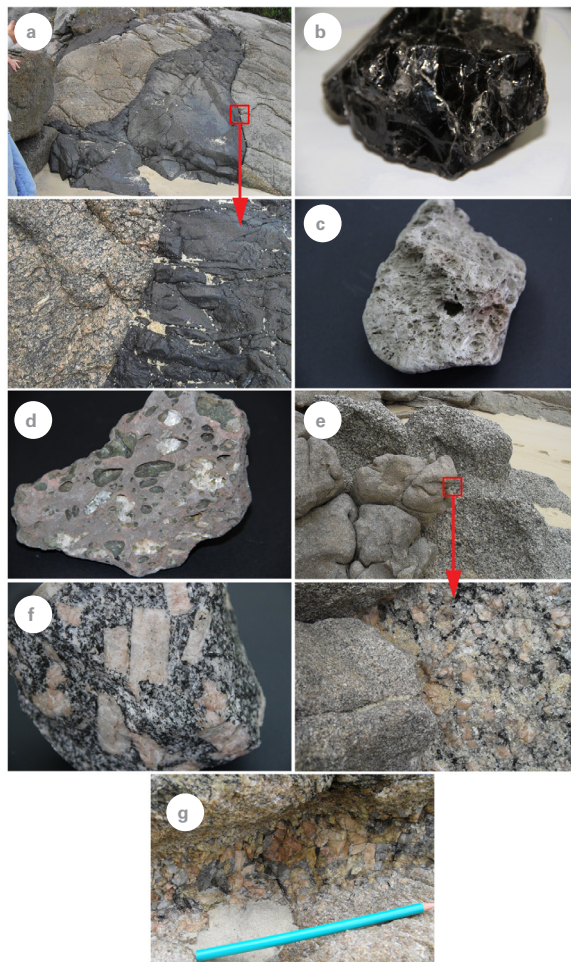


Figura 9.4: a. Texturas afanítica e fanerítica (contato entre rocha intrusiva mais clara de textura fanerítica e rocha extrusiva mais escura (dique) de textura afanítica. Praia Ponta Aguda, Caraguatatuba – SP). b. Vidro vulcânico (obsidiana), c. Textura vesicular (púmice). d. Textura amigdaloidal (basalto amigdaloidal). e. Texturas faneríticas (contato com rochas ígneas intrusivas de diferentes texturas. Praia da Lagoa, Caraguatatuba – SP). f. Textura porfírica. g. Veio pegmatítico.

centímetros a decímetros ou até metros). Esse crescimento dos cristais é principalmente condicionado à presença de fluidos que potencializam a velocidade de cristalização. Na maioria das vezes, os pegmatitos representam veios injetados em outras rochas (**Figura 9.4g**).

A **Figura 9.5** apresenta as texturas mais comuns encontradas em rochas ígneas e os processos de cristalização envolvidos.

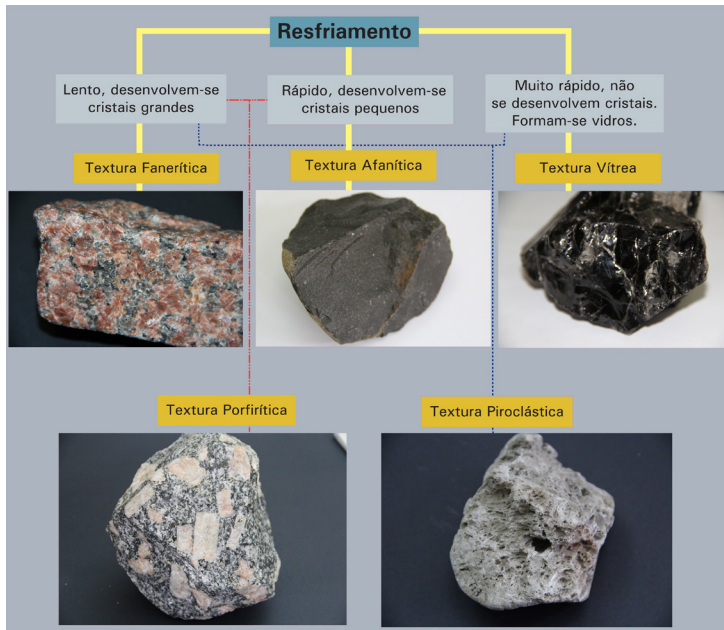


Figura 9.5: Texturas mais comuns encontradas em rochas ígneas e os processos de cristalização envolvidos.

Para sintetizar o assunto, a **Tabela 9.1** compara as características de um basalto e um granito, que são os constituintes mais comuns da crosta oceânica e continental, respectivamente, o que explica as respectivas espessuras e comportamento isostático (tópico **Estrutura Interna da Terra**).

Tabela 9.1: Comparação entre as características do basalto e do granito.

Basalto	Granito
Rocha vulcânica ou extrusiva, originada a partir de magmas básicos com baixa viscosidade. Do ponto de vista químico, é uma rocha pobre em Si e rica em Na, Ca e em elementos ferromagnesianos, que lhe condicionam a cor escura. Textura afanítica (minerais muito pequenos e invisíveis a olho nu). Principais minerais: feldspato plagioclásio, piroxênio, olivina, titanita, magnetita.	Rocha plutônica ou intrusiva, originada a partir de magmas ácidos, viscosos. Do ponto de vista químico, é uma rocha rica em Si, Al e K e pobre em Ca e elementos ferromagnesianos. Sua cor é clara. Textura fanerítica (minerais visíveis a olho nu) e/ou porfírica. Principais minerais: quartzo, feldspato potássico, feldspato sódico, micas.

As rochas ígneas podem ser classificadas com base na sua composição química, mineralógica e modo de resfriamento do magma original, conforme a **Figura 9.6**. Na porção esquerda da figura, o magma é rico em sílica e elementos alcalinos (Na, K), e pobre em Ca, Fe, Mg. Esse magma é dito **félsico** ou ácido e as rochas cristalizadas serão geralmente claras, como o granito e seu correspondente efusivo, o riolito. No lado direito da figura, o magma é mais pobre em sílica e em elementos alcalinos, e mais rico em Ca, Fe e Mg. Nos campos da parte direita da figura, o magma é classificado inicialmente em **máfico** (ou básico) e as rochas cristalizadas são escuras e, na extremidade direita, as rochas são classificadas em ultramáficas ou ultrabásicas, como os peridotitos, ricos em olivina e piroxênio (>90% do conteúdo da rocha). Tais rochas, contudo, são raramente encontradas em superfície, pois se originam no manto e somente atingem a superfície em forma de xenólitos, ou por causa de processos tectônicos que podem transportar lascas deste material profundo para a superfície da crosta.

Entre as rochas básicas e ácidas existem rochas de composição química intermediária em função de seus constituintes químicos, que podem ser tanto intrusivas quanto extrusivas: os granodioritos (dacito) e os dioritos (andesito), conforme **Figura 9.6b**. São rochas cujos principais minerais são anfibólio e feldspatos tipo plagioclásio; piroxênio e biotita podem também ser encontrados neste tipo de rocha, mas são considerados minerais acessórios (minerais presentes com teor inferior a 1%).

No tocante à composição mineralógica, a classificação das rochas ígneas é definida pela proporção observada entre seus constituintes minerais majoritários, que é reflexo da composição química.

Finalmente, existem rochas especiais na natureza, como os **kimberlitos** e **carbonatitos**. Os kimberlitos são rochas hospedeiras de diamantes e têm, portanto, grande importância econômica (as principais minas são encontradas na África do Sul). São rochas de composição ultramáfica, portanto, originadas a partir de magmas muito profundos, de alta temperatura (>1.000 °C) e ricos em elementos ferromagnesianos, que preenchem condutos geralmente de modo explosivo. Os carbonatitos são rochas magmáticas de composição carbonática e são formados a partir de magmas enriquecidos em CO₂ e Ca, com proporções variadas de Si, O, Mg, Fe, Ca, Na, K, Ti entre elementos metálicos. No Brasil, existem maciços intrusivos carbonatíticos (associados a rochas magmáticas alcalinas, ou seja, ricas em Na e K) situados em Juquiá-SP, Tapira-MG, Catalão-GO, por exemplo, aos quais estão associadas importantes jazidas de nióbio e fosfato, entre vários outros recursos minerais.

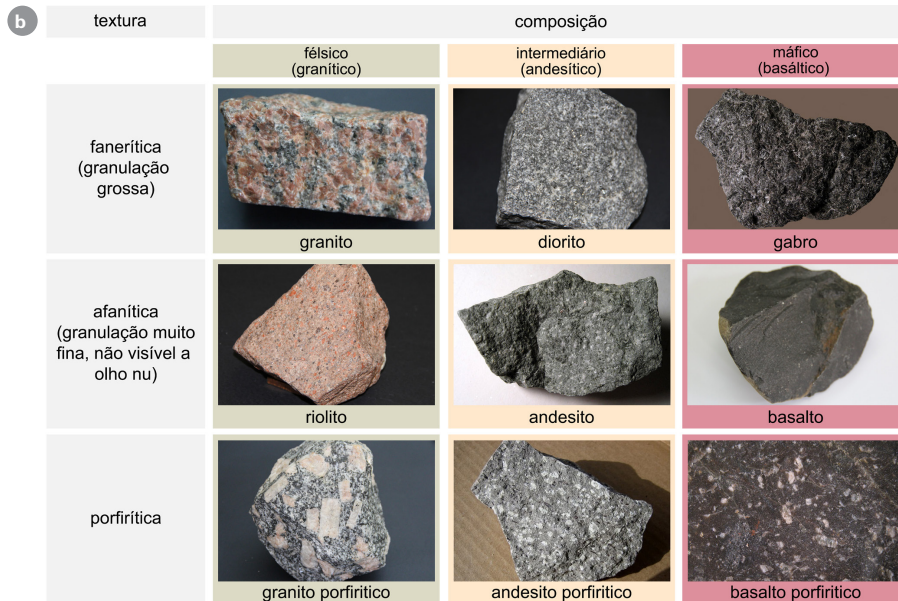
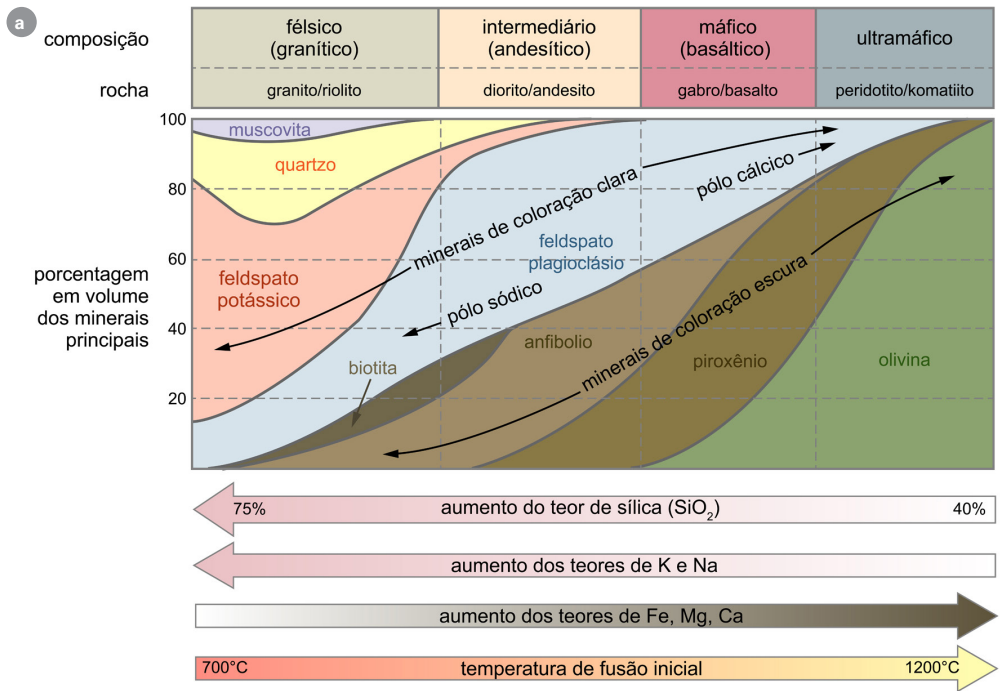


Figura 9.6: A. Variação da composição química/mineralógica; e B. Classificação das rochas ígneas correspondentes. / Foto: WELLER, R.; Cochise College

9.4 Formas e produtos magmáticos

9.4.1 Intrusões plutônicas e subvulcânicas

A cristalização de um magma no interior da crosta ou em níveis subsuperficiais produz corpos ígneos com diferentes formatos. A **Figura 9.7** ilustra os principais corpos gerados pela atividade magmática e que podem, eventualmente, aflorar aos poucos na superfície devido à erosão dos continentes e ao soerguimento da crosta.

Os corpos intrusivos (ou **plútons**), formados quando o magma se cristaliza no interior da crosta, podem apresentar diversos tamanhos e geometrias, e recebem diversas denominações: **batólito**, **dique**, *sill*, *stock*. Esses corpos intrusivos, quando são observáveis na paisagem, tiveram as partes superiores parcialmente erodidas, aflorando, portanto, suas partes internas. Corpos que apresentam uma superfície exposta superior a 100 km² são chamados **batólitos**; quando são menores em tamanho são chamados *stocks*. Nem sempre, no entanto, estes corpos afloram na superfície. Estes, em geral, estão situados em níveis crustais mais rasos que os batólitos. Os afloramentos de batólitos e *stocks* apresentam uma geometria circular ou oval ao passo que diques e *sills* têm exposição no terreno em forma tabular. Os diques são corpos discordantes, ou seja, “cortam” as camadas nas quais intrudiram aproveitando-se de falhas e fissuras existentes nas rochas encaixantes. Os *sills* são corpos concordantes porque ocorrem como intrusões paralelas à estrutura original das rochas encaixantes, apresentando-se, portanto, de modo horizontal a sub-horizontal, quando se encaixam em camadas sedimentares. Os corpos que ocorrem em níveis mais rasos da crosta (diques, *sills*, *stocks*) são classificados como subvulcânicos, ao passo que o batólito é um corpo intrusivo tipicamente plutônico de profundidade.

Os corpos extrusivos comuns são derrames e vulcões isolados, que são alimentados por condutos ou fissuras.

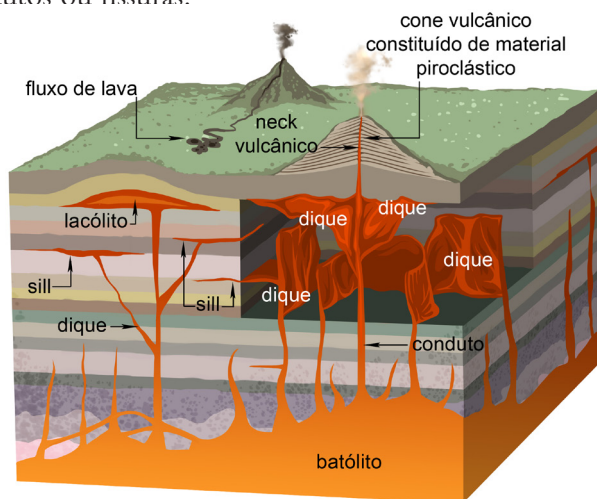


Figura 9.7: Estruturas e tipos de corpos magmáticos intrusivos e extrusivos mais comuns. Os diques são corpos tabulares que cortam as camadas das rochas encaixantes e por esse motivo são qualificados de corpos discordantes. Os *sills*, que são também corpos tabulares, acompanham o acamamento das rochas encaixantes e, portanto, são qualificados de corpos concordantes. Os batólitos são intrusões plutônicas de pelo menos 100 km², quando expostos na superfície, após erosão dos materiais sobrejacentes. Corpos intrusivos menores são denominados *stocks*. São corpos discordantes, pois “cortam” as camadas de rochas encaixantes. Os vulcões possuem um conduto que alimenta o processo; quando o magma cristaliza e fecha o conduto, sua parte superior é chamada *neck*.

9.4.2 Lava

A lava pode apresentar diversas feições, observáveis durante o seu extravasamento e que são função principalmente de sua viscosidade e da composição química do magma.

A lava de composição básica pode ser bastante fluida, formando derrames bastante extensos. A película superficial da lava em movimento pode adquirir um padrão dobrado, retorcido, em razão do fluxo do magma abaixo dela. Essa forma retorcida caracteriza as lavas em corda ou pahoehoe (**Figura 9.8a**), sendo comum em derrames básicos fluidos, oriundos de magmas com temperaturas entre 1.000 °C e 1.200 °C. Lavas ainda de composição básica, mas um pouco mais viscosas, se espalham menos facilmente no terreno e apresentam uma crosta áspera, rachada. O deslocamento do derrame vulcânico, neste caso, ocorre por meio de blocos irregulares amontoados, fragmentos pontiagudos e lascas, que avançam pelo terreno em função do próprio peso e da topografia do terreno. Esse tipo de lavas “em blocos” é chamado **lavas aa**. É comum encontrar esses dois tipos de feições nos derrames vulcânicos na Islândia ou no Havaí (**Figura 9.8b**).

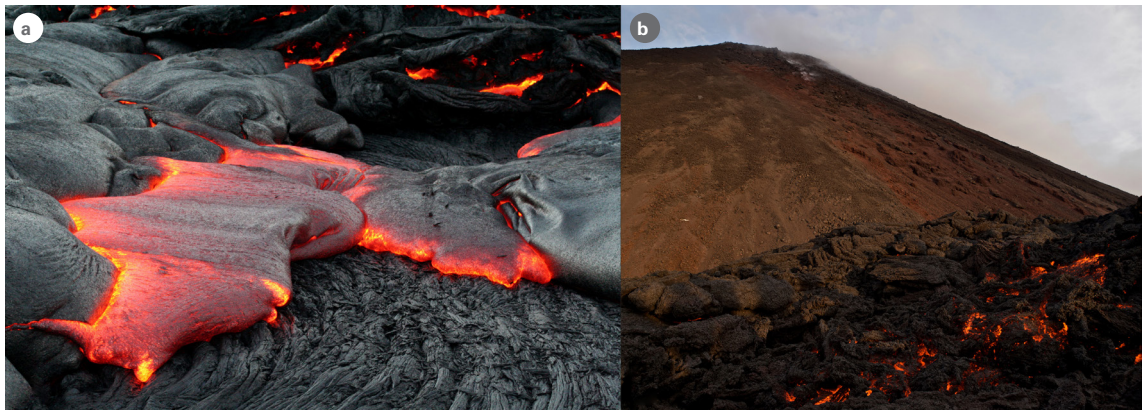


Figura 9.8: a. Lava em corda ou pahoehoe. b. Lava em “blocos” ou “aa”.

Uma estrutura particular de lava basáltica se forma quando esta entra em contato com a água em erupções submarinas. Nesse caso, as rochas vulcânicas se empilham no substrato oceânico, adquirindo um formato ovalado parecido com almofadas. Tais almofadas têm diferentes tamanhos e recebem o nome de *pillow lavas*. Neste caso particular, devido ao contato com a água fria, forma-se uma borda vítrea por causa do resfriamento quase instantâneo da lava enquanto, no interior da almofada, o magma tem resfriamento mais lento, uma vez que essa película externa funciona como um eficiente isolante térmico. Mas, sob

efeito da pressão interna, a crosta vítrea formada é rompida, a lava remanescente extravasa da primeira almofada, formando uma nova pelo contato com a água, com outra película exterior vítrea (**Figura 9.9**).



Figura 9.9: Fragmento solidificado de lava em almofada ou *pillow lava*. Este tipo de lava é formado em contato com a água, geralmente no oceano.

9.4.3 Materiais piroclásticos

Durante uma erupção explosiva, o magma é expulso com violência em virtude dos gases aprisionados, associando-se a este fenômeno uma grande quantidade de materiais diversos, que são ejetados da câmara magmática. A liberação explosiva e abrupta desses gases pode ejetar a lava em pulsos a grandes altitudes; junto com a lava, que se consolida em partículas e blocos, ocorre também a cinza vulcânica (poeira finíssima).

Todo este material forma os depósitos piroclásticos (**materiais piroclásticos**) com fragmentos de tamanho variando de alguns centímetros a decímetros ou mais, que caem na proximidade da cratera ou fenda vulcânica, ou a distâncias de algumas dezenas de metros a alguns quilômetros do sítio eruptivo. Contudo, os fragmentos menores (alguns milímetros a micrômetros), que constituem a cinza vulcânica, podem atingir altitudes suficientes para serem incorporados nas correntes atmosféricas e transportados a grandes distâncias (dezenas a centenas de quilômetros) antes de cair e cobrir grandes superfícies. Trata-se, portanto, de

um fenômeno de grandes proporções, que pode afetar a vegetação, o solo, os habitantes de uma grande região e até mesmo o fluxo de aviões, como aconteceu com as erupções vulcânicas recentes no Chile e na Islândia.

Em termos práticos, os diferentes materiais expulsos pelos vulcões são classificados, em função de seu tamanho, em cinzas (<2 mm), *lapilli* (2 - 64 mm), blocos (angulosos) e bombas (ovalados) (>64 mm) (**Figura 9.10**). Os blocos são, geralmente, projetados em estado sólido, arrancados do conduto ou da cratera do vulcão. As bombas são lavas ejetadas ainda em estado líquido, que se resfriam durante sua trajetória no ar, adquirindo formatos alongados; podem, inclusive, cair ainda não completamente solidificadas e apresentar aspectos de “crosta de pão” (**Figura 9.10**). A solidificação de lava rica em gases forma escórias ou púmices com textura vesicular (**Figura 9.10**). Gotículas de lava projetadas durante a erupção, ao esfriarem no ar, podem formar gotas ou filamentos cristalizados chamados, em homenagem à deusa havaiana do fogo, de lágrimas ou cabelos de Pelée.

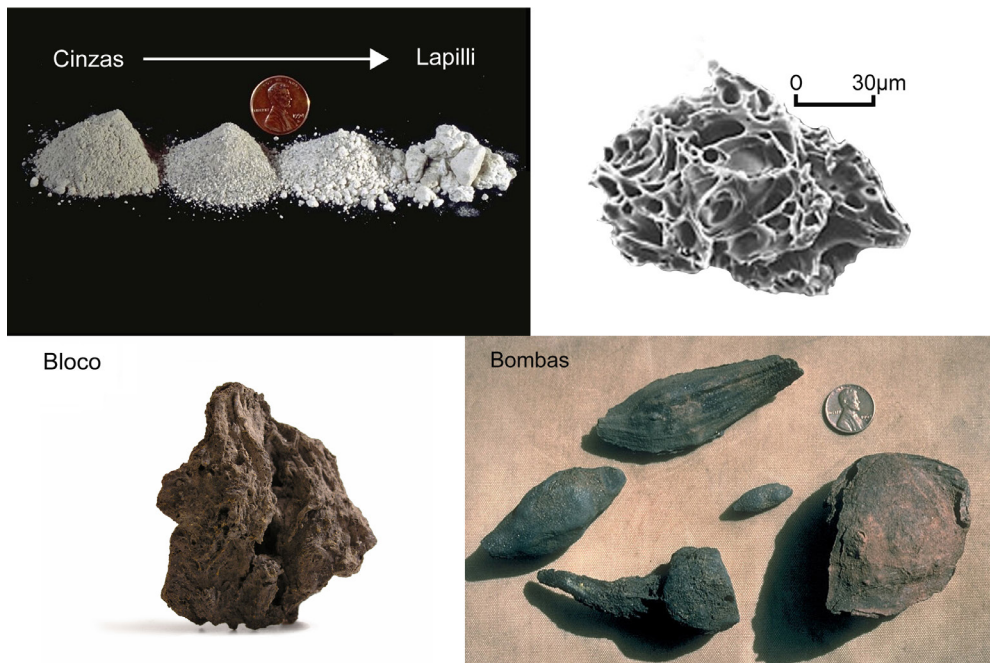


Figura 9.10: Materiais piroclásticos: cinzas (<2 mm), *lapilli* (2-64 mm), blocos (angulosos), bombas (ovalados) (>64 mm) e fragmento micrométrico de pedra púmice.

A ejeção muito violenta e brusca de uma mistura de gases e materiais piroclásticos gera as **nuvens ardentes**. Esse fenômeno vulcânico tem enorme poder destrutivo, pois o deslocamento do material superaquecido (várias centenas de graus Celsius) é extremamente veloz (centenas

de km.h^{-1}), o que faz o material resvalar nos flancos do vulcão e se espalhar a várias dezenas de quilômetros, varrendo e incinerando tudo na sua passagem. Em outras palavras, as erupções com escoamento de lava, fluxos piroclásticos, emissões de gases, quedas de blocos, bombas vulcânicas e outros piroclastos, ou mesmo o colapso de flancos do edifício vulcânico, representam os principais riscos vulcânicos, provocando desastres naturais e, inúmeras vezes, perdas materiais e humanas. Um desses exemplos devastadores da história recente foi a erupção do vulcão Mount Pelée que, em 1902, arrasou a cidade de Saint-Pierre, na Martinica, matando cerca de 30.000 pessoas.

9.4.4 Gases

Os vulcões lançam grandes quantidades de gases antes, durante e após a erupção. 90% dos gases são constituídos por vapor d'água, mas outros gases como monóxido e dióxido de carbono (CO , CO_2), gases de enxofre (SO_2 , H_2S), vapores de ácido clorídrico (HCl) e metano (CH_4) podem também ser emitidos. As exalações gasosas remanescentes de um episódio vulcânico, ou sua reativação, têm temperaturas variáveis (entre $800\text{ }^\circ\text{C}$ e $100\text{ }^\circ\text{C}$) em função das misturas de vapores e conteúdo de minerais dissolvidos. Entre os exemplos interessantes deste fenômeno estão os gêiseres que ocorrem em muitas regiões de vulcanismo recente e se caracterizam como uma atividade ligada à influência do calor do magma sobre a água subterrânea. Trata-se de jatos intermitentes de água quente e vapor que irrompem em fraturas em intervalos de tempo aproximadamente regulares. Regiões vulcânicas do Chile (Atacama), Nova Zelândia (Rotorua), Islândia e Estados Unidos da América (Parque Nacional de Yellowstone) são mundialmente conhecidas por essa atividade.

9.4.5 Outros fenômenos associados

Outro fenômeno associado ao vulcanismo e extremamente perigoso é o fluxo torrencial de lama e detritos denominado **lahar**. Ele resulta do acúmulo de materiais instáveis na encosta do vulcão e da presença de água abundante (rio, neve, derretimento de gelo, chuvas intensas etc.). Um fenômeno desse tipo ocorreu após a erupção do vulcão Nevado Del Ruiz, na Colômbia, em novembro de 1985, causando a morte de 25.000 pessoas. Vários *lahars* se formaram após o derretimento de geleiras no cume do edifício vulcânico (5.389 m de altitude), que atingiram as cidades de Chinchina a 60 km a oeste, Armero a 72 km a leste e Mariquita a 80 km a nordeste, todas situadas em vales. A velocidade dos *lahars* atingiu 12 m.s^{-1} .

O vulcanismo também proporciona benefícios através da atividade hidrotermal, ou seja, dos fluidos quentes, como fonte de calor e formação de minérios. A emissão de vapores através de pequenos condutos visíveis em superfície, as **fumarolas**, pode ser associada à precipitação de substâncias químicas dissolvidas, formando o travertino – uma rocha calcária de origem química, formada por bandas de calcita, aragonita e óxidos de ferro – muito utilizado como pedra ornamental. As soluções hidrotermais, que circulam através de fissuras e fraturas nas rochas, ao se resfriarem, podem ainda formar depósitos minerais metálicos (em filões ou veios) como ouro, sulfetos (de Fe: pirita; de Pb: galena; de Zn: esfarelita), ou ainda concentrações econômicas de enxofre, como no Chile. Por outro lado, a circulação de água subterrânea próxima a uma câmara magmática ou a rochas aquecidas pela atividade magmática pode ser aproveitada para a geração de energia (a energia geotérmica é convertida em energia elétrica), como no caso da Islândia, por exemplo, e pode se manifestar em superfície através da formação de fontes de águas quentes, lagos de lama borbulhante ou gêiseres. Nestes casos, a temperatura da água varia de 80 °C a mais de 180 °C.

9.5 Tipos e estilos eruptivos

Quando pensamos em um edifício vulcânico, o formato típico que nos vem à mente é o de um cone com uma cratera central e flancos íngremes (**Figura 9.7**). Mas, nem todos os vulcões são iguais como esse modelo tradicional. Na verdade, a forma e a estrutura dos vulcões são determinadas pela natureza das erupções, a viscosidade do magma e pelos materiais ejetados. Assim, a erupção pode ser classificada como **central** ou **fissural** em razão de vários fatores, entre eles a localização das placas tectônicas e as propriedades do magma e dos seus produtos, como será detalhado a seguir.

9.5.1 Erupção fissural

As erupções fissurais ocorrem através de fissuras e fraturas da crosta e podem gerar grandes derrames basálticos (**Figura 9.11a**). Em erupções classificadas como efusivas, a lava muito fluida escoar na superfície em grande velocidade (dezenas de km.h^{-1}) e percorre grandes distâncias (até 50 km). Fontes de lava (quando ejetadas sob pressão) e túneis de lava são frequentemente associados ao fenômeno (**Figura 9.11b**). Uma erupção fissural pode durar vários dias, meses ou anos, com variação de intensidade, e as taxas de emissão de lava basáltica também variam durante a erupção.

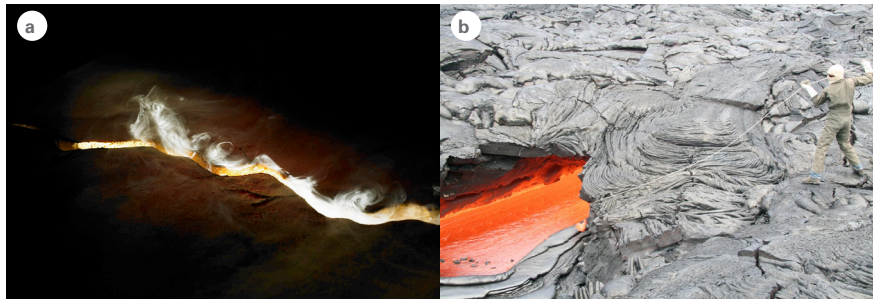


Figura 9.11: A. Erupção fissural; e B. Formação de túnel de lava associadas a erupções efusivas e lava muito fluida.

9.5.2 Vulcões-escudo

Outro exemplo típico de atividade vulcânica central é o **vulcão-escudo**, cujo exemplo mais conhecido é o Mauna Loa, no Havaí, um dos maiores vulcões da Terra com seus 4.170 m de altura (**Figura 9.12a**). O caráter efusivo e relativamente calmo da erupção promove a formação de um edifício vulcânico mais largo do que alto, ou seja, com um formato cônico achatado e flancos pouco íngremes. Isto revela que o magma é de caráter básico e muito fluido. As lavas pahoehoe e aa foram originalmente descritas no Havaí. Durante a atividade magmática, a lava pode se estagnar na cratera, formando um lago de lava (**Figura 9.12b**).

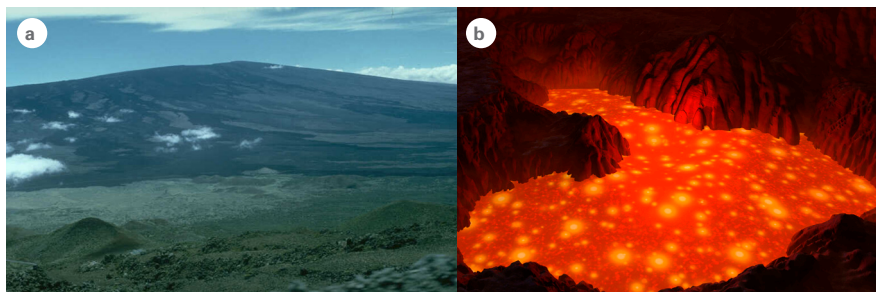


Figura 9.12: a. Vulcão-escudo; e b. Lago de lava em cratera.

9.5.3 Estrato-vulcões, domos, caldeiras

Os derrames sucessivos de lava conjugados com depósitos piroclásticos formam edifícios cônicos altos, com flancos íngremes, os **estrato-vulcões** (**Figura 9.10a**). Trata-se também de vulcões do tipo central, mas de alto risco, já que podem entrar em atividade após décadas ou

até séculos de inatividade, devido ao acúmulo de pressão na câmara magmática. A erupção pode causar grande destruição por fluxos piroclásticos sucessivos. Esse processo cataclísmico ocorreu em 1980, no monte Santa Helena, no Oeste dos Estados Unidos (**Figura 9.13a**); o caráter catastrófico desta erupção foi devido à composição rica em sílica do magma (portanto, mais viscoso) e a presença significativa de gases. Outro exemplo é o do Vesúvio que, na famosa erupção de 79 d.C, após séculos de inatividade, destruiu completamente as cidades de Pompeia e Herculano.

Quando a viscosidade da lava é muito alta a ponto de não permitir o escoamento pelos flancos do vulcão, mesmo com declividade elevada, a lava pode acumular-se no local, formando um **domo** (**Figura 9.13c**). Essa feição morfológica pode fazer o papel de uma “rolha” para o magma e tornar a erupção extremamente explosiva.

No caso de uma erupção cataclísmica que pode esvaziar a câmara magmática muito rapidamente, o teto da câmara magmática pode colapsar juntamente com parte do cume do vulcão devido à perda de sustentação. Nesse caso, forma-se uma grande depressão com flancos íngremes – a **caldeira** (**Figura 9.13d**).

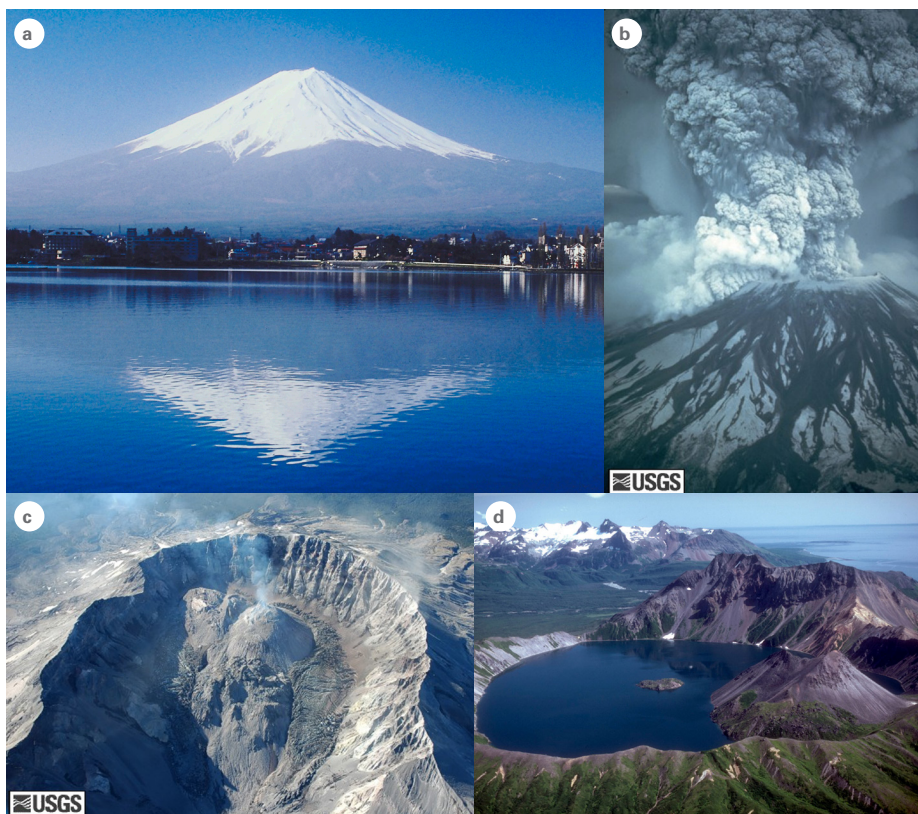


Figura 9.13: Tipos de edifícios vulcânicos. **a.** Estrato-vulcão. **b.** Erupção explosiva do Monte Santa Helena em 1980. **c.** Domo. **d.** Caldeira.



Curiosidades Vulcânicas

- Os mais altos vulcões: Nevado Ojos del Salado (6.908 m) na América do Sul, Kilimanjaro (5.895 m) na África, Monte Damavand (5.671 m) na Ásia, Elbrous (5.642 m) na Europa, Pico de Orizaba (5.675 m) na América do Norte, Monte Sidley (4.181 m) na Antártica, Mauna Kea (4.208 m acima do nível do mar, 6.000 m abaixo do nível do mar) no Havaí.
- Em Marte, o monte Olympus tem 27.000 m!
- Volume de materiais ejetados por um vulcão: Tambora, Indonésia, em 1815, 100 km³; Krakatoa, Indonésia, em 1881, 18 km³; Pinatubo, Filipinas, em 1991, 10 km³; Vesúvio, Itália, em 79 d.C., 5 km³; Kilauea, Havaí, em 1983, 3 km³; Monte Santa Helena, Estados Unidos, em 1980, 5 km³.
- A erupção do Parícutín, no México, durou 9 anos (de 1943 a 1952) e as lavas basálticas de 200 m de espessura perto das crateras cobriram uma zona de 25 km².
- O vulcão ativo mais ao sul do planeta é o Monte Erebus na Antártica a 1.387 km do Polo Sul. O vulcão Beerenberg, na ilha Jan Mayen, é o mais próximo do Polo Norte (2.104 km).
- Na Tanzânia, África, o vulcão Ol Doinyo Lengai é um vulcão cujas lavas são muito peculiares; são ricas em carbonato de sódio, muito fluidas, pretas quando extravasam em temperaturas relativamente baixas (500 °C a 600 °C), mas se tornam brancas quando esfriam. Essas lavas brancas dão origem a carbonatitos.



9.6 Magmatismo e Tectônica de Placas

Vimos como os processos magmáticos podem gerar diferentes tipos de rochas ígneas. Sabemos que a atividade magmática está relacionada com o movimento das placas tectônicas. As principais zonas de intensa atividade magmática localizam-se nas zonas de divergência de placas (dorsais mesoceânicas, riftes), nas zonas de convergência (subducção) e nos *hot spots* (pontos quentes). O magmatismo nas dorsais mesoceânicas não é geralmente observável, pois ocorre em grandes profundidades, mas é predominante, representando cerca de 80% do magmatismo global. As rochas extrusivas geradas pela atividade magmática da Terra são menos abundantes que as rochas intrusivas, cristalizadas em profundidade (**Figura 9.14**).

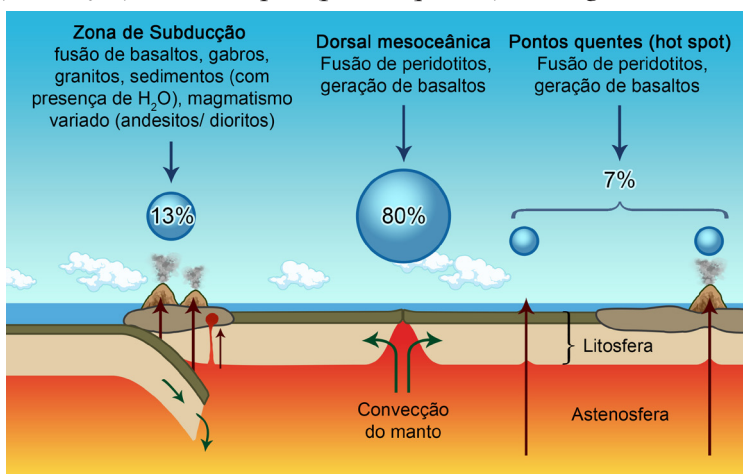


Figura 9.14: Natureza e produção de magmas em zonas de subducção, dorsais mesoceânicas e pontos quentes.

9.6.1 Magmatismo em zona divergente de placas

Ao longo das cadeias mesoceânicas (tópico **Tectônica Global**), são gerados grandes volumes de magma, formando continuamente nova crosta oceânica. Essa cadeia vulcânica às vezes emerge, como no caso da Islândia, induzida por uma pluma do manto (*hotspot*).

Nessas condições, ocorre a fusão parcial do manto superior (ou seja, a fusão parcial de peridotitos, a menos de 200 km de profundidade), gerando magmas basálticos. Cabe ressaltar que a Islândia é palco de erupções vulcânicas desde março de 2011; o mesmo ocorreu no ano anterior; em ambas as épocas, enormes problemas econômicos foram gerados pela interrupção do tráfego aéreo, devido à falta de segurança dos voos, ameaçados pela poeira vulcânica.

9.6.2 Magmatismo em zona convergente de placas

Na zona de subducção, a litosfera oceânica mergulha sob a litosfera continental (margem continental ativa) ou oceânica (arco de ilhas). Nestas regiões, as diversas condições que afetam a litosfera (aumento do fluxo de calor, aporte de sedimentos hidratados etc.) originam um magmatismo (plutonismo e vulcanismo) importante. O vulcanismo, muitas vezes explosivo, é característico do Círculo de Fogo do Pacífico, que acompanha as bordas da placa do Pacífico, como foi detalhado no tópico **Tectônica Global**.

Em zonas de colisão de duas placas oceânicas, o magmatismo é do tipo andesítico, em razão da fusão de uma crosta oceânica com poucos sedimentos marinhos. Em zonas de colisão entre placas continental e oceânica, os processos magmáticos são mais complexos, pois envolvem a fusão parcial do manto e a fusão de sedimentos ricos em água, silício e elementos alcalinos como o sódio, por exemplo, levados em profundidade junto com a crosta oceânica (mais densa), que mergulha sob a crosta continental, menos densa. Os magmas gerados nesse contexto apresentam composições variadas, de andesítica a riolítica. Já na parte continental, os magmas gerados são predominantemente de natureza granítica e cristalizam em profundidade, formando corpos intrusivos de grande extensão, ao passo que em superfície ocorrem os correspondentes efusivos. O vulcanismo nos Andes é um exemplo de produtos magmáticos efusivos em zona de subducção.

9.6.3 Magmatismo tipo *hot spot*

Alguns vulcões ocupam uma posição diferenciada no interior da placa. Este tipo de vulcanismo (tópico **Tectônica Global**) pode ocorrer em placa oceânica ou continental, embora o primeiro seja mais expressivo, devido provavelmente à menor espessura, maior plasticidade e temperatura da crosta, tornando-a menos resistente à ascensão do magma. Esses vulcões resultam da atividade de uma pluma do manto (*hot spot*), uma zona local quente relativamente fixa em relação à placa em movimento. Esses vulcões formam ilhas como as do Havaí, Polinésia francesa e Ilha da Reunião, e são a expressão de uma anomalia térmica em profundidade (na interface manto-núcleo, a 2.900 km de profundidade, ou na interface manto inferior-manto superior, a 670 km de profundidade), que é responsável pela contínua ascensão de grandes volumes de magma.

9.7 Rochas ígneas e recursos minerais

Depósitos minerais importantes podem estar relacionados à cristalização magmática, seja durante ou na fase final da cristalização do magma, aí incluídas as atividades hidrotermais. Os depósitos formados durante a cristalização do magma geralmente se hospedam em rochas máficas, enquanto os tardios são frequentemente encontrados em rochas da crosta continental enriquecidas em feldspatos e quartzo. Os depósitos de cromita e níquel, por exemplo, estão associados aos processos magmáticos intrínsecos, ao passo que as mineralizações tardias pós-magmáticas estão representadas pela concentração de metais como estanho, molibdênio, wolfrânio, zinco, chumbo e prata, em regiões apicais das cúpulas de *stocks* graníticos ou em veios em suas encaixantes próximas. Em todos esses casos, cabe sempre lembrar que o processo fundamental na formação de magmas e seus produtos é a Tectônica de Placas.

Referências

- PRESS, F.; SIEVER, R.; GROTZINGER, J.; JORDAN, T. H. **Para entender a Terra**. 4. ed. Porto Alegre: Bookman, 2006. 656p.
- TEIXEIRA W.; FAIRCHILD T.; TOLEDO M. C. M. de; TAIOLI F. **Decifrando a Terra**, 2. ed. São Paulo: Companhia Editora Nacional, 2009. 623p.
- TARBUCK E. J.; LUTGENS F. K.; TASA D. (2010). **Earth: An introduction to physical geology**. 10. ed. New Jersey: Prentice Hall, 2010. 724p.