

A black and white photograph showing a soil profile. The top part of the image shows dense vegetation, likely trees and shrubs, growing on a slope. Below the vegetation, a distinct soil profile is visible, showing different layers of soil. The soil appears to be dark and somewhat crumbly, with some roots visible extending downwards. The background is a bright, overexposed sky.

8

**INTEMPERISMO E
FORMAÇÃO DO SOLO**

**Maria Cristina M. Toledo
Sonia Maria B. de Oliveira
Adolpho J. Melfi**

Habitamos a superfície da Terra e dependemos, para viver, dos materiais disponíveis. Estes, em sua maior parte, são produto das transformações que a crosta terrestre sofre na interação com a atmosfera, a hidrosfera e a biosfera, ou seja, são produtos do **intemperismo**. Constituem a base de importantes atividades humanas, relacionadas, por exemplo, ao cultivo do solo e ao aproveitamento dos depósitos minerais na construção civil e na indústria. A exploração sustentável desses recursos depende do conhecimento de sua natureza e da compreensão de sua gênese, o que constitui o objetivo principal deste capítulo.

O intemperismo é o conjunto de modificações de ordem física (desagregação) e química (decomposição) que as rochas sofrem ao aflorar na superfície da

Terra. Os produtos do intemperismo, rocha alterada e solo, estão sujeitos aos outros processos do ciclo supérgeno – erosão, transporte, sedimentação – os quais acabam levando à denudação continental, com o conseqüente aplainamento do relevo.

Os fatores que controlam a ação do intemperismo são o clima, que se expressa na variação sazonal da temperatura e na distribuição das chuvas, o relevo, que influi no regime de infiltração e drenagem das águas pluviais, a fauna e flora, que fornecem matéria orgânica para reações químicas e remobilizam materiais, a rocha parental, que, segundo sua natureza, apresenta resistência diferenciada aos processos de alteração intempérica e, finalmente, o tempo de exposição da rocha aos agentes intempéricos.

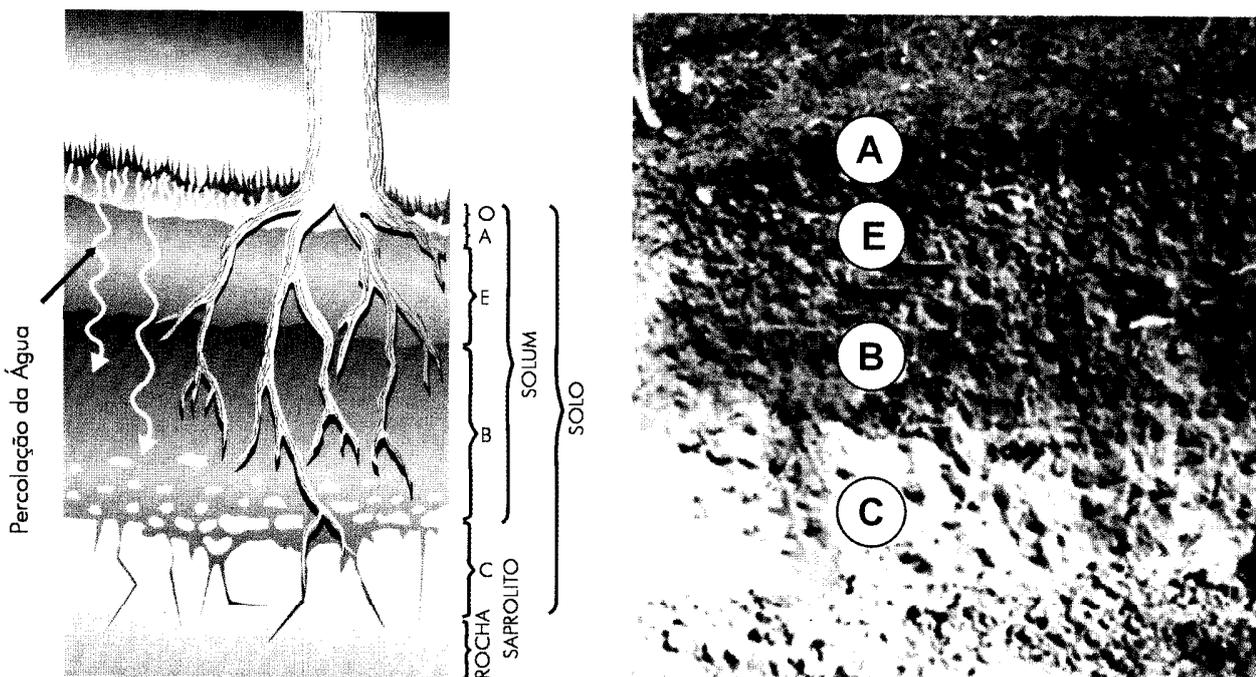


Fig. 8.1 Perfil de alteração ou perfil de solo típico, constituído, da base para o topo, pela rocha inalterada, saprolito e solum. O solum compreende os horizontes afetados pela pedogênese (O, A, E e B). O solo compreende o saprolito (C) e osolum.

Descrição dos horizontes:

- C – Horizonte de rocha alterada (saprolito). Pode ser subdividido em saprolito grosseiro (parte inferior, onde as estruturas e texturas da rocha estão conservadas) e saprolito fino (parte superior, onde a herança morfológica da rocha não é mais reconhecida).
- B – Horizonte de acumulação de argila, matéria orgânica e oxi-hidróxidos de ferro e de alumínio.
- E – Horizonte mais claro, marcado pela remoção de partículas argilosas, matéria orgânica e oxi-hidróxidos de ferro e de alumínio.
- A – Horizonte escuro, com matéria mineral e orgânica e alta atividade biológica.
- O – Horizonte rico em restos orgânicos em vias de decomposição.

A **pedogênese** (formação do solo) ocorre quando as modificações causadas nas rochas pelo intemperismo, além de serem químicas e mineralógicas, tornam-se sobretudo estruturais, com importante reorganização e transferência dos minerais formadores do solo – principalmente argilominerais e oxihidróxidos de ferro e de alumínio – entre os níveis superiores do manto de alteração. Aí desempenham papel fundamental a fauna e a flora do solo que, ao realizarem suas funções vitais, modificam e movimentam enormes quantidades de material, mantendo o solo aerado e renovado em sua parte mais superficial.

O intemperismo e a pedogênese levam à formação de um **perfil de alteração** ou **perfil de solo**. O perfil é estruturado verticalmente, a partir da rocha fresca, na base, sobre a qual formam-se o **saprolito** e o **solum**, que constituem, juntos, o **manto de alteração** ou **regolito** (Fig. 8.1). Os materiais do perfil vão se tornando tanto mais diferenciados com relação à rocha parental em termos de composição, estruturas e texturas, quanto mais afastados se encontram dela. Sendo dependentes do clima e do relevo, o intemperismo e a pedogênese ocorrem de maneira distinta nos diferentes compartimentos morfo-climáticos do globo, levando à formação de perfis de alteração compostos de horizontes de diferente espessura e composição.

8.1 Tipos de Intemperismo

Os processos intempéricos atuam através de mecanismos modificadores das propriedades físicas dos minerais e rochas (morfologia, resistência, textura, etc.), e de suas características químicas (composição química e estrutura cristalina). Em função dos mecanismos

predominantes de atuação, são normalmente classificados em **intemperismo físico** e **intemperismo químico**. Quando a ação (física ou bioquímica) de organismos vivos ou da matéria orgânica proveniente de sua decomposição participa do processo, o intemperismo é chamado de físico-biológico ou químico-biológico.

8.1.1 Intemperismo físico

Todos os processos que causam desagregação das rochas, com separação dos grãos minerais antes coesos e com sua fragmentação, transformando a rocha inalterada em material descontínuo e friável, constituem o intemperismo físico.

As variações de temperatura ao longo dos dias e noites e ao longo das diferentes estações do ano causam expansão e contração térmica nos materiais rochosos, levando à fragmentação dos grãos minerais. Além disso, os minerais, com diferentes coeficientes de dilatação térmica, comportam-se de forma diferenciada às variações de temperatura, o que provoca deslocamento relativo entre os cristais, rompendo a coesão inicial entre os grãos. A mudança cíclica de umidade também pode causar expansão e contração e, em associação com a variação térmica, provoca um efetivo enfraquecimento e fragmentação das rochas. Este mecanismo é especialmente eficiente nos desertos, onde a diferença de temperatura entre o dia e a noite é muito marcada.

O congelamento da água nas fissuras das rochas, acompanhado por um aumento de volume de cerca de 9%, exerce pressão nas paredes, causando esforços que terminam por aumentar a rede de fraturas e fragmentar a rocha (Figs. 8.2 e 8.3).

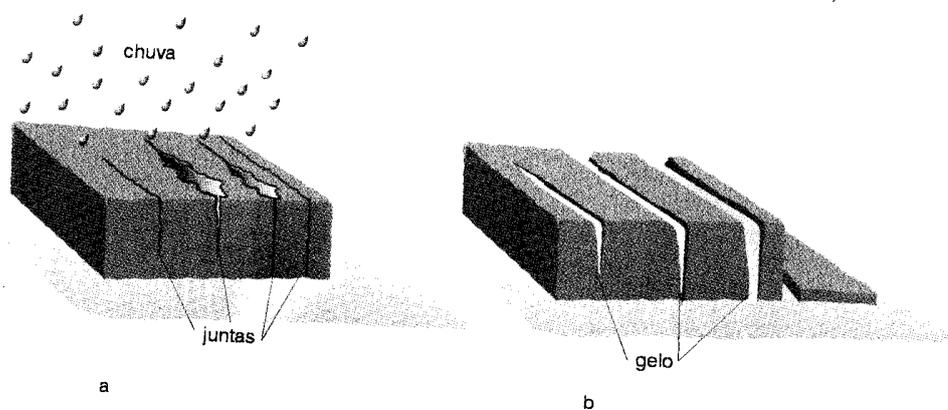


Fig. 8.2 Fragmentação por ação do gelo. A água líquida ocupa as fissuras da rocha (a), sendo posteriormente congelada, expandindo e exercendo pressão nas paredes (b).

A cristalização de sais dissolvidos nas águas de infiltração tem o mesmo efeito. Com o passar do tempo, o crescimento desses minerais também causa expansão das fissuras e fragmentação das rochas. Essa cristalização pode chegar a exercer pressões enormes sobre as paredes das rochas, não somente devido ao próprio crescimento dos cristais, mas também por sua expansão térmica, quando a temperatura aumenta nas horas mais quentes do dia, ou pela absorção de umidade.

Este tipo de intemperismo físico é um dos principais problemas que afetam os monumentos. Os sais mais comuns que se precipitam nas fissuras das rochas são cloretos, sulfatos e carbonatos originados da própria alteração intempélica da rocha, que são dissolvidos

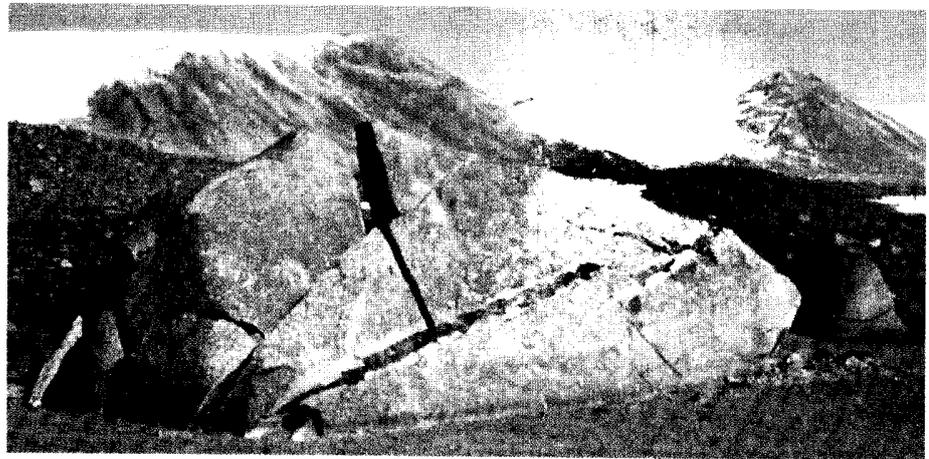


Fig. 8.3 Bloco de gnaiss fraturado pela ação do gelo nas fissuras (Antártica). Foto: Michael Hambrey.

pelas soluções percolantes provenientes das chuvas. Há, atualmente, uma grande preocupação em preservar e restaurar monumentos históricos e, por essa razão, esses processos intempéricos vêm sendo intensamente investigados.

O intemperismo físico também ocorre quando as partes mais profundas dos corpos rochosos ascendem a níveis crustais mais superficiais. Com o alívio da pressão, os corpos rochosos expandem, causando a abertura de fraturas grosseiramente paralelas à superfície ao longo da qual a pressão foi aliviada. Estas fraturas recebem o nome de **juntas de alívio** (Fig. 8.4).

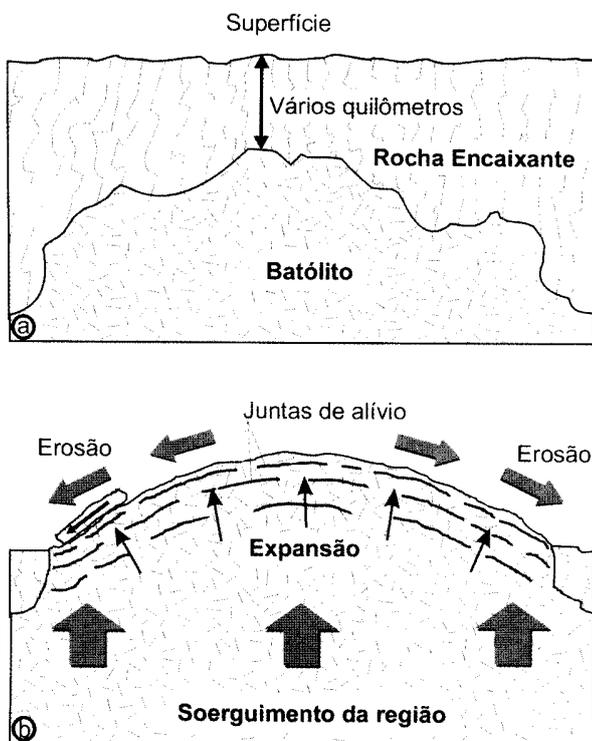


Fig. 8.4 Formação das **juntas de alívio** em consequência da expansão do corpo rochoso sujeito a alívio de pressão pela erosão do material sobreposto. Estas discontinuidades servem de caminhos para a percolação das águas que promovem a alteração química. a) antes da erosão; b) depois da erosão.



Fig. 8.5 Ação do crescimento de raízes, alargando as fissuras e contribuindo para a fragmentação das rochas. Foto: Alain Ruellan.

Finalmente, outro efeito do intemperismo físico é a quebra das rochas pela pressão causada pelo crescimento de raízes em suas fissuras (Fig. 8.5).

Fragmentando as rochas e, portanto, aumentando a superfície exposta ao ar e à água, o intemperismo físico abre o caminho e facilita o intemperismo químico. A Fig. 8.6 mostra o aumento da superfície específica de um bloco de rocha quando dividido em blocos menores.

8.1.2 Intemperismo químico

O ambiente da superfície da Terra, caracterizado por pressões e temperaturas baixas e riqueza de água

e oxigênio, é muito diferente daquele onde a maioria das rochas se formaram. Por esse motivo, quando as rochas afloram à superfície da Terra, seus minerais entram em desequilíbrio e, através de uma série de reações químicas, transformam-se em outros minerais, mais estáveis nesse novo ambiente.

O principal agente do intemperismo químico é a água da chuva, que infiltra e percola as rochas. Essa água, rica em O_2 , em interação com o CO_2 da atmosfera, adquire caráter ácido. Em contato com o solo, onde a respiração das plantas pelas raízes e a oxidação da matéria orgânica enriquecem o ambiente em CO_2 , tem seu pH ainda mais diminuído.

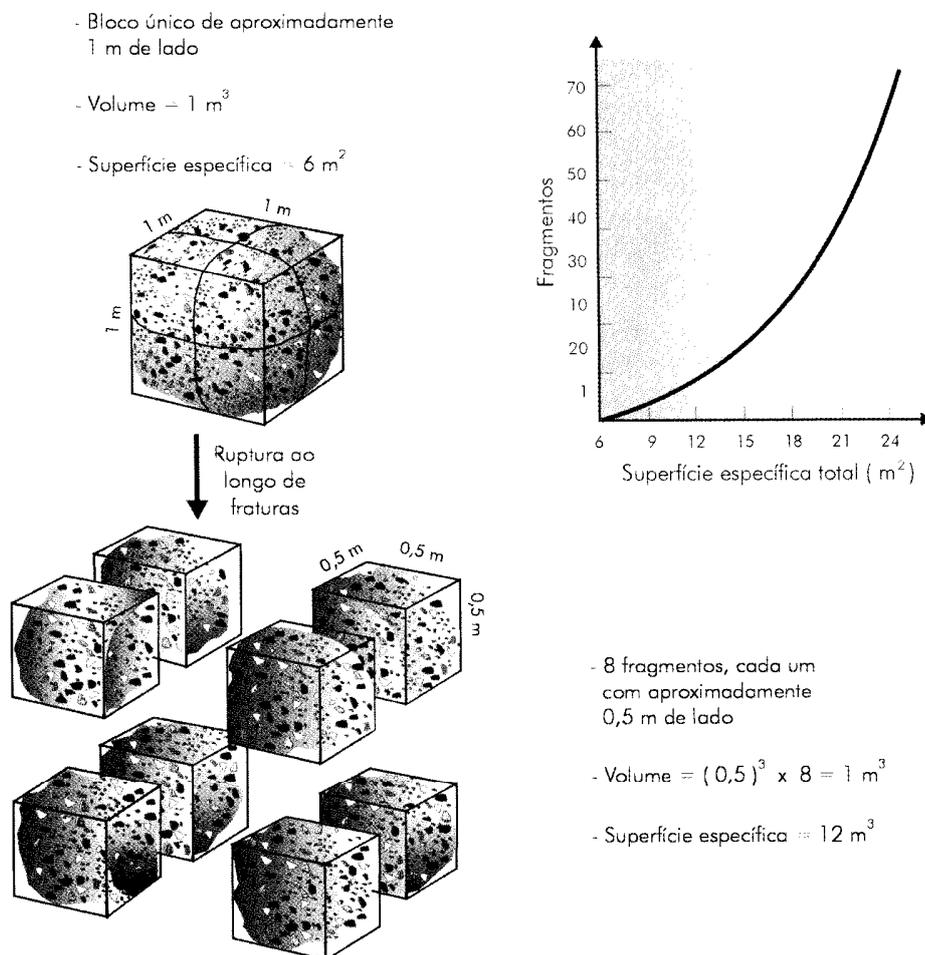
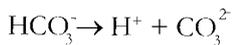
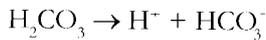
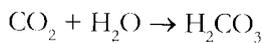


Fig. 8.6 A fragmentação de um bloco de rocha é acompanhada por um aumento significativo da superfície exposta à ação dos agentes intempéricos. Neste exemplo, um bloco de rocha aproximadamente cúbico, de 1 m de lado, apresenta uma área exposta de 6 m^2 ; quando dividido em oito volumes cúbicos de 0,5 m de lado, passa a apresentar superfície exposta de 12 m^2 . O gráfico mostra que a superfície específica aumenta geometricamente com o aumento do número de fragmentos em que é dividido o bloco.

As equações abaixo representam os equilíbrios de H_2O com CO_2 :



Quando a degradação da matéria orgânica não é completa, vários tipos de ácidos orgânicos são formados e incorporados às águas percolantes, tornando-as muito ácidas e, conseqüentemente, aumentando seu poder de ataque em relação aos minerais, intensificando assim o intemperismo químico.

Os constituintes mais solúveis das rochas intemperizadas são transportados pelas águas que drenam o perfil de alteração (**fase solúvel**). Em conseqüência, o material que resta no perfil de alteração (**fase residual**) torna-se progressivamente enriquecido nos constituintes menos solúveis. Esses constituintes estão nos **minerais primários residuais**, que resistiram à ação intempérica, e nos **minerais secundários** que se formaram no perfil. Dentre os principais minerais residuais, o mais comum é o quartzo. Os minerais secundários são chamados de **neoformados** quando resultam da precipitação de substâncias dissolvidas nas águas que percolam o perfil, como é o caso, por exemplo, dos oxi-hidróxidos de ferro e de alumínio. Quando se formam pela interação entre as soluções de percolação e os minerais primários, modificando sua composição química, porém preservando pelo menos parcialmente sua estrutura, são chamados de **minerais secundários transformados**. A transformação ocorre essencialmente entre os filossilicatos, como no caso das micas (filossilicato primário) alteradas em illitas ou vermiculitas (filossilicatos secundários).

8.2 Intemperismo, Erosão e Sedimentação

O intemperismo é um elo importante no ciclo das rochas, estando sua atuação estritamente relacionada à gênese das rochas sedimentares.

Os processos intempéricos atuando sobre as rochas individualizam uma fase residual que permanece *in situ*, cobrindo os continentes, e que é formada por minerais primários inalterados e minerais secundários transformados e neoformados. As principais associações minerais do manto de alteração incluem o quartzo,

as micas mais ou menos transformadas, os argilominerais do grupo da caulinita e da esmectita e os oxi-hidróxidos de ferro e alumínio. Complementarmente à geração do manto de alteração, é produzida uma fase líquida composta de soluções aquosas ricas nos elementos mais solúveis nas condições reinantes na superfície da Terra, tais como o sódio, o cálcio, o potássio e o magnésio e, em menor grau, o silício.

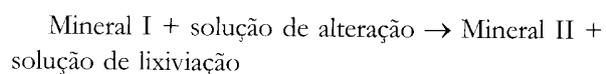
Em períodos de estabilidade tectônica, quando os continentes estão recobertos por vegetação, essas soluções são lentamente drenadas do perfil de alteração, indo depositar-se nos compartimentos rebaixados das paisagens, entre os quais os mais importantes são as bacias de sedimentação marinhas. Assim, enquanto o continente sofre principalmente erosão química, que leva ao rebaixamento de sua superfície, nas bacias sedimentares precipitam-se essencialmente sedimentos químicos, que darão origem às rochas sedimentares químicas, tais como os calcários, *cherts* e evaporitos (ver Cap. 14).

Mudanças climáticas e fenômenos tectônicos podem colocar em desequilíbrio o manto de alteração dos continentes, removendo a vegetação e tornando-o mais vulnerável à erosão mecânica. Dessa forma, os minerais primários e secundários formados no perfil serão carregados pelas águas e depositados nas bacias de sedimentação. Essa etapa do aplainamento dos continentes dominada pela remoção mecânica dos materiais do manto de alteração está relacionada à geração das rochas sedimentares clásticas, tais como os arenitos, folhelhos e argilitos (ver Cap. 14).

Ambientes de intemperismo e ambientes de sedimentação podem ser vistos, portanto, como complementares, sendo dominantes nos primeiros os processos de subtração de matéria e, nos últimos, os processos de adição de matéria.

8.3 As Reações do Intemperismo

As reações do intemperismo químico podem ser representadas pela seguinte equação genérica:



Estas reações estão sujeitas às leis do equilíbrio químico e às oscilações das condições ambientais. Assim, se componentes, como a própria água, são retirados ou adicionados, as reações poderão ser aceleradas ou retardadas, ou seguir caminhos diferentes, gerando

diferentes minerais secundários e diferentes soluções de lixiviação.

Na maior parte dos ambientes da superfície da Terra, as águas percolantes têm pH entre 5 e 9. Nesses ambientes, as principais reações do intemperismo são **hidratação**, **dissolução**, **hidrólise** e **oxidação**. Em alguns ambientes, o pH das águas pode ser inferior a 5 e, neste caso, ao invés da hidrólise, a reação predominante é a **acidólise**.

Hidratação

A hidratação dos minerais ocorre pela atração entre os dipolos das moléculas de água e as cargas elétricas não neutralizadas das superfícies dos grãos (Fig. 8.7). Na hidratação, moléculas de água entram na estrutura mineral, modificando-a e formando, portanto, um novo mineral. Como exemplo, pode-se citar a transformação de anidrita em gipso, segundo a reação:

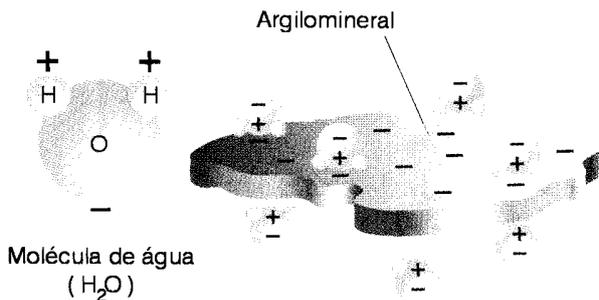
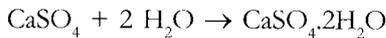
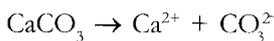


Fig. 8.7 As cargas elétricas insaturadas na superfície dos grãos minerais atraem as moléculas de água, que funcionam como dipolos devido à sua morfologia.

Dissolução

Alguns minerais estão sujeitos à dissolução, que consiste na solubilização completa. É o caso, por exemplo, da calcita e da halita, que entram em solução conforme as equações abaixo:



A dissolução intensa das rochas, que ocorre mais comumente em terrenos calcários, pode levar à formação de **relevos cársticos**, caracterizados pela presença de cavernas e dolinas (ver Cap. 7).

Hidrólise

Os principais minerais formadores das rochas, que são os silicatos, podem ser concebidos como sais de um ácido fraco (H_4SiO_4) e de bases fortes (NaOH , KOH , $\text{Ca}(\text{OH})_2$, $\text{Mg}(\text{OH})_2$). Quando em contato com a água, os silicatos sofrem **hidrólise**, resultando numa solução alcalina, pelo fato de o H_4SiO_4 estar praticamente indissociado e as bases muito dissociadas.

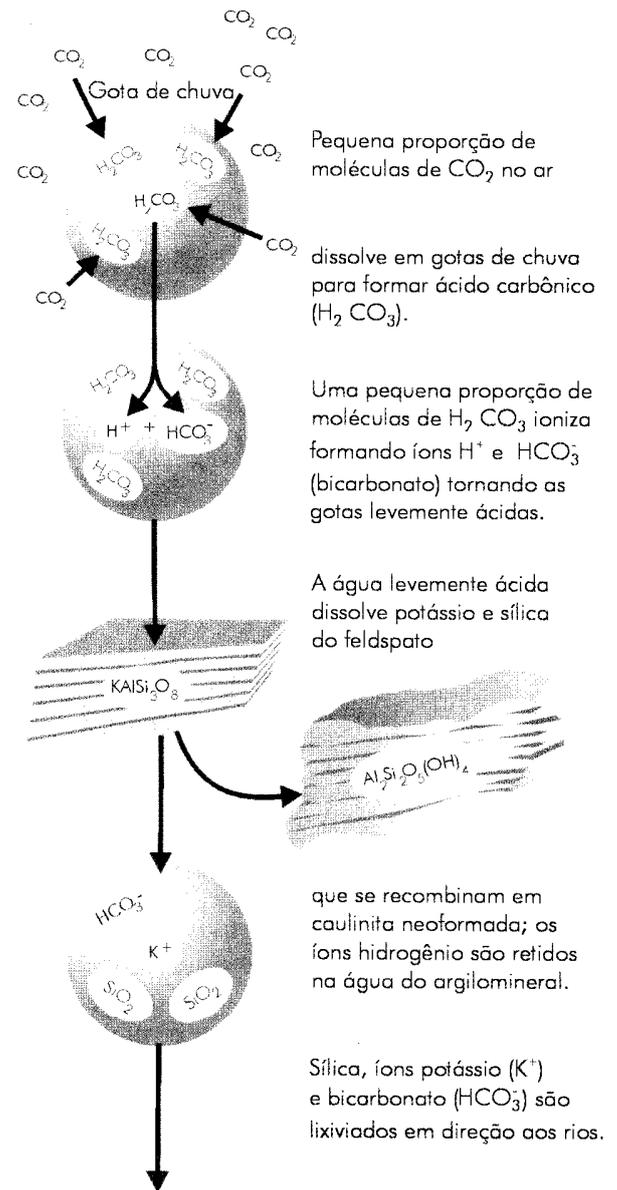


Fig. 8.8 Alteração de um feldspato potássico em presença de água e ácido carbônico, com a entrada de H^+ na estrutura do mineral, substituindo K^+ . O potássio é totalmente eliminado pela solução de lixiviação e a sílica apenas parcialmente; a sílica não eliminada recombina-se com o alumínio também não eliminado, formando uma fase secundária argilosa (caulinita).

O íon H^+ , resultado da ionização da água, entra nas estruturas minerais, deslocando principalmente os cátions alcalinos (K^+ e Na^+) e alcalino-terrosos (Ca^{2+} e Mg^{2+}), que são liberados para a solução. A estrutura do mineral na interface sólido/solução de alteração acaba sendo rompida, liberando Si e Al (átomos isolados: monômeros, em grupos: polímeros) na fase líquida. Esses elementos podem recombinar-se, resultando na neoformação de minerais secundários. A Fig. 8.8 mostra o esquema de alteração de um feldspato em um mineral secundário neoformado, a caulinita. Na Fig. 8.9, um cristal de feldspato em vias de alteração por dissolução, sem formação de produtos secundários de precipitação imediata, dá uma idéia da perda de matéria e da geração de porosidade causadas pelo intemperismo químico.

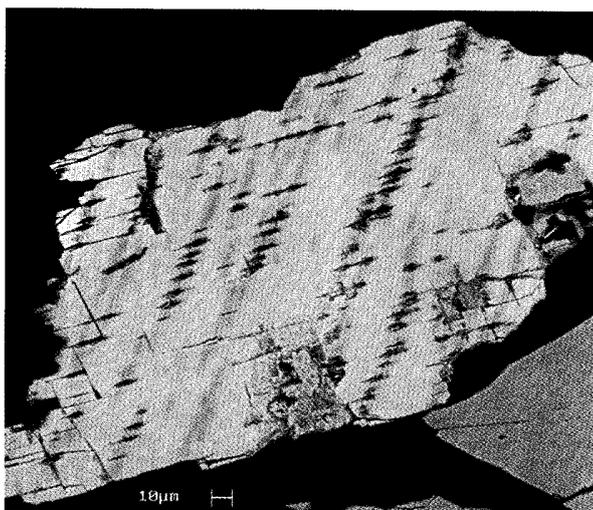


Fig. 8.9 Imagem obtida ao Microscópio Eletrônico de Varredura, mostrando feldspato parcialmente dissolvido ao longo das clivagens pelo intemperismo químico. Foto: A. Alcover Neto.

A hidrólise ocorre sempre na faixa de pH de 5 a 9. Se há, no meio, condições de renovação das soluções reagentes, estas mantêm-se sempre diluídas, e as reações podem prosseguir, eliminando os componentes solúveis. O grau de eliminação dos elementos/substâncias dissolvidos define a intensidade de hidrólise. Por exemplo, no caso dos feldspatos potássicos, podem-se distinguir:

Hidrólise total

Na hidrólise total, 100% da sílica e do potássio são eliminados. A sílica, apesar de pouco solúvel na faixa de pH da hidrólise (Fig. 8.10) pode ser total-

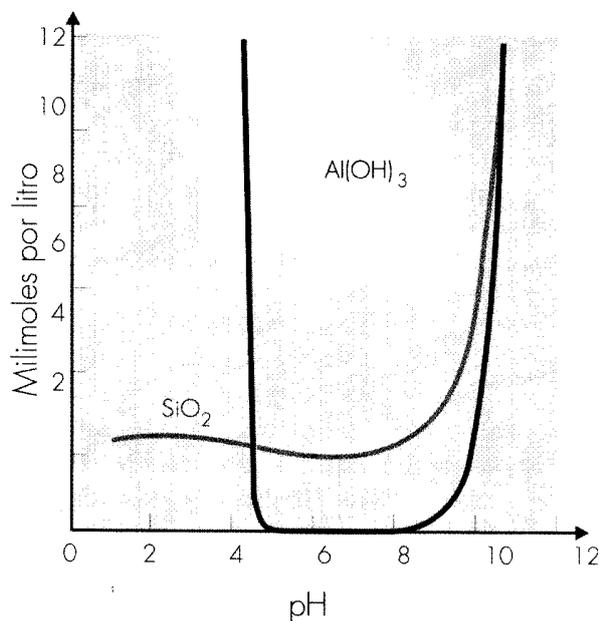
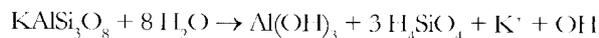


Fig. 8.10 Solubilidade da sílica e do alumínio em função do pH, a 25°C. Até valores de pH de cerca de 8, a sílica é pouco solúvel; sua solubilidade aumenta em meios mais alcalinos. O alumínio é praticamente insolúvel no intervalo de pH dos ambientes normais na superfície (4,5 a 9,5); em meios muito ácidos ou muito alcalinos, é solubilizado como Al^{3+} e AlO_2^- , respectivamente.

mente eliminada se as soluções de alteração permanecerem diluídas, o que acontece em condições de pluviosidade alta e drenagem eficiente dos perfis. O resíduo da hidrólise total do K-feldspato é o hidróxido de alumínio (gibbsita), insolúvel nessa faixa de pH (Fig. 8.10).

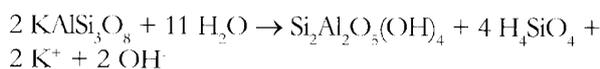


Hidrólise parcial

Na hidrólise parcial, em função de condições de drenagem menos eficientes, parte da sílica permanece no perfil; o potássio pode ser total ou parcialmente eliminado. Esses elementos reagem com o alumínio, formando aluminossilicatos hidratados (**argilominerais**).

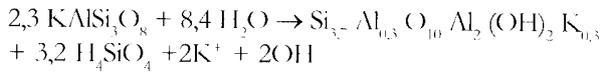
Em função do grau de eliminação do potássio, duas situações são possíveis:

- 100% do potássio é eliminado em solução:



Nesse caso, forma-se a caulinita, com eliminação de 66% da sílica e permanência de todo o alumínio.

- parte do potássio não é eliminada em solução:



Aqui forma-se outro tipo de argilomineral, a esmectita, com eliminação de 87% do potássio, 46% da sílica e permanência de todo o alumínio.

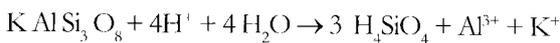
No caso de hidrólise total, além do alumínio, também o ferro permanece no perfil, já que esses dois elementos têm comportamento geoquímico muito semelhante no domínio hidrolítico. Ao processo de eliminação total da sílica e formação de oxi-hidróxidos de alumínio e de ferro dá-se o nome de **alitização** ou **ferralitização**.

No caso de hidrólise parcial, há a formação de silicatos de alumínio, e o processo é genericamente denominado **sialitização**. Quando são originados argilominerais do tipo da caulinita, em que a relação de átomos Si:Al é 1:1 (um átomo de silício para um de alumínio na molécula), fala-se de **monossialitização**. No caso de serem formados argilominerais do tipo esmectita, em que a relação Si:Al é 2:1 (dois átomos de silício para um de alumínio na molécula), o processo é a **bissialitização**.

Acidólise

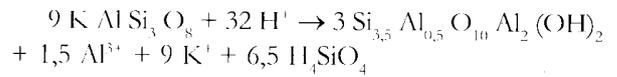
Na maior parte da superfície dos continentes, os processos intempéricos são de natureza hidrolítica. No entanto, em ambientes mais frios, onde a decomposição da matéria orgânica não é total, formam-se ácidos orgânicos que diminuem bastante o pH das águas, sendo assim capazes de complexar o ferro e o alumínio, colocando-os em solução. Nestes domínios de pH < 5 não é a hidrólise, mas a **acidólise** o processo dominante de decomposição dos minerais primários.

No caso do feldspato potássico, ocorre **acidólise total**, quando as soluções de ataque tiverem pH menor que 3, fazendo com que todos os elementos entrem em solução:



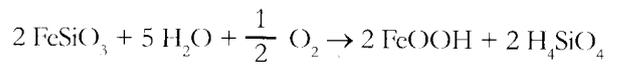
As rochas que sofrem acidólise total geram solos constituídos praticamente apenas dos minerais primários mais insolúveis como o quartzo (**solos podzólicos**).

A **acidólise parcial** ocorre quando as soluções de ataque apresentam pH entre 3 e 5 e, nesse caso, a remoção do alumínio é apenas parcial, levando à individualização de esmectitas aluminosas:



Oxidação

Alguns elementos podem estar presentes nos minerais em mais de um estado de oxidação, como, por exemplo, o ferro, que se encontra nos minerais ferromagnesianos primários como a biotita, anfíbólios, piroxênios e olivinas sob forma de Fe²⁺. Liberado em solução, oxida-se a Fe³⁺, e precipita como um novo mineral, a goethita, que é um óxido de ferro hidratado (Fig. 8.11):



A goethita pode transformar-se em hematita por desidratação:

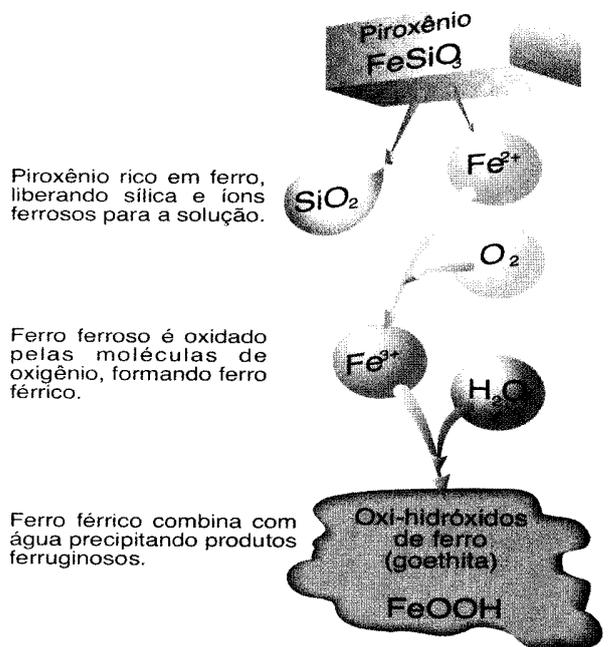
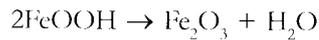


Fig. 8.11 A alteração intempérica de um mineral com Fe²⁺ resulta, por oxidação do Fe²⁺ para Fe³⁺, na formação de um oxi-hidróxido, a goethita.

O Fe^{3+} não entra na estrutura da maior parte dos argilominerais. Apenas em certas esmectitas (nontronitas) pode ser encontrado substituindo o Al^{3+} . Mais raramente, em quantidade muito pequena, pode substituir o Al^{3+} nas caulinitas. De modo geral, no domínio da hidrólise total ou da hidrólise que leva à monossilitização, o ferro é individualizado em óxidos e oxi-hidróxidos (hematita e goethita, principalmente). Esses minerais conferem às coberturas intempéricas tons de castanho, vermelho, laranja e amarelo, tão comuns nos solos das zonas tropicais.

Genericamente, dá-se o nome de **lateritas** às formações superficiais constituídas por oxi-hidróxidos de alumínio e de ferro e por caulinita. Ao conjunto de processos responsáveis por essas associações minerais, respectivamente, alitização e monossilitização, dá-se o nome de **laterização**.

Todas as reações do intemperismo químico acontecem nas descontinuidades das rochas, podendo resultar no fenômeno denominado **esfoliação esferoidal**. As arestas e os vértices dos blocos rochosos são mais expostos ao ataque do intemperismo químico que as faces, o que resulta na formação de blocos de formas arredondadas a partir de formas angulosas (Figs. 8.12 e 8.13).

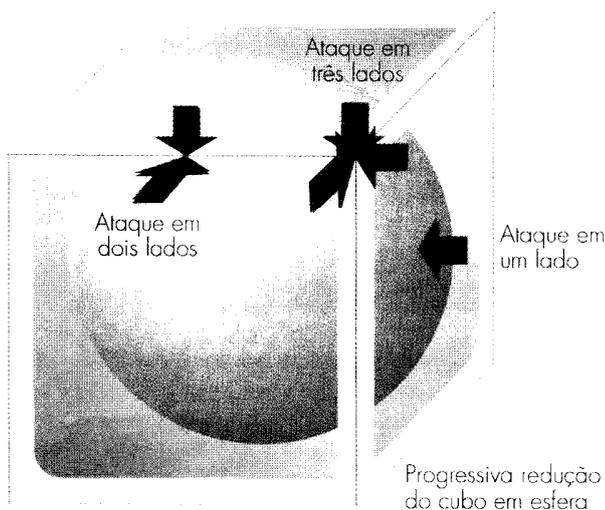


Fig. 8.12 A alteração esferoidal resulta na produção de formas arredondadas a partir de formas angulosas de blocos de rocha. As formas arredondadas podem apresentar-se escamadas, como mostra a Fig. 8.13. Este fenômeno deve-se à maior rapidez do ataque do intemperismo nos vértices e arestas dos blocos rochosos, em relação às faces.

8.4 Distribuição dos Processos de Alteração na Superfície da Terra

A distribuição potencial dos processos de alteração na superfície da Terra na escala do planeta, em função dos parâmetros climáticos atuais, está representada na Fig. 8.14. Esse esquema distingue basicamente dois domínios:

- Regiões sem alteração química, correspondendo a 14% da superfície dos continentes;
- Regiões com alteração química, correspondendo a 86% da superfície dos continentes.

As regiões sem alteração química são aquelas caracterizadas por uma carência total de água no estado líquido, o que pode resultar de duas situações:

- a) as temperaturas reinantes são inferiores a 0°C , de tal sorte que a água se encontra sempre no estado sólido: são as zonas polares;
- b) o meio é caracterizado por uma secura extrema devido à ausência de chuva, ou por forte evaporação: são os desertos verdadeiros, como o Saara, o Atacama e o Gobi.

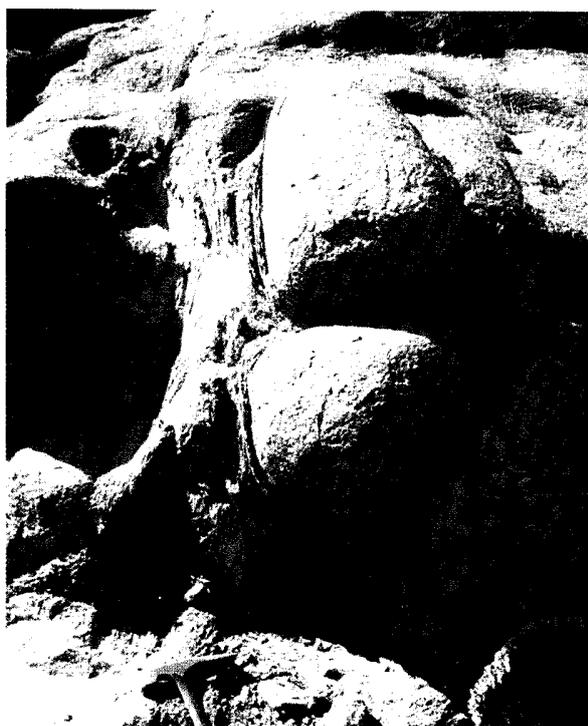


Fig. 8.13 Alteração esferoidal em bloco de rocha ígnea, com escamas concêntricas, sendo as mais externas mais alteradas que as mais internas. Fonte: Plummer & McGeary, 1996.

As regiões com alteração química correspondem ao resto do globo e são caracterizadas, ao mesmo tempo, por uma certa umidade e pela existência de cobertura vegetal mais ou menos desenvolvida. Trata-se de um domínio heterogêneo, que é subdividido em quatro zonas de distribuição grosseiramente latitudinal, em função de suas características climáticas:

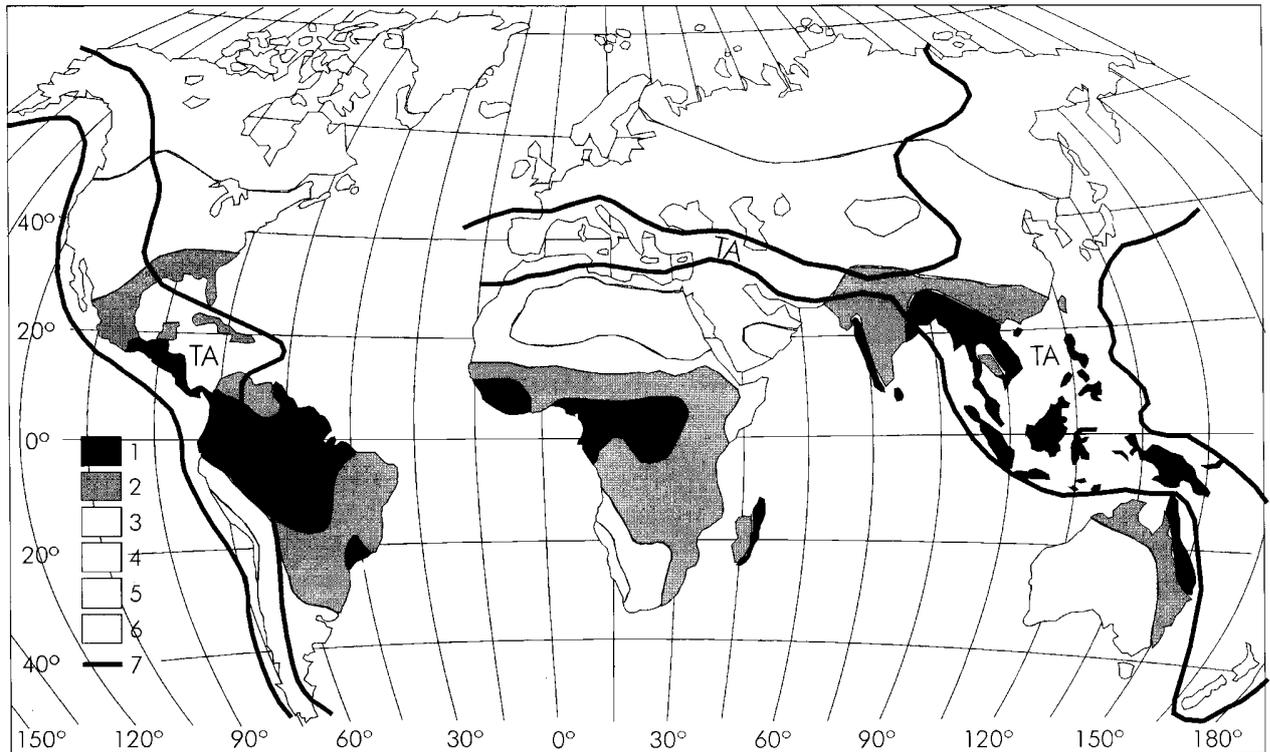
- Zona da acidólise total (16% da superfície continental)

São as zonas frias do globo, onde a vegetação é composta principalmente por líquens e coníferas, cujos resíduos se degradam lentamente, fornecendo com-

plexos orgânicos capazes de fazer o alumínio migrar por acidólise total. Os solos resultantes são solos podzólicos, ricos em quartzo e em matéria orgânica. A zona da acidólise total corresponde à zona circumpolar do hemisfério norte.

- Zona da alitização (13,5% da superfície continental)

Corresponde às regiões do domínio tropical, caracterizadas por precipitação abundante, superior a 1.500 mm, e vegetação exuberante. A associação mineral característica é de oxi-hidróxidos de ferro e de alumínio, goethita e gibbsita, respectivamente.



- 1 Zona da alitização
- 2 Zona da monossilificação
- 3 Zona da bissalificação
- 4 Zonas muito áridas, sem alteração química
- 5 Zona da acidólise total
- 6 Zonas cobertas por gelo
- 7 Extensão aproximada das áreas tectonicamente ativas (TA), nas quais os tipos de intemperismo encontram-se modificados

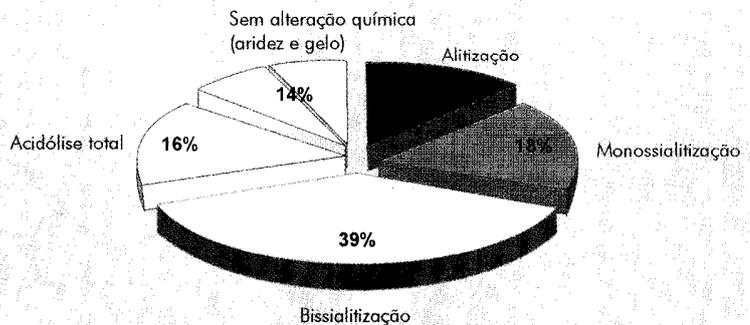


Fig. 8.14 Distribuição dos principais processos de intemperismo na superfície da Terra.

- Zona da monossilitização (18% da superfície continental)

Está contida no domínio tropical sub-úmido, com precipitação superior a 500 mm e temperatura média anual superior a 15°C. Os principais minerais formados são a caulinita e os oxi-hidróxidos de ferro.

- Zona da bissialitização (39% da superfície continental)

São as zonas temperadas e áridas, onde a alteração e lixiviação são pouco intensas, resultando na formação de argilominerais secundários em silício. Essa zona engloba tanto o ambiente hidrolítico de formação de esmectitas ricas em elementos alcalinos e alcalino-terrosos, como o ambiente da acidólise parcial, onde se formam as esmectitas aluminosas.

Esse esquema, válido na escala do planeta, pode ser bastante modificado por condições locais de relevo, microclima, tipo litológico predominante, etc. Na Bacia Amazônica, por exemplo, embora o processo dominante seja a laterização, sobre rochas ricas em quartzo pode ocorrer uma acidólise secundária, resultando na perda de argilas e levando à formação de verdadeiros solos podzólicos.

8.5 Fatores que Controlam a Alteração Intempérica

Várias características do ambiente em que se processa o intemperismo influem diretamente nas reações de alteração, no que diz respeito à sua natureza, velocidade e intensidade. São os chamados fatores de controle do intemperismo, basicamente representados pelo **material parental, clima, topografia, biosfera e tempo**.

Material parental

A alteração intempérica das rochas depende da natureza dos minerais constituintes, de sua textura e estrutura. Por exemplo, uma rocha silicática como o granito é mais resistente à alteração que uma rocha carbonática, como o mármore (Fig. 8.15).

Entre os minerais constituintes das rochas, alguns são mais suscetíveis que outros à alteração. A série de Goldich (Tabela 8.1) representa a seqüência normal de estabilidade dos principais minerais frente ao intemperismo. Para os minerais silicáticos de origem magmática, esta série é equivalente à série de Bowen



Fig. 8.15 Rochas diferentes expostas na mesma época (década de 1960), apresentando diferentes graus de alteração. A escultura, em mármore, encontra-se bastante alterada, enquanto o túmulo, em granito, está bem melhor preservado. Foto: M. C. M. de Toledo.

(ver Cap. 16), que representa a ordem de cristalização dos minerais a partir do magma. Assim, considerando a seqüência de minerais máficos, a olivina, primeiro mineral a cristalizar-se, a cerca de 1.400°C, é o mineral mais suscetível à alteração; em seguida vêm os piroxênios, os anfibólios e as micas, cristalizados a temperaturas mais baixas. Considerando a seqüência dos plagioclásios, a anortita apresenta ponto de fusão máximo e a albita, mínimo. Os K-feldspatos fundem a temperaturas ainda mais baixas. Assim, são mais suscetíveis à alteração intempérica, pela ordem, anortita, albita e K-feldspato. O quartzo, último mineral a cristalar-se, já a temperaturas próximas de 500°C, é o mineral comum mais resistente ao intemperismo. Não é, entretanto, inalterável, pois, em condições de clima tropical muito agressivas, o intemperismo químico pode dissolvê-lo.

Tabela 8.1 Série de Goldich: ordem de estabilidade frente ao intemperismo dos minerais mais comuns. Comparação com a série de cristalização magmática de Bowen.

ESTABILIDADE DOS MINERAIS	VELOCIDADE DE INTEMPERISMO	SÉRIE DE BOWEN
Mais estável	Menor	
Óxidos de ferro (hematita)		
Hidróxidos de alumínio (gibbsita)		Último a cristalizar
Quartzo		Quartzo
Argilominerais		
Muscovita		Muscovita
Ortoclásio		Ortoclásio
Biotita		
Albita		
Anfibólios		
Piroxênios		
Anortita		
Olivina		
Calcita		
Halita		
Menos estável	Maior	Primeiro a cristalizar

Como consequência dessa diferenciação de comportamento dos minerais frente ao intemperismo, os perfis de alteração serão naturalmente enriquecidos nos minerais mais resistentes, como o quartzo, e empobrecidos ou mesmo desprovidos dos minerais mais alteráveis, como a olivina.

A composição mineralógica da rocha em vias de alteração modifica o pH das soluções percolantes em função das reações químicas que ocorrem. Embora a carga elétrica global das estruturas minerais deva ser nula, a superfície dos grãos pode conter valências insaturadas. Em contato com a

água, ocorre hidratação pela atração entre os dipolos da água e as cargas superficiais (Fig. 8.7), podendo esta atração ser forte o suficiente para ionizar a água. Os íons H^+ assim gerados substituem os cátions nas superfícies dos grãos minerais, o que resulta no aumento do pH da fase líquida. Assim, a presença de minerais portadores de elementos alcalinos e alcalino-terrosos possibilita a instalação de um pH mais alcalino nas águas que os percolam, enquanto minerais sem estes elementos geram condições de pH mais ácidas.

Uma idéia desta diferença é dada pela escala de **pH de abrasão** (Tabela 8.2). O pH de abrasão é determinado experimentalmente através da medida do pH da suspensão formada por água destilada e ácido carbônico em contato, durante um certo tempo, com a fase mineral pura moída. Na natureza, onde raramente as rochas são monominerálicas, os valores de pH resultantes do contato delas com as águas são a média ponderada dos valores relativos às fases minerais presentes. O pH depende também do tempo de contato das soluções com os grãos minerais e pode variar dentro do perfil, de acordo com os minerais presentes. A boa circulação das soluções no perfil leva à homogeneização do pH. Assim, nas partes dos perfis onde a alteração se processa já há algum tempo, a circulação das águas é mais intensa e o pH das soluções é mais homogêneo. Nas zonas mais profundas do perfil, onde a alteração é incipiente pelo fato de as discontinuidades serem mais fechadas, restringindo a circulação das águas, a variação do pH das soluções é muito maior, diferindo de um ponto a outro, em função do contato com um ou outro mineral.

A textura da rocha original influencia o intemperismo, na medida em que permite maior ou menor infiltração da água. Entre os materiais sedimentares, os arenosos tendem a ser mais permeáveis que os argilosos. Considerando outros tipos de rochas, aquelas com arranjo mais compacto e texturas mais grossas (menor superfície específica dos grãos) alteram-se menos rapidamente que as menos compactas e de texturas mais finas. Outras discontinuidades, como juntas e diáclases, também facilitam a percolação das águas e, portanto, a alteração. É nesse sentido que o intemperismo físico, com seu efeito desagregador do material original, contribui para acelerar o intemperismo químico.

Na Fig. 8.16, pode-se observar o efeito, após erosão, do chamado intemperismo diferencial. A rocha da base da seqüência foi mais intemperizada, tornando-se friável e sendo mais erodida que a rocha da parte superior, que fica suspensa, ainda coesa, não afetada pelos agentes erosivos que atuaram na área. Efeito semelhante ocorreu nas rochas vulcânicas e sedimentares da Bacia do Paraná, onde as camadas de derrames basálticos foram menos

Tabela 8.2 Valores de pH de abrasão para os principais minerais

	Mineral	Composição	pH de abrasão
Silicatos	diopsídio	$\text{CaMg}(\text{SiO}_3)_2$	10 - 11
	olivina	$(\text{MgFe})_2\text{SiO}_4$	10 - 11
	hornblenda	$(\text{CaNa})_2(\text{MgFeAl})_5(\text{AlSi})_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$	10
	leucita	KAlSi_2O_6	10
	albita	$\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$	9 - 10
	biotita	$\text{K}(\text{MgFe})_3(\text{Al})\text{Si}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$	8 - 9
	microclínio	KAlSi_3O_8	8 - 9
	anortita	$\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$	8
	hiperstênio	$(\text{MgFe})_2\text{Si}_2\text{O}_6$	8
	muscovita	$\text{KAl}_2(\text{Al})\text{Si}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$	7 - 8
	ortoclásio	KAlSi_3O_8	8
	montmorillonita	$\text{Al}_2\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$	6 - 7
	caulinita	$\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$	5 - 7
	Óxidos	gibbsita	$\text{Al}(\text{OH})_3$
quartzo		SiO_2	6 - 7
Hematita		Fe_2O_3	6
Carbonatos	Magnesita	MgCO_3	10 - 11
	Dolomita	$\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$	9 - 10
	Calcita e aragonita	CaCO_3	8

intemperizadas e, assim, mais preservadas da erosão, que as rochas sedimentares sobre e subjacentes. O resultado é o relevo em forma de *cuestas*.



Fig. 8.16 O intemperismo, desagregando e decompondo as rochas, prepara o material para a erosão. Assim, rochas menos intemperizadas serão menos afetadas pela erosão. Na fotografia, observa-se que a erosão incidiu mais fortemente na rocha inferior, mais afetada pelo intemperismo. Fonte: Plummer, C. & D. McGeary, com permissão da McGraw Hill Companies.

A velocidade da alteração de um mesmo tipo de material pode modificar-se com o tempo. Por exemplo, um derrame vulcânico recém-formado apresentará, no início de sua exposição aos agentes intempéricos, uma alteração mais lenta, devido à limitada infiltração das águas. Com o desenvolvimento de material intemperizado na superfície do derrame, haverá progressivamente condições para que as águas se infiltrem cada vez mais e permaneçam mais tempo em contato com os materiais ainda inalterados, promovendo as reações químicas de forma mais eficiente que no início.

Clima

O clima é o fator que, isoladamente, mais influencia no intemperismo (Fig. 8.17). Mais do que qualquer outro fator, determina o tipo e a velocidade do intemperismo numa dada região. Os dois mais importantes parâmetros climáticos, precipitação e temperatura, regulam a natureza e a velocidade das reações químicas. Assim, a quantidade de água dispo-

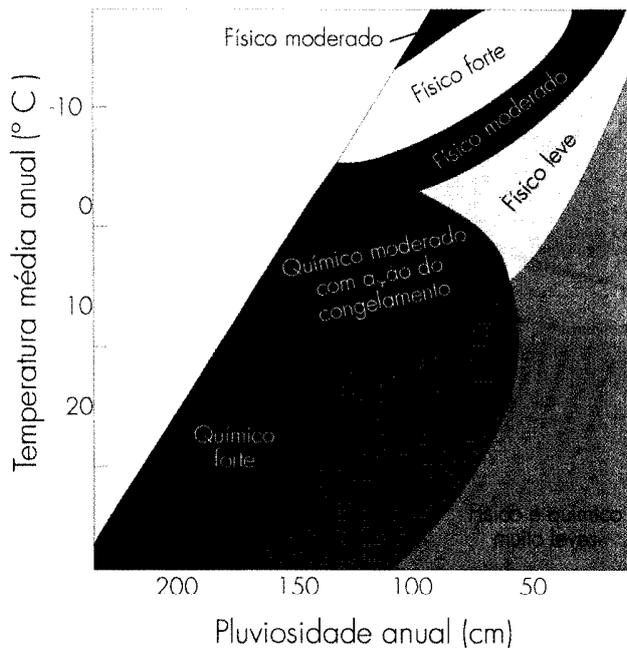
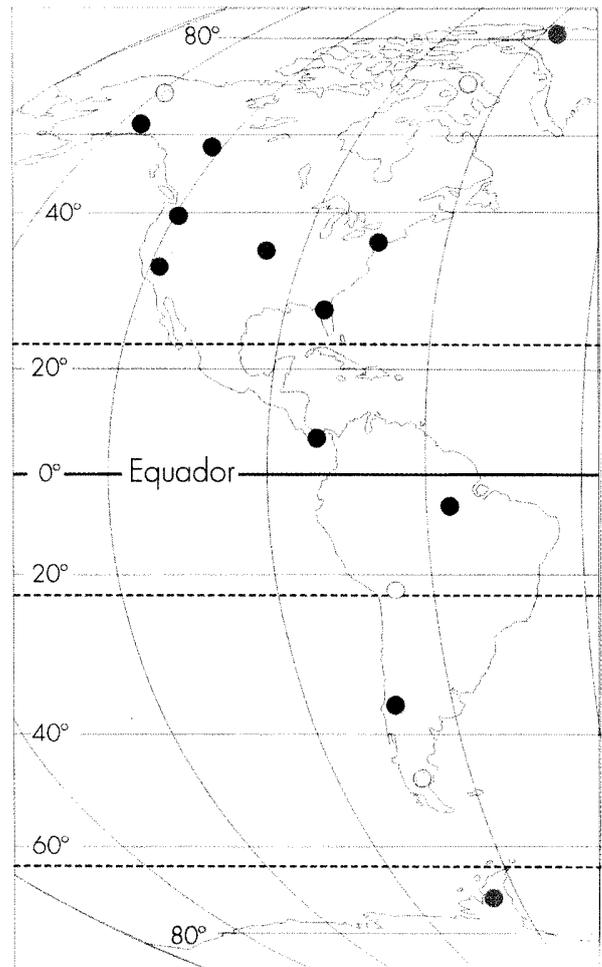


Fig. 8.17 O papel do clima é preponderante na determinação do tipo e eficácia do intemperismo. O gráfico mostra as variações das condições de intemperismo em função da pluviosidade anual e da temperatura média anual. O intemperismo físico predomina nas áreas onde temperatura e pluviosidade são baixas. Ao contrário, temperatura e pluviosidade mais altas favorecem o intemperismo químico. No mapa estão representados os diferentes regimes de intemperismo em várias regiões do continente americano.



nível nos perfis de alteração, fornecida pelas chuvas, bem como a temperatura, agem no sentido de acelerar ou retardar as reações do intemperismo, ou ainda modificar a natureza dos produtos neoformados, segundo a possibilidade de eliminação de componentes potencialmente solúveis.

Quanto maior a disponibilidade de água (pluviosidade total) e mais freqüente for sua renovação (distribuição das chuvas), mais completas serão as reações químicas do intemperismo. A Fig. 8.18 mostra que a quantidade e a natureza dos produtos do intemperismo estão muito bem correlacionadas com a precipitação média anual.

A temperatura desempenha um papel duplo, condicionando a ação da água: ao mesmo tempo em que acelera as reações químicas, aumenta a evaporação, diminuindo a quantidade de água disponível para a lixiviação dos produtos solúveis. A cada 10°C de aumento na temperatura, a velocidade das reações químicas aumenta de duas a três vezes.

A Fig. 8.19 mostra o efeito combinado da precipitação, temperatura e vegetação sobre o desenvolvimento

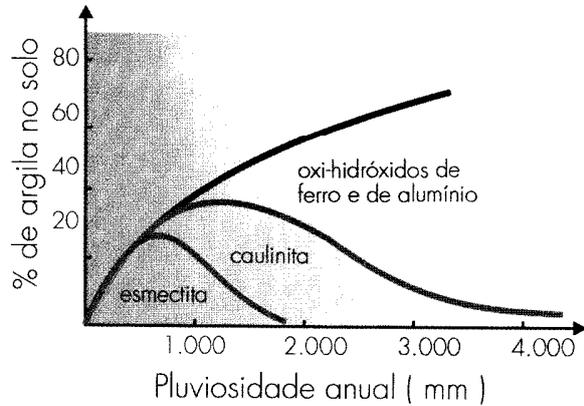


Fig. 8.18 A intensidade do intemperismo aumenta com a pluviosidade, resultando num solo com maior proporção de minerais secundários (fração argila). A cada faixa de pluviosidade corresponde uma composição preponderante dos minerais secundários: esmectita para pluviosidade não muito elevada (bissialitização), caulinita para pluviosidade média (monossialitização) e oxi-hidróxidos para pluviosidade mais alta (alitização e ferralitização).

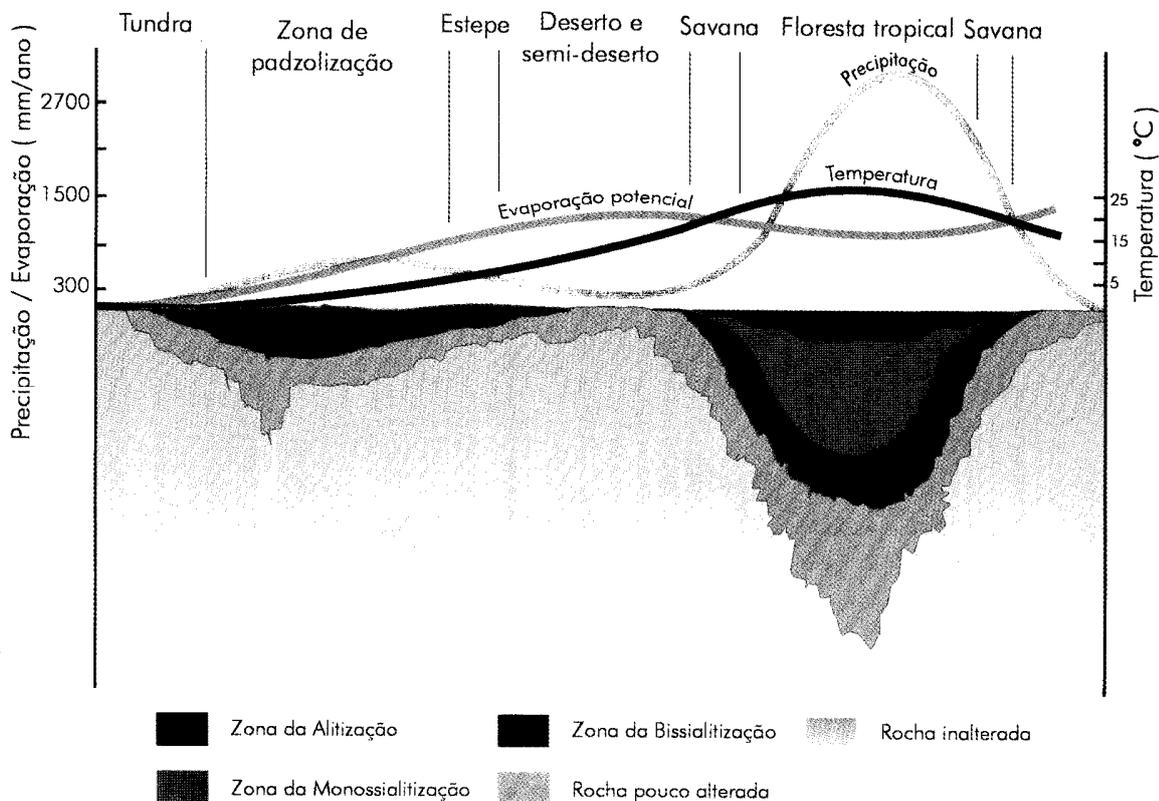


Fig. 8.19 O tipo e a intensidade do intemperismo podem ser relacionados com a temperatura, pluviosidade e vegetação. O intemperismo químico é mais pronunciado nos trópicos, onde temperatura e pluviosidade são maiores. Ao contrário, nas regiões polares e nos desertos, o intemperismo é mínimo.

do perfil de alteração. O intemperismo é mais pronunciado nos trópicos, onde a alteração é intensa, afetando todos os minerais alteráveis ao mesmo tempo, que desaparecem rapidamente, dando lugar a produtos secundários neoformados. Em geral, os minerais primários estão ausentes, com exceção daqueles mais resistentes como, por exemplo, o quartzo e a muscovita. Os perfis apresentam grande espessura de saprolito e de *solum*.

Nos climas mais frios, a alteração afeta apenas os minerais primários menos resistentes (por exemplo, nas rochas mais comuns da crosta, os ferromagnesianos, deixando inalterados os aluminossilicatos). Esta alteração é diferencial no tempo, resultando em níveis alterados que contêm uma certa quantidade de minerais primários não decompostos.

Um exemplo clássico da ação do clima na velocidade do intemperismo químico é dado pelo caso de um obelisco egípcio com idade de mais de 3.000 anos e que se encontrava ainda bem preservado em seu local de origem; quando foi retirado e exposto em região mais úmida (Nova Iorque, EUA), sofreu tamanha alteração que, após pouco tempo, as inscrições originais já não eram mais legíveis (Fig. 8.20).

Topografia

A topografia regula a velocidade do escoamento superficial das águas pluviais (que também depende da cobertura vegetal) e, portanto, controla a quantidade de água que se infiltra nos perfis, de cuja eficiência depende a eliminação dos componentes solúveis. As reações químicas do intemperismo ocorrem mais intensamente nos compartimentos do relevo onde é possível boa infiltração da água, percolação por tempo suficiente para a consumação das reações e drenagem para lixiviação dos produtos solúveis. Com a repetição desse processo, os componentes solúveis são eliminados e o perfil se aprofunda.

A Fig. 8.21 mostra diferentes situações de relevo que influem diretamente na infiltração das águas e na drenagem interna dos perfis. Em encostas muito íngremes, o perfil de alteração não se aprofunda porque as águas escoam rapidamente, não ficando em contato com os materiais tempo suficiente



Fig. 8.20 A agulha de Cleópatra, um obelisco egípcio de granito, sofreu alteração mais intensa em 75 anos em Nova Iorque do que em 35 séculos no Egito, sob clima muito mais seco. Foto: M. C. M. de Toledo.

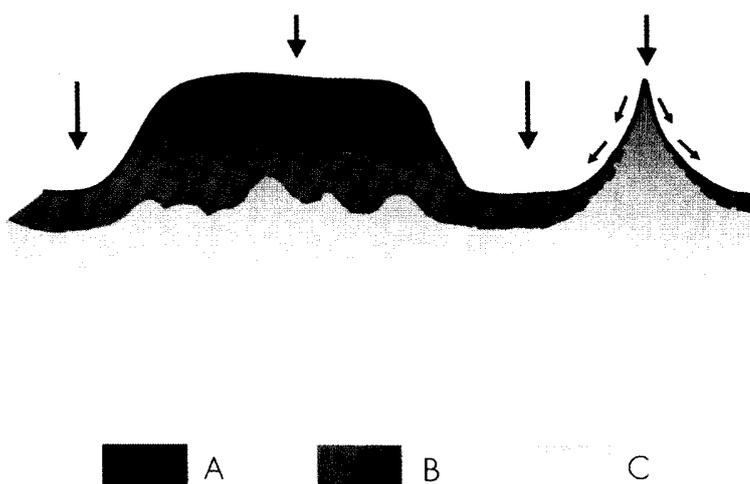


Fig. 8.21 Influência da topografia na intensidade do intemperismo. Setor A: Boa infiltração e boa drenagem favorecem o intemperismo químico. Setor B: Boa infiltração e má drenagem desfavorecem o intemperismo químico. Setor C: Má infiltração e má drenagem desfavorecem o intemperismo químico e favorecem a erosão.

para promover as reações químicas. Além disso, o material desagregado em início de alteração é facilmente carregado pela erosão. Por outro lado, nas baixadas, as águas ficam muito tempo em contato com as rochas e tornam-se concentradas nos componentes solúveis, perdendo assim sua capacidade de continuar promovendo as reações de ataque aos minerais. Nesses meios confinantes, próximos ao nível freático e sem escoamento suficiente, o perfil também não se aprofunda muito e o processo atuante é normalmente a bissialitização.

O relevo ideal para o desenvolvimento de perfis de alteração profundos e evoluídos, ou seja, portadores de minerais secundários de composição bem distante daquela dos minerais primários e pobres em componentes potencialmente solúveis, é o de platôs de encostas suaves. Nesses compartimentos topográficos, há desnível considerável em relação ao nível de base regional, permitindo boa infiltração das águas, drenagem interna dos perfis eficiente e conseqüente eliminação dos produtos dissolvidos. Com o escoamento superficial reduzido, os perfis formados são poupados de uma erosão intensa, podendo desenvolver grandes espessuras, de dezenas ou mesmo de centenas de metros. Os minerais secundários aí formados tendem a uma composição mais simples: oxi-hidróxidos de ferro e de alumínio e caulinita onde a sílica não tiver sido totalmente lixiviada; em outras palavras, ocorre alitização (ou ferralitização) e monossilicificação.

Biosfera

A qualidade da água que promove o intemperismo químico é bastante influenciada pela ação da biosfera. A matéria orgânica morta no solo decompõe-se, liberando CO_2 , cuja concentração nos poros do solo pode ser até 100 vezes maior que na atmosfera, o que diminui o pH das águas de infiltração. Em torno das raízes das plantas, o pH é ainda menor, na faixa de 2 a 4, e é mantido enquanto o metabolismo da planta continua (Fig. 8.22). Isso é particularmente importante para o comportamento do alumínio que, sendo muito pouco solúvel nos meios normais, torna-se bastante solúvel em pH abaixo de 4.

A biosfera também participa mais diretamente no processo intempérico através da formação de moléculas orgânicas que são capazes de complexar cátions dos minerais, colocando-os em solução. Os ácidos orgânicos produzidos pelos microorganismos são capazes de extrair até mil vezes mais ferro e alumínio

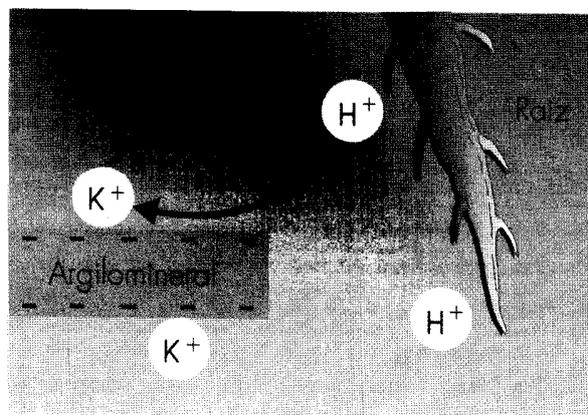


Fig. 8.22 A concentração hidrogeniônica nas imediações das raízes das plantas pode ser muito grande (baixo pH), facilitando trocas iônicas com os grãos minerais.

dos silicatos que as águas da chuva. Superfícies rochosas colonizadas por líquens, que secretam ácido oxálico e ácidos fenólicos, são atacadas pelo intemperismo químico muito mais rapidamente que superfícies rochosas nuas, diretamente expostas aos outros agentes do intemperismo.

Tempo

O tempo necessário para intemperizar uma determinada rocha depende dos outros fatores que controlam o intemperismo, principalmente da susceptibilidade dos constituintes minerais e do clima. Em condições de intemperismo pouco agressivas, é necessário um tempo mais longo de exposição às intempéries para haver o desenvolvimento de um perfil de alteração.

Calcula-se a taxa atual de intemperismo através de estudos de balanço de massa em bacias pequenas, medindo a saída de substâncias dissolvidas na drenagem. A avaliação da velocidade do intemperismo passado pode ser realizada no caso de haver, por exemplo, lavas capeando o perfil de alteração: a datação absoluta da rocha parental do perfil e das lavas coloca um intervalo máximo de tempo para o desenvolvimento do perfil. Avalia-se também o tempo a partir do qual as rochas foram sujeitas ao intemperismo pela datação das superfícies de aplainamento onde os perfis se desenvolvem.

Valores da ordem de 20 a 50 m por milhão de anos podem ser considerados representativos para a velocidade de aprofundamento do perfil de alteração, sendo que o extremo superior deste intervalo refere-se aos climas mais agressivos.

Em climas muito frios, como na Escandinávia, superfícies graníticas descobertas pelo gelo há cerca de 10.000 anos apresentam um manto de alteração de poucos milímetros de espessura. Por outro lado, sob clima tropical, na Índia, cinzas vulcânicas datadas de 4.000 anos desenvolveram uma camada de solo argiloso de 1,8 m de espessura. Em regiões muito úmidas, como no Havaí, o intemperismo de lavas basálticas recentes permitiu a formação de solo suficiente para o cultivo em apenas um ano.

Os estudos da decomposição das rochas em monumentos e edifícios também é útil na compreensão do fator tempo no fenômeno da alteração intempérica. A velocidade do intemperismo dos monumentos pode ser muito pequena, da ordem de alguns milímetros por ano. O exemplo já citado do obelisco (Fig. 8.20) que foi rapidamente alterado em Nova Iorque, sob clima mais úmido que o reinante no Egito, onde foi naturalmente preservado por cerca de 35 séculos, demonstra o efeito interativo entre clima e tempo no processo de intemperismo.

8.6 Produtos do Intemperismo

O manto de intemperismo geralmente evolui, em suas porções mais superficiais, através dos processos pedogenéticos, para a formação dos **solos**. Em condições excepcionais, que exigem uma conjunção de vários fatores, entre os quais condições relativamente agressivas de intemperismo, formam-se no manto de alteração horizontes enriquecidos em minerais de interesse econômico. São os **depósitos lateríticos**.

8.6.1 Solos

Os produtos friáveis e móveis formados na superfície da Terra como resultado da desagregação e decomposição das rochas pela ação do intemperismo podem não ser imediatamente erodidos e transportados pelos agentes da dinâmica externa (vento, gelo, águas) para bacias de sedimentação continentais ou marinhas (zonas deprimidas nos continentes, rios, lagos, mares e oceanos). Quando formados em regiões planas ou de relevo suave ou, ainda, quando estão protegidos por cobertura vegetal, sofrem pouco a ação da erosão, sobretudo a erosão física ou mecânica. Nesta situação, o saprolito evolui através de reorganizações estruturais efetuadas por processos pedogenéticos, dando origem aos solos.

Os processos pedogenéticos ou de formação dos solos são estudados por um ramo relativamente recente das Ciências da Terra, a Pedologia, cujas noções básicas e conceitos fundamentais foram definidos em 1877, pelo cientista russo Dokouchaev. A partir dessa data, o solo deixou de ser considerado simplesmente um corpo inerte, que reflete unicamente a composição da rocha que lhe deu origem (rocha parental), para ser identificado como um material que evolui no tempo, sob ação dos fatores ativos do ciclo supérgeno (clima, vegetação, topografia e biosfera).

Não é fácil definir o solo, pelo fato de ser um material complexo, cujo conceito varia em função da sua utilização. Assim, para o agrônomo ou para o agricultor, o solo é o meio necessário para o desenvolvimento das plantas, enquanto para o engenheiro é o material que serve para a base ou fundação de obras civis; para o geólogo, o solo é visto como o produto da alteração das rochas na superfície, enquanto para o arqueólogo é o material fundamental para as suas pesquisas, por servir de registro de civilizações pretéritas; já para o hidrólogo, o solo é simplesmente o meio poroso que abriga reservatórios de águas subterrâneas. Desta forma, cada uma das especialidades possui uma definição que atende a seus objetivos. Entretanto, existe uma definição simples que se adapta perfeitamente aos propósitos das Ciências da Terra e que considera o **solo** como o produto do intemperismo, do remanejamento e da organização das camadas superiores da crosta terrestre, sob ação da atmosfera, da hidrosfera, da biosfera e das trocas de energia envolvidas.

Para um saprolito tornar-se um solo, é preciso, em primeiro lugar, que nesse meio a alimentação mineral dos organismos vivos autótrofos e, em particular, dos vegetais superiores, esteja assegurada. A vida necessita de água e de elementos químicos, que são encontrados no ar ou dissolvidos na água e que têm como fonte primária as rochas e, secundariamente, os tecidos orgânicos pré-existentes. Nas rochas, esses elementos estão disponíveis para os organismos em concentrações muito baixas e, nas soluções, em concentrações demasiadamente elevadas, para assegurar uma alimentação contínua e suficiente para os organismos vivos. Neste particular, o solo desempenha um papel fundamental por se tratar de um meio intermediário entre a fase sólida (rocha) e líquida (água). No solo, essa função vital para os organismos vivos é desempenhada por uma fração organomineral denominada **plasma argilo-húmico**, por ser constituída pela íntima associação de argilominerais e húmus. A as-

sociação deste plasma argilo-húmico com minerais residuais, herdados da rocha parental como, por exemplo, o quartzo, fornece a organização estrutural e textural do solo.

Em função das condições ambientais, que envolvem rocha parental, clima, organismos vivos (flora e fauna, incluindo o ser humano), relevo e tempo, os solos podem apresentar características e propriedades físicas, químicas e físico-químicas diferenciadas. Assim, os solos podem ser argilosos ou arenosos (variações texturais), podem ser vermelhos, amarelos ou cinza esbranquiçados, podem ser ricos ou pobres em matéria orgânica, podem ser espessos (algumas dezenas de metros) ou rasos (alguns pouco centímetros), podem apresentar-se homogêneos ou nitidamente diferenciados em horizontes.

A formação do solo

Na porção mais superficial do perfil de alteração, o saprolito, sob a ação dos fatores que controlam a alteração intempérica, sofre profundas e importantes modificações, caracterizadas por: **(i) perda de matéria**, provocada pela lixiviação tanto física (em partículas) como química (em solução), **(ii) adição de matéria**, proveniente de fontes externas, incluindo matéria orgânica de origem animal ou vegetal, poeiras minerais vindas da atmosfera e sais minerais trazidos por fluxo ascendente de soluções, **(iii) translocação de matéria**, isto é, remobilização através dos fluxos de soluções no interior do perfil (movimentos verticais e laterais) ou pela ação da fauna e **(iv) transformação de matéria**, em contato com os produtos da decomposição *post mortem* da matéria vegetal e animal.

Esses mecanismos são controlados pelas soluções que percolam o perfil vertical e lateralmente ao longo da vertente e pelos organismos. A cobertura vegetal, dificultando a erosão, tem um papel mais protetor que destruidor das estruturas dos solos.

Numa escala global, os principais agentes de remobilização dos materiais do solo (bioturbação) são os animais. Os vermes são os mais importantes bioturbadores, seguidos pelas formigas. Os cupins e outros invertebrados têm papel menos importante. O impacto desses vários grupos não é uniforme no globo porque habitam ambientes específicos. Os cupins atuam principalmente na faixa tropical, enquanto a atuação dos

vermes se estende por todo o planeta, mas concentra-se preferencialmente nos ambientes úmidos das pastagens e florestas. Em termos geográficos, as formigas são mais disseminadas que qualquer outro animal. A atuação da fauna nos solos pode atingir profundidades de até alguns metros, com a escavação, transporte e redeposição de consideráveis quantidades de material, misturando os vários componentes do solo e promovendo a formação de estruturas típicas de bioturbação. A importância da bioturbação pode ser avaliada pela velocidade de construção de cupinzeiros, que se dá na razão de alguns gramas a alguns quilogramas de material por m² por ano.

Os horizontes mais superficiais do perfil, por conterem quantidades maiores de matéria orgânica, apresentam uma tonalidade mais escura, enquanto os horizontes inferiores, mais ricos em argilominerais e oxi-hidróxidos de ferro e de alumínio, são mais claros (regiões temperadas) ou mais avermelhado-amarelados (em regiões tropicais).

Classificação dos solos

Os solos encontrados na superfície da Terra apresentam grande diversidade em função das diferentes combinações de seus fatores de formação. Para a realização da cartografia dos solos, etapa essencial e necessária para sua correta utilização nos diferentes domínios de aplicação, é de fundamental importância sua classificação.

Classificar um solo, entretanto, não é tarefa fácil, pois eles formam um meio contínuo ao longo do relevo, sendo que a passagem lateral de um tipo a outro se faz de forma gradual, o que dificulta em muito a colocação de um limite entre os vários tipos.

A classificação dos solos pode ser feita segundo diferentes critérios. A ênfase na utilização de critérios genéticos, morfológicos ou morfogenéticos varia de país para país, o que dá origem a diferentes classificações pedológicas. São bastante conhecidas a classificação francesa, largamente utilizada para cartografar os solos tropicais da África, a classificação adotada pela FAO (Food and Agricultural Organization) na sistematização da carta mundial de solos, e a classificação portuguesa, também largamente utilizada na África. Entretanto, sem dúvida, a classificação mais difundida é a "Soil Taxonomy", desenvolvida nos EUA, que considera 12 ordens de solos, subdivididos em sub-ordens, grandes grupos, grupos, famílias e séries.

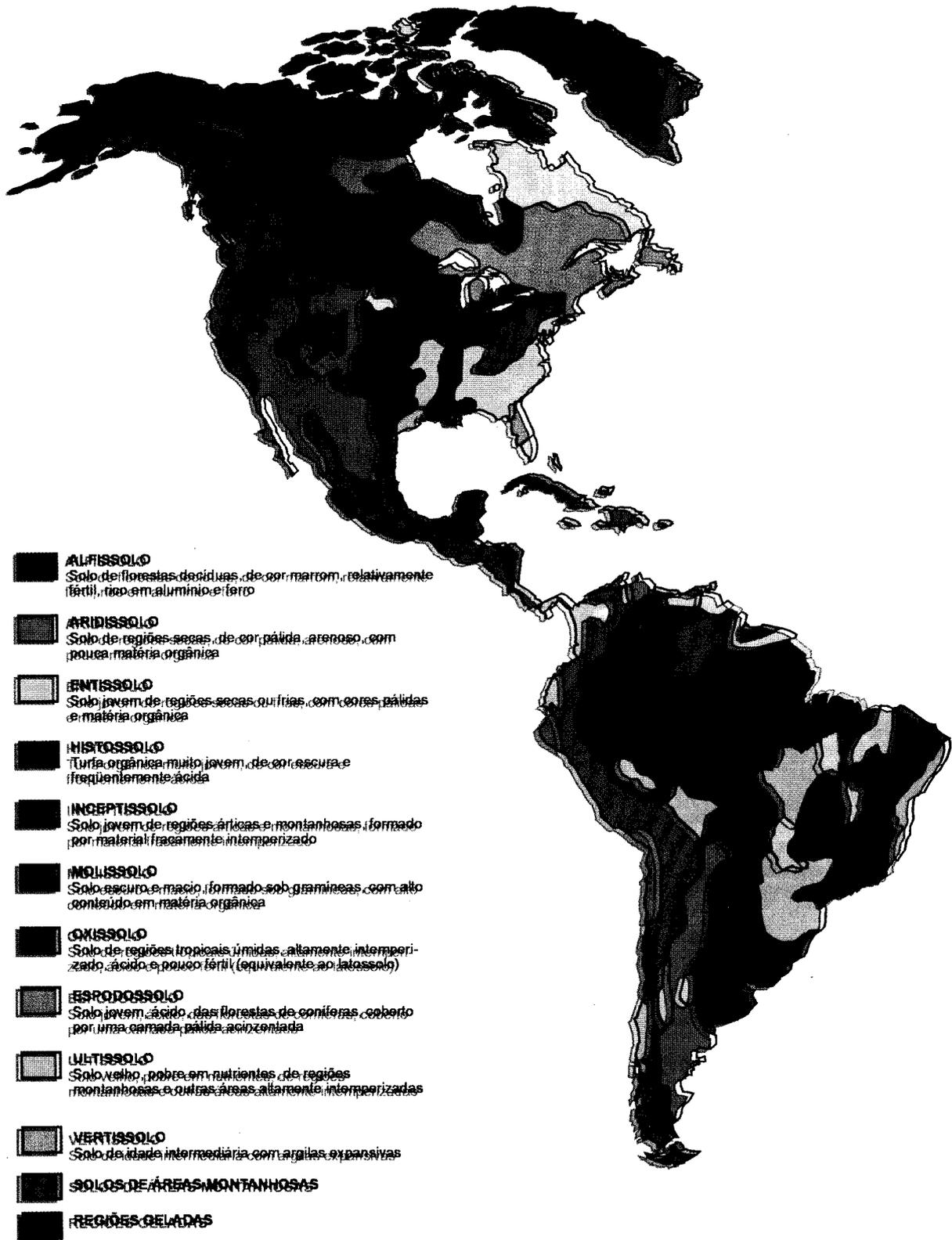


Fig. 8.23 Mapa de solos do continente americano.

A classificação é importante e essencial para a cartografia do solo, pois permite estabelecer correlações entre solos encontrados em diferentes regiões do globo. No mapa de solos do continente americano (Fig. 8.23), traçado com base na classificação norte-americana, fica evidente que a distribuição dos solos é zonal, em função da latitude e da altitude, estando relacionada, portanto, ao clima e à vegetação.

Solos Tropicais

Nas regiões tropicais, como é o caso do Brasil, cada tipo de solo possui propriedades físicas, químicas e morfológicas específicas, mas seu conjunto apresenta um certo número de atributos comuns como, por exemplo, composição mineralógica simples (quartzo, caulinita, oxi-hidróxidos de ferro e de alumínio), grande espessura e horizontes com cores predominantemente amarelas ou vermelhas (Fig. 8.24).

Em função dos processos genéticos e do longo tempo envolvido na sua formação, os solos tropicais são geralmente empobrecidos quimicamente, como reflexo de uma composição dominada por minerais desprovidos dos elementos mais solúveis. São solos de mais baixa fertilidade, quando comparados com os solos de clima temperado, ricos em argilominerais capazes de reter os elementos químicos necessários ao metabolismo vegetal.

Os solos tropicais representam ecossistemas frágeis, extremamente vulneráveis às ações antrópicas, e que sofrem de forma acentuada os efeitos de uma utilização que se dá por técnicas de manejo não adequadas. A degrada-

ção dos solos tropicais, que pode levá-los à destruição, é um dos mais importantes problemas ambientais que a humanidade terá de enfrentar neste século.

Solos brasileiros

O Brasil situa-se quase que inteiramente no domínio tropical úmido (exceto a região Sul e o Nordeste semi-árido). Esta situação, aliada à estabilidade estrutural de seu embasamento, que desde o final do Cretáceo não sofreu movimentações de grande porte, leva à predominância de uma cobertura pedológica que reflete, de maneira acentuada, o fator climático como preponderante na sua formação. Nessa escala de análise, rocha original e condições topográficas locais têm importância secundária.

Os solos brasileiros são bem estudados, existindo um serviço cartográfico da EMBRAPA (Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária) que vem realizando, desde a década de 1960, levantamentos cartográficos sistemáticos do território brasileiro. Esses trabalhos permitiram o desenvolvimento de uma classificação própria, publicada em 1999, subdividindo os solos em classes, com seis diferentes níveis hierárquicos. O primeiro nível comporta 14 classes, identificadas por características expostas na Tabela 8.3.

No Brasil, os latossolos são, de longe, os solos mais importantes do ponto de vista da representação geográfica. Eles ocorrem em praticamente todas as regiões bioclimáticas do País, sobre diferentes tipos de rochas. Como pode ser visto na Fig. 8.23, outros tipos de solos ocorrem em função de peculiaridades das condições de formação

e evolução pedológica, como o clima semi-árido do Nordeste brasileiro, que condiciona a formação de vertissolos e entissolos, segundo a "Soil Taxonomy", já mencionada.

Importância do solo e de sua preservação

O solo é, sem dúvida, o recurso natural mais importante de um país, pois é dele que derivam os produtos para alimentar sua população. Nas regiões intertropicais, essa importância é maior ainda, por duas razões principais:



Fig. 8.24 Perfil de solo laterítico, com cores avermelhadas características. Foto: Alain Ruellan.

Tabela 8.3 Classificação de solos utilizada pela EMBRAPA

Solo	Características
Neossolo	Solo pouco evoluído, com ausência de horizonte B. Predominam as características herdadas do material original.
Vertissolo	Solo com desenvolvimento restrito; apresenta expansão e contração pela presença de argilas 2:1 expansivas.
Cambissolo	Solo pouco desenvolvido, com horizonte B incipiente.
Chernossolo	Solo com desenvolvimento médio; atuação de processos de bissialitização, podendo ou não apresentar acumulação de carbonato de cálcio.
Luvissolo	Solo com horizonte B de acumulação (B textural), formado por argila de atividade alta (bissialitização); horizonte superior lixiviado.
Allissolo	Solo com horizonte B textural, com alto conteúdo de alumínio extraível; solo ácido.
Argissolo	Solo bem evoluído, argiloso, apresentando mobilização de argila da parte mais superficial.
Nitossolo	Solo bem evoluído (argila caulinitica – oxi-hidróxidos), fortemente estruturado (estrutura em blocos), apresentando superfícies brilhantes (cerosidade).
Latossolo	Solo altamente evoluído, laterizado, rico em argilominerais 1:1 e oxi-hidróxidos de ferro e alumínio.
Espodossolo	Solo evidenciando a atuação do processo de podzolização; forte eluviação de compostos aluminosos, com ou sem ferro; presença de humus ácido.
Planossolo	Solo com forte perda de argila na parte superficial e concentração intensa de argila no horizonte subsuperficial.
Plintossolo	Solo com expressiva plintitização (segregação e concentração localizada de ferro).
Gleissolo	Solo hidromórfico (saturado em água), rico em matéria orgânica, apresentando intensa redução dos compostos de ferro.
Organossolo	Solo essencialmente orgânico; material original constitui o próprio solo.

• nessa zona climática, encontra-se a quase totalidade dos países em desenvolvimento, cuja economia depende da exploração de seus recursos naturais, especialmente agrícolas;

• os processos que levam à formação dos solos podem, na zona intertropical, levar também à formação de importantes recursos minerais.

Entretanto, os solos dessas regiões são, em geral, desenvolvidos em áreas tectonicamente estáveis e sobre superfícies de aplainamento esculpidas a partir do final do Mesozóico. São, portanto, solos velhos, frágeis, empobrecidos quimicamente e que se encontram em contínua evolução. Existem em situação de equilíbrio precário, de tal forma que os impactos provocados por causas naturais ou por atividades antrópicas podem desestabilizar o sistema. Desmatamento, cultivo de ter-

ras, uso de agroquímicos e exploração mineral são atividades que, se não forem bem conduzidas, através de técnicas desenvolvidas com criteriosa base científica, podem levar à erosão e à contaminação dos solos.

Por ser um recurso finito e não renovável, podendo levar milhares de anos para tornar-se terra produtiva, o solo, uma vez destruído, na escala de tempo de algumas gerações, desaparece para sempre. De acordo com estimativas recentes, as várias formas de degradação dos solos têm levado a perdas de 5 a 7 milhões de hectares de terras cultiváveis por ano. Para compensar essas perdas, seria necessária a disponibilização dessa mesma superfície a cada ano para fins de cultivo, o que é cada vez mais difícil.

A perda dos solos e o crescimento demográfico, que gera grandes pressões para a produção de maior

quantidade de alimentos, têm resultado no desmatamento de áreas florestadas para expansão das áreas agriculturáveis. Essa é uma solução ilusória, pois os solos das florestas representam sistemas muito frágeis, que acabam sendo destruídos com o desmatamento. Na Amazônia, por exemplo, a taxa anual de desmatamento para fins agrícolas está em torno de 1,3 milhões de hectares, e não tem resolvido satisfatoriamente o problema. O uso adequado dos solos já existentes, prevenindo-se sua destruição, é a melhor solução. Além disso, solos de outros ambientes, como o cerrado, com a aplicação de formas adequadas de irrigação, poderiam contribuir de forma mais concreta e permanente para o aumento da produção de alimentos.

Para proteger os recursos do solo, está disponível hoje um conjunto de técnicas de manejo que incluem a identificação e mapeamento dos solos vulneráveis, a implementação de soluções alternativas à forte dependência de agroquímicos e, finalmente, o reflorestamento.

8.6.2 Depósitos lateríticos

Os processos genéticos que atuam na formação de um depósito laterítico classificam-se em 2 grupos:

- Preservação do mineral primário de interesse e sua concentração por acumulação relativa devida à perda de matéria do perfil durante a alteração. Nesse caso, o mineral portador do elemento de interesse econômico é relativamente resistente ao intemperismo e permanece no perfil, enquanto os outros minerais são alterados, e pelo menos parte da matéria é lixiviada do perfil. É o caso, por exemplo, dos depósitos de fosfato, por concentração de apatita, de crômio, por concentração de cromita, estanho, por concentração de cassiterita, ferro, por concentração de hematita, etc.

- Destruição do mineral primário e formação de minerais secundários mais ricos que o mineral primário no elemento de interesse. Isso ocorre com elementos de baixa solubilidade como o Al e o Ti, que formam minerais secundários (gibbsita e anatásio, respectivamente) imediatamente após sua liberação dos minerais primários portadores. Mas também pode ocorrer com elementos mais solúveis, que migram no perfil de alteração e vão precipitar como fases secundárias nos horizontes que apresentem condições propícias para tal. É o caso, por exemplo, do minério de níquel (garnierita e goethita níquelífera) e de manganês (psilomelano e pirrolusita).

Em algumas situações, ocorre um processo misto, pelo qual o mineral primário portador do elemento de interesse permanece inalterado no que diz respeito a seu arcabouço essencial, mas sofre transformações que podem melhorar ou piorar sua qualidade como mineral de minério. Um bom exemplo dessa situação são os depósitos lateríticos de nióbio, onde o pirocloro do manto laterítico não é mais o Ca-pirocloro da rocha parental, mas sim o Ba-pirocloro transformado pelo intemperismo.

No caso de alguns depósitos lateríticos, como os de ouro, o minério é formado pela atuação conjunta dos dois processos: o mineral de minério é uma mistura de partículas de ouro primário mais ou menos preservadas da alteração e de partículas de ouro secundário precipitado a partir de soluções.

Como conseqüência de seu modo de formação, por processos de acumulação relativa e/ou absoluta de elementos no perfil de alteração, em ambiente de abundância de água e de oxigênio, as jazidas lateríticas apresentam algumas características comuns. Ocorrem sempre na superfície da terra ou próximo dela, sob forma de bolsões ou mantos, o que permite a lavra a céu aberto. No caso de elementos que admitem mais de um número de oxidação, estes se encontram com seus números de oxidação mais altos. De modo geral, os depósitos lateríticos possuem teores relativamente baixos, o que é compensado por tonelagens expressivas. Finalmente, dada a dificuldade de preservação de formações superficiais por um período de tempo muito extenso, os depósitos lateríticos estão limitados aos tempos geológicos mais recentes, principalmente cenozóicos.

Para que um depósito laterítico se forme, é necessário que ocorra uma convergência de fatores de ordem litológica, climática e morfotectônica. Por fator litológico, entende-se a natureza da rocha sobre a qual o intemperismo vai atuar. De modo geral, nas jazidas lateríticas, há um enriquecimento prévio do elemento em questão na rocha parental que, nesse contexto, é denominada **protominério**. Às vezes, o próprio protominério pode ser explorado, e, nesse caso, o minério laterítico é apenas uma cobertura enriquecida do minério primário. Como exemplo, podem-se mencionar algumas jazidas de apatita e de manganês. Em outros casos, o

protominério é rocha estéril, como as rochas ultramáficas que dão origem às jazidas de níquel laterítico, ou rochas de qualquer natureza, que dão origem às bauxitas (minério de alumínio).

O clima tem um papel importante na gênese dos depósitos lateríticos. De modo geral, são necessárias condições de alta pluviosidade e temperatura para que a alteração tenha natureza laterítica, caracterizada pelo intenso ataque aos minerais primários e lixiviação dos íons mais solúveis. Por esse motivo, a maior parte das jazidas lateríticas do mundo encontra-se na faixa tropical do globo, sobretudo nas regiões úmidas. Depósitos lateríticos situados fora desta faixa foram originados em outras épocas geológicas quando, em função da deriva continental, estavam sujeitos a condições climáticas mais favoráveis.

Por fatores morfotectônicos favoráveis à gênese de jazidas lateríticas, entendem-se as características do relevo que permitem uma boa drenagem, possibilitando o escoamento das soluções de ataque das rochas para que o intemperismo seja intenso. Além disso, é necessário que o perfil seja preservado da erosão para poder aprofundar-se. São, dessa forma, as áreas bem drenadas e tectonicamente estáveis as mais favoráveis para a formação de depósitos espessos e evoluídos.

Depósitos lateríticos do Brasil

No Brasil, situado quase todo na faixa tropical do globo, as condições para o intemperismo laterítico vêm existindo pelo menos desde o Terciário, o que resultou numa área de 75% do território nacional coberto por formações lateríticas. Essas formações estão ausentes apenas na região Nordeste, de clima semi-árido, e na região Sul, de clima sub-tropical. As formações lateríticas comportam inúmeras jazidas, que contribuem com cerca de 30% da produção mineral brasileira, excluindo o carvão e o petróleo.

Os principais bens minerais concentrados por laterização no Brasil são Fe, Mn, Al, Ni, Nb e fosfatos (Fig. 8.25). Os depósitos formaram-se a partir de protominérios de idades que vão do Arqueano ao Terciário, mas a laterização é sempre relativamente recente, estando relacionada principalmente às superfícies de aplainamento Sul-Americanas (Eoceno) e Velhas (Plioceno).

Depósitos lateríticos de ferro

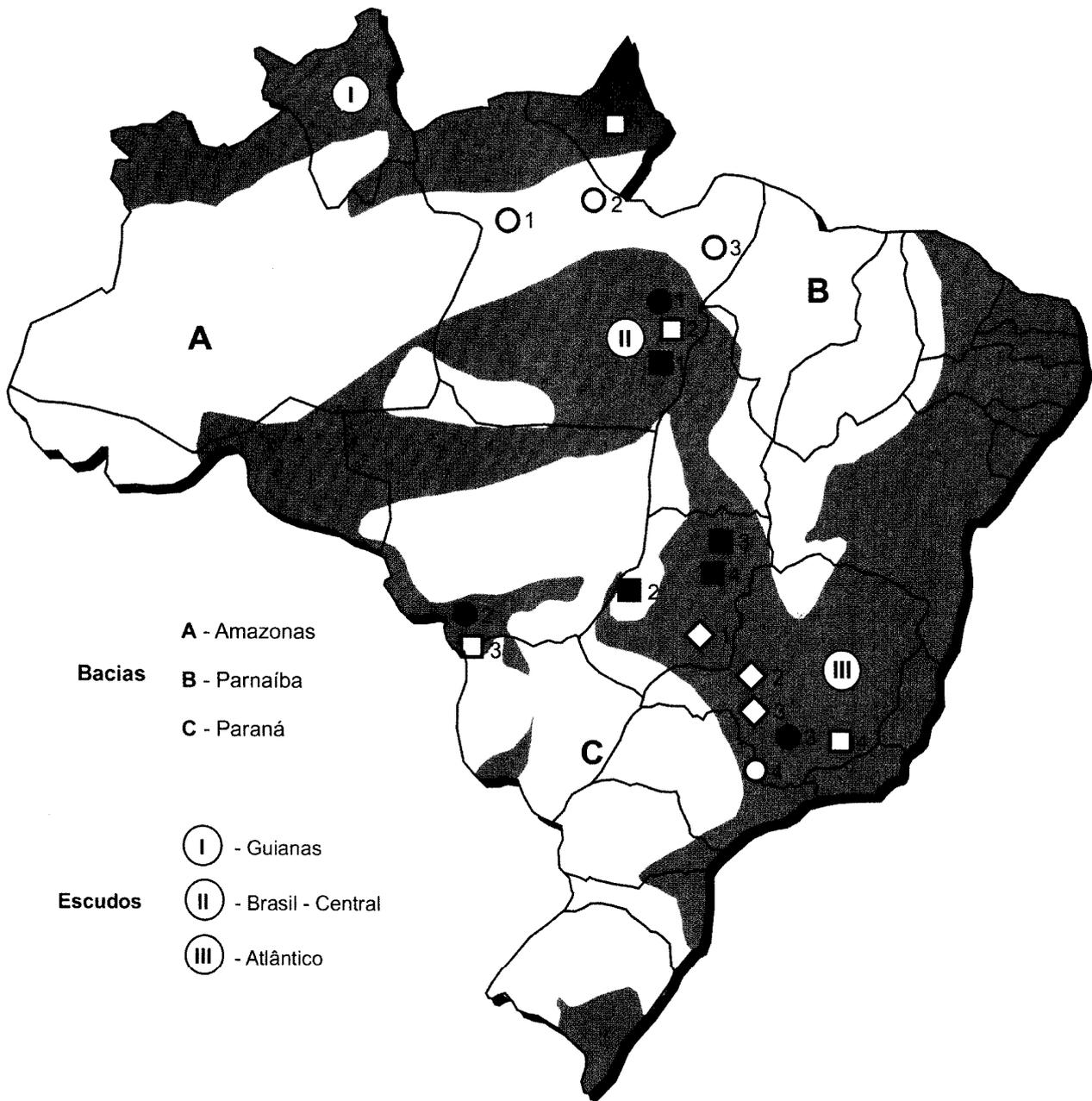
Em todas as jazidas de ferro do Brasil, a primeira concentração é de origem sedimentar química, como no Quadrilátero Ferrífero (MG) e em Carajás (PA), e parcialmente detrítica, como em Urucum (MS). Os sedimentos depositaram-se em bacias pericratônicas vulcano-sedimentares que sofreram posteriormente uma ou mais fases de metamorfismo. O protominério que resulta desses processos é o itabirito, rocha de estrutura bandada característica, com alternância de leitos ferruginosos (hematita predominante) e silicosos (quartzo).

O processo intempérico levou à dissolução do quartzo com a conseqüente concentração relativa de hematita (mineral de minério) no perfil, por uma espessura que pode ultrapassar 300 m. No topo do perfil desenvolveu-se um horizonte endurecido de couraça ferruginosa formada principalmente por goethita (canga), que impediu a erosão e permitiu o aprofundamento do perfil. Em Carajás e no Quadrilátero Ferrífero, esse horizonte de canga corresponde à Superfície Sul-Americana, indicando um período de tempo muito longo (desde o Eoceno) para a formação dos depósitos.

No caso dos depósitos de ferro lateríticos, os controles preponderantes na gênese do minério são de ordem litológica e morfotectônica.

Depósitos lateríticos de manganês

O Brasil possui numerosos depósitos de manganês, para os quais a laterização contribuiu decisivamente. Os principais situam-se no Mato Grosso do Sul (Urucum) e na Amazônia (Serra do Navio, Azul, Buritirama). Nesses últimos, a primeira acumulação de manganês é de origem sedimentar ou vulcano-sedimentar, sob a forma de uma rocha rica em carbonatos (rodocrosita) e silicatos de manganês (Mn-granadas, Mn-olivinas e Mn-piroxênios), onde este elemento aparece com número de oxidação 2⁺, acompanhados de outros minerais tais como micas, quartzo etc. Quando a proporção de minerais de manganês já é elevada no protominério, este pode ser explorado economicamente, como é o caso do depósito de Conselheiro Lafaiete (MG). Porém, em geral, é a laterização que, aumentando o teor de manganês no minério, torna econômica sua exploração.



○ Al	● Fe	□ Mn	■ Ni	◇ P e Nb
1 - Trombetas	1 - Carajás	1 - Amapá	1 - Carajás	1 - Catalão
2 - Jari	2 - Urucum	2 - Carajás	2 - Santa Fé	2 - Araxá
3 - Paragominas	3 - Quadrilátero Ferrífero	3 - Urucum	3 - Niquelândia	3 - Tapira
4 - Poços de Caldas		4 - Quadrilátero Ferrífero	4 - Barro Alto	

Fig. 8.25 Localização dos mais importantes depósitos lateríticos do Brasil de Al, Mn, Fe, Ni, P e Nb.

A alteração intempérica provoca a dissolução dos minerais que acompanham os minerais de minério e promove a oxidação dos minerais de manganês, com a formação de óxidos de Mn^{3+} (hausmanita e manganita, por exemplo) e Mn^{4+} (pirolusita, criptomelano e litioforita, por exemplo), mais ricos em manganês que os minerais originais. Aqui também o controle principal na gênese do minério é litológico. Porém, ao contrário do caso do ferro, parece não existir uma associação clara entre os depósitos e as superfícies de aplainamento.

Depósitos lateríticos de níquel

Os maciços ultrabásicos do Brasil, que são as rochas originais dos depósitos de níquel laterítico, são numerosos, de tipos variados e dispersos por todas as zonas climáticas. Os depósitos mais importantes estão situados no Centro-Oeste (Niquelândia e Barro Alto), região de clima tropical de estações contrastadas e, em menor grau, na Amazônia (Vermelho), sob clima tropical úmido.

O Ni está presente na rocha original ultrabásica, incorporado ao retículo cristalino das olivinas, serpentininas e, em menor grau, dos piroxênios. Esses minerais são facilmente alterados, dando origem a novos minerais como a serpentina, o talco, a clorita e a goethita, enriquecidos em Ni. O controle litológico é muito importante nesse caso, pois as rochas ultrabásicas são as únicas rochas que possuem teores de níquel suficiente para gerar depósitos por intemperismo. Nesse caso, entretanto, o fator climático também conta muito, sendo as regiões de clima mais contrastado as mais favoráveis para a gênese de depósitos de níquel laterítico.

Depósitos lateríticos de alumínio

O Brasil possui enormes reservas de bauxita (minério de alumínio), concentradas principalmente na Amazônia (Paragominas, Trombetas, etc.), onde derivam de sedimentos areno-argilosos. Porém, espalhados por todo o País, há pequenos depósitos de bauxita relacionados principalmente a rochas alcalinas (Poços de Caldas, por exemplo). Diferentemente dos outros minérios lateríticos, qualquer rocha pode gerar bauxita, pois o Al é um elemento abundante nas rochas comuns e muito pouco solúvel na superfície, de modo que se concentra facilmente com a lixiviação intensa dos outros componentes. O principal mineral de minério é um hidróxido, a gibbsita.

Não há, portanto, controle litológico na geração das jazidas de bauxita, sendo os fatores mais influentes as condições morfotectônicas, que devem propiciar uma alteração em ambiente de drenagem livre para que a lixiviação dos outros elementos possa ocorrer, e climáticas, caracterizadas por precipitação intensa e temperaturas altas.

Depósitos lateríticos de nióbio e fosfatos

O Brasil possui grandes reservas de nióbio e fosfatos, cuja origem está relacionada à alteração de maciços carbonatíticos. Essas rochas têm originalmente teores elevados de Nb e P, e são facilmente alteráveis, pois seus constituintes principais são carbonatos. A gênese das jazidas é, portanto, estritamente controlada pelo fator litológico.

O Nb é enriquecido a partir da concentração residual do pirocloro, sua principal fase portadora. Apesar desse mineral poder sofrer uma certa alteração durante o intemperismo, seu conteúdo em nióbio fica mantido. As maiores jazidas de nióbio do Brasil estão situadas em Araxá e Catalão. A primeira, Araxá, constitui a maior reserva de nióbio do mundo.

Da mesma forma, o fósforo é enriquecido pela concentração residual da apatita. Em alguns maciços, como Jacupiranga (SP), o teor de apatita no carbonatito já é suficientemente alto para que a rocha parental possa ser explorada como minério. Porém, na maior parte das jazidas de fosfato, como, por exemplo, Catalão e Araxá, é o manto de alteração, onde a apatita está concentrada, que constitui o minério.

Leituras recomendadas

MURCK, B. W., SKINNER, B. J.; PORTER., S. C. *Environmental Geology*. New York: J. Wiley & Sons, 1996.

PRESS F.; SIEVER, R. *Understanding Earth*. New York: W. H. Freeman, 1998.

SKINNER, B. J.; PORTER, S. C.. *The Dynamic Earth*. New York: J. Wiley & Sons, 1995.

TARBUK, E. J., LUTGENS, R.K. & TASA, D. *Earth: An Introduction to Physical Geology*. New Jersey: Prentice Hall, 1996.

THOMAS, M. F. *Geomorphology in the Tropics*. New York: John Wiley & Sons, 1994.

MELFI, A. J.; TRESCASES, J. J.; CARVALHO, A.; OLIVEIRA, S.M.B.; RIBEIRO FILHO, E.; FORMOSO, M. L. L. The Lateritic Ore Deposits of Brazil. *Sciences Géologiques Bulletin*, vol.41, 1988.

STRAKHOV, N. M. *Principles of Lithogenesis*. Londres: Oliver & Boyd, 1967. vol.1.

RUELLAN, A.; DOSSO, M. *Regards sur le Sol*. Paris: Les Éditions Foucher, 1993.