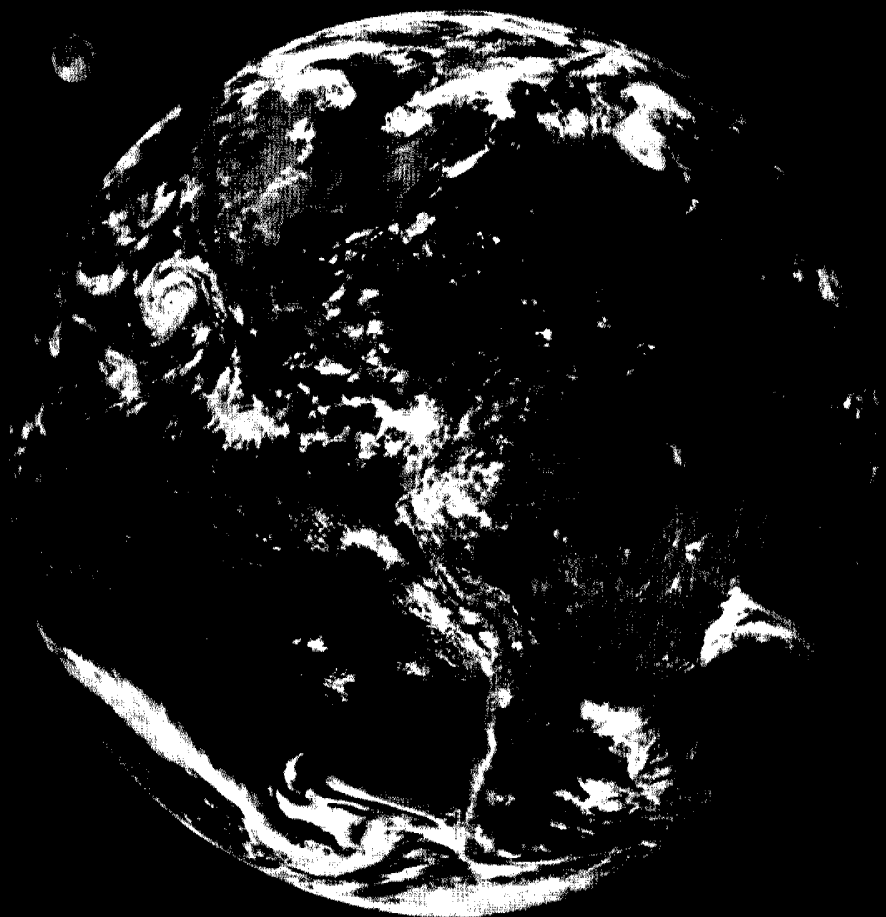


1

**O PLANETA TERRA  
E SUAS ORIGENS**



**Umberto G. Cordani**

O planeta em que vivemos é formado pelo mesmo material que compõe os demais corpos do Sistema Solar e tudo o mais que faz parte de nosso Universo. Assim, a origem da Terra está ligada intrinsecamente à formação do Sol, dos demais planetas do Sistema Solar e de todas as estrelas a partir de nuvens de gás e poeira interestelar. Por isso, na investigação da origem e evolução de nosso planeta, é necessário recorrer a uma análise do espaço exterior mais longínquo e, ao mesmo tempo, às evidências que temos do passado mais remoto. Com base nas informações decorrentes de diversos campos da Ciência (Física, Química, Astronomia, Astrofísica, Cosmoquímica), bem como estudando a natureza do material terrestre (composição química, fases minerais, etc.), já foram obtidas respostas para algumas importantes questões que dizem respeito à nossa existência:

- Como se formaram os elementos químicos?
- Como se formaram as estrelas?
- Como se formaram os planetas do Sistema Solar?
- Qual é a idade da Terra e do Sistema Solar?
- Qual é a idade do Universo?
- Qual é o futuro do Sistema Solar, e do próprio Universo?

Para as quatro primeiras perguntas já existem evidências suficientes para estabelecer uma razoável confiança nos pesquisadores em relação às suas teorias, baseadas no conhecimento científico, tanto teórico como prático, observacional ou experimental. A quinta e a sexta talvez também possam vir a ser respondidas a contento com o progresso da Ciência.

Contudo, o que existia antes do Universo? Para esta pergunta ainda não temos esperança de resposta no campo do conhecimento científico convencional, e tal questão permanecerá como objeto de considerações filosóficas e metafísicas - tema de âmbito das diferentes religiões, cujos dogmas implicam a presença de um Criador, exercendo sua vontade superior.

## 1.1 Estrutura do Universo

A Astronomia nos ensina que existem incontáveis estrelas no céu. Ao mesmo tempo, observamos que elas se dispõem de uma maneira ordenada, segundo hierarquias. As estrelas agrupam-se primeiramente em galáxias, cujas dimensões são da ordem de 100.000 anos-luz (distância percorrida à velocidade da luz, 300 mil km/s, durante um ano). As figuras 1.1 e 1.2 apresentam dois exemplos comuns de galáxias: tipo elíptico e tipo espiral. A estrutura interna das galáxias pode



Fig. 1.1 A galáxia gigante de Andrômeda (tipo elíptico) - a mais próxima do nosso Sistema Solar (2,4 milhões de anos-luz) - com seu núcleo denso e brilhante contendo bilhões de estrelas. Fonte: NASA.

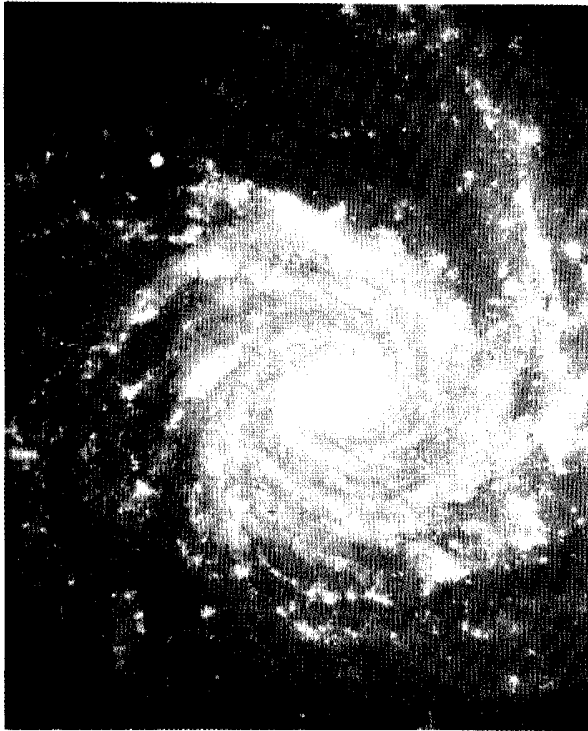


Fig. 1.2 Exemplo de uma galáxia do tipo espiral (NGC 1232).  
Fonte: NASA.

conter mais de 100 bilhões de estrelas de todas as dimensões, com incontáveis particularidades. Por exemplo, entre as descobertas que vêm sendo alvo de estudos rádio-astronômicos estão os *quasars*, objetos peculiares com dimensão semelhante à do nosso Sistema Solar, mas contendo imensa quantidade de energia e brilhando com extrema intensidade. As galáxias podem conter enormes espaços interestelares de baixa densidade, mas também regiões de densidade extrema. Os assim chamados **buracos negros** podem sugar qualquer matéria das proximidades, em virtude de sua gigantesca energia gravitacional. Nem mesmo a luz consegue escapar dos buracos negros, e o seu estudo é um dos temas de fronteira da Astronomia.

A **Via Láctea** é também uma galáxia do tipo espiral, sendo que o Sol – a estrela central de nosso Sistema Solar – está situado num de seus braços periféricos. A Via Láctea possui também um núcleo central, onde aparecem agrupamentos de estrelas jovens.

As galáxias, por sua vez, se agrupam nos assim chamados **aglomerados**, que podem conter entre algumas dezenas a alguns milhares de galáxias. A Via Láctea pertence ao chamado Grupo Local, que inclui também a galáxia de Andrômeda e as Nuvens de Magalhães. Finalmente, o maior nível hierárquico do

Universo é o de superaglomerados, compostos de até dezenas de milhares de galáxias, e com extensões que atingem centenas de milhões de anos-luz.

As observações astronômicas nos conduzem a pelo menos duas reflexões relevantes para os temas da origem do Universo e da matéria nele concentrada:

- uma visão retrospectiva, visto que a observação das feições mais distantes nos leva à informação de épocas passadas, quando os objetos observados eram mais jovens. São as observações das regiões no limite do observável, que refletem eventos ocorridos há vários bilhões de anos (Fig. 1.3);

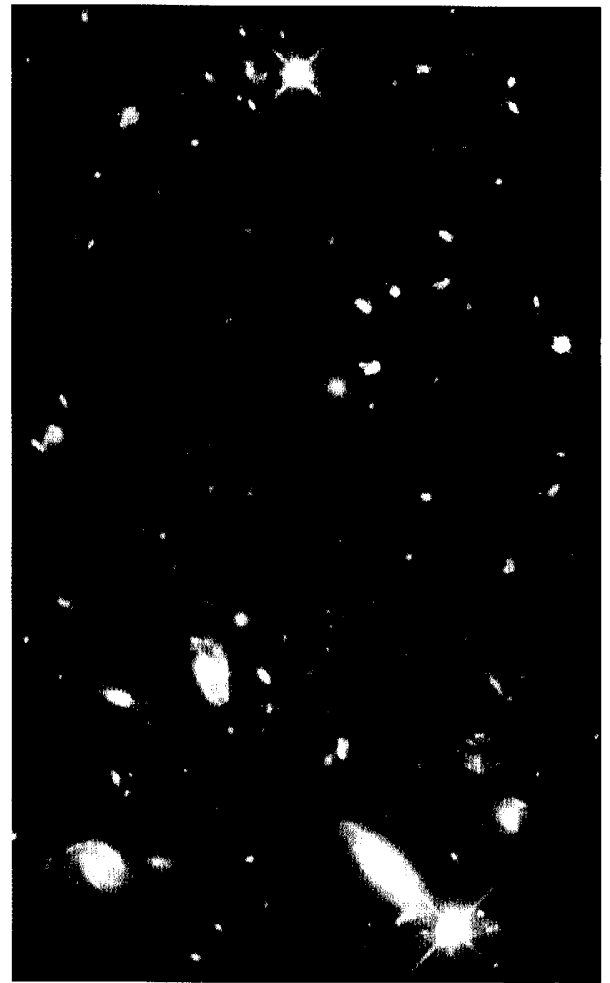


Fig. 1.3 Imagem obtida pelo telescópio Hubble numa das partes mais distantes do Sistema Solar. Os três objetos com raios são estrelas, enquanto os demais objetos visíveis são galáxias, cada uma delas contendo muitos bilhões de estrelas. Os objetos menores e menos luminosos são galáxias que distam cerca de 11 bilhões de anos-luz em relação ao Sistema Solar.  
Fonte: NASA.

• uma visão comparativa, que possibilita a reconstrução do ciclo de evolução estelar, visto que existe uma grande diversidade de tipologia nas estrelas, em relação à sua massa, tamanho, cor, temperatura, idade, etc. Embora se saiba que a vida de uma estrela é muito longa, da ordem de diversos bilhões de anos, o grande número de estrelas disponíveis para observação faz com que seja possível verificar a existência de muitas delas em diferentes fases da evolução estelar, desde a sua formação até o seu desaparecimento ou a sua transformação em outro objeto diferente do Universo.

O Universo encontra-se em expansão. Não é a distância entre as estrelas de uma galáxia que está aumentando, e nem a distância entre as galáxias de um aglomerado, visto que tanto as primeiras como as últimas estão ligadas entre si pela atração da gravidade. A expansão do Universo significa que aumenta continuamente o espaço entre os aglomerados galácticos que não estão suficientemente ligados pela atração gravitacional. A velocidade desta expansão é dada pela **constante de Hubble**, ainda não determinada com grande precisão, e que presentemente parece se situar próxima de  $18 \text{ km/s} \cdot 10^6 \text{ anos-luz}$ . Se o nosso Universo for “aberto”, este valor permanecerá constante, ou poderá aumentar no futuro. Se entretanto o Universo for “fechado”, a velocidade de expansão diminuirá com o tempo, tenderá a anular-se e em seguida tomará valores negativos característicos de contração.

A Astronomia ainda não está segura quanto à natureza aberta ou fechada do Universo, pois isto depende de sua densidade média, cujo valor não se encontra estabelecido adequadamente. O valor limite entre Universo aberto e fechado, chamado de **densidade crítica**, é dado por  $\rho_0 = 3 H_0^2 / 8\pi G$ , onde  $H_0$  é a constante de Hubble e  $G$  a constante gravitacional. Para o valor mencionado acima de  $H_0$  a densidade crítica é de  $6,5 \times 10^{-30} \text{ g/cm}^3$ . Observações recentes (ver os comentários finais deste capítulo) sugerem que a densidade média tem valor inferior ao crítico, indicando um Universo aberto, portanto tendendo a expandir-se para sempre. Entretanto, é difícil medir essa densidade em virtude da existência da chamada matéria escura, de complicada caracterização e de presença ubíqua em todo o espaço interestelar. Este material, virtualmente invisível, consiste de neutrinos e possivelmente de outras partículas desconhecidas que interagem apenas por forças de gravidade com a matéria conhecida. Muitos cientistas acreditam que esta matéria invisível estaria presente no Universo em quan-

tidade muito superior à da matéria visível, e nesse caso a densidade média poderia superar o valor crítico, apontando assim para um Universo “fechado”.

## 1.2 Como Nasceu o Universo

Se nosso Universo for fechado, isto é, se sua densidade média for superior a  $6,5 \times 10^{-30} \text{ g/cm}^3$ , sua velocidade de expansão deverá diminuir até anular-se, e em seguida ele deverá implodir sobre si mesmo, num colossal *cosmocrunch*, no futuro longínquo, daqui a muitas dezenas de bilhões de anos. Toda a matéria estará reunida numa singularidade, um espaço muito pequeno de densidade extremamente alta, virtualmente infinita, e sob uma temperatura também extremamente alta, virtualmente infinita. Nesta singularidade que foge a qualquer visualização, matéria e energia seriam indistinguíveis, não haveria espaço em seu entorno e o tempo não teria sentido.

Esta pode ter sido a situação existente cerca de 15 bilhões de anos atrás, o ponto de partida de tudo o que nos diz respeito, um ponto reunindo toda a matéria e energia do Universo, que explodiu no evento único e original que os físicos denominaram Grande Explosão, ou **Big Bang**.

Por meio do conhecimento existente sobre matéria e energia, radiações, partículas elementares, e fazendo uso dos recursos da Física teórica, incluindo modelagens e simulações, os cientistas reconstituíram com grande precisão as etapas sucessivas à Grande Explosão. Segundo dizem, tendo como situação de partida o *ylem* imaginado recentemente por Gamow, e iniciado o **Big Bang**, o resto é perfeitamente previsível. A Tabela 1.1 reúne os eventos ocorridos por ocasião da origem do Universo, ordenados cronologicamente. A Ciência não tem elementos para caracterizar o período que os físicos denominam **Planckiano**, decorrido logo após o instante inicial. Trata-se do tempo necessário para a luz atravessar o comprimento de Planck, a unidade fundamental de comprimento, pois não é possível saber se as constantes fundamentais que governam nosso mundo já atuavam naquelas condições. Durante os  $3 \times 10^{-10}$  segundos iniciais a temperatura era alta demais para a matéria ser estável, tudo era radiação. Ainda hoje, o espectro da radiação de microondas de fundo (*microwave background radiation*) que pervaga o Universo em todas as direções do espaço, como remanescente da radiação emitida, é uma das maiores evidências para a teoria do **Big Bang** e implica que a radiação original partiu para todos os lados com a mesma temperatura.

**Tabela 1.1** Cronologia do Big Bang, mostrando que Tempo e Espaço são grandezas físicas que nasceram junto com a Grande Explosão.

Tempo	Raio do universo (metros)	Temperatura (K)	Eventos
Zero (inicial)	Zero	Infinita	Aparecimento de espaço, tempo e energia.
$5,4 \times 10^{-44}$ s	$1,6 \times 10^{-35}$	$10^{32}$	Fim do período Planckiano.
$10^{-43}$ s	$3 \times 10^{-35}$	$10^{31}$	Separação da Gravidade.
$10^{-35}$ s	$3 \times 10^{-27}$	$10^{28}$	Separação das forças Nuclear-Forte e Elétrica-fraca.
$10^{-33}$ ~ $10^{-32}$ s	$3 \times 10^{-27}$ até 0,1	$10^{27}$ até $10^{29}$	Fase inflacionária.
$10^{-10}$ s	0,13	$10^{15}$	Separação das forças Nuclear-Fraca e Eletromagnética.
$10^{-9}$ s	0,4	$7,5 \times 10^{14}$	Estabilizam-se os quarks do tipo t (massa ~ 50 u).
		$7,5 \times 10^{13}$	Estabilizam-se os quarks do tipo b (massa ~ 5 u).
$10^{-6}$ s	300	$1,3 \times 10^{13}$	Estabilizam-se os quarks do tipo c (massa ~ 1,8 u).
		$3,3 \times 10^{12}$	Estabilizam-se os quarks do tipo s, d e u (massas 0,5 ~ 0,4 u).
		~ $10^{12}$	Estabilizam-se prótons e nêutrons.
$10^{-3}$ s	300,000	$1,4 \times 10^{10}$	Estabilizam-se os núcleos $^2\text{H}$ (energia de ligação ~ 1,7 MeV).
10 s	$3 \times 10^9$	$4,1 \times 10^9$	Estabilizam-se os elétrons (massa = 0,00055 u).
100 s	$3 \times 10^{10}$	$1,5 \times 10^9$	Estabilizam-se os núcleos $^3\text{He}$ e $^4\text{He}$ .
800.000 anos	$6,6 \times 10^{21}$	3.000	Captura de elétrons pelos núcleos. Formação de átomos de H e He e moléculas $\text{H}_2$ . O Universo torna-se transparente para a luz.

**Obs:**  $u = 1,660540 \times 10^{-27}$  kg.

Com a expansão e a criação contínua do espaço, foram surgindo as quatro forças fundamentais da natureza que incluem a força eletromagnética, as forças nucleares forte e fraca (que só têm influência no interior do núcleo atômico), e a força da gravidade que, de longe, é a mais familiar a todos nós. Contudo, a força da gravidade por ser muito fraca é difícil de ser medida (na verdade, sua medida equivale à constante G). Houve também uma fase de expansão extremamente rápida (fase inflacionária), em que a velocidade da expansão foi até maior do que a velocidade da luz. Com base nesse modelo, os astrofísicos explicam as feições anômalas observadas em nosso Universo. Implica também que pode ter-se originado da mesma forma uma quantidade enorme de outros universos que jamais scremos capazes de conhe-

cer, visto que, após a fase inflacionária, estes teriam sua própria expansão e evolução muito distante de nós, de modo que sua luz não nos alcançaria.

Após  $10^{-32}$  segundos, nosso universo inflado, o universo visível, teria sua expansão governada pela constante de Hubble, e sua evolução o levaria até o estágio atual, em que seu raio é da ordem de 15 bilhões de anos-luz.

Nesta evolução primitiva, a temperatura e a densidade de energia foram decrescendo, e foram criadas as condições para a formação da matéria, no processo denominado **nucleogênese**: prótons, nêutrons, elétrons e em seguida os átomos dos elementos mais leves. Primeiramente H e He – os dois elementos principais da matéria do Universo – e posteriormente Li e Be. Com pouco menos de um:

milhão de anos de vida, a temperatura do Universo encontrava-se em cerca de 3.000 K, e a energia estava suficientemente baixa para permitir aos átomos permanecerem estáveis. Com a captura dos elétrons pelos átomos em formação, o Universo embrionário tornou-se transparente à luz, sendo constituído por H (74%), He (26%), além de quantidades muito diminutas de Li e Be.

Por outro lado, quando a temperatura decresceu para valores abaixo de alguns milhões de graus, nenhum outro elemento teve condição de ser criado. As estrelas e as galáxias formaram-se mais tarde, quando o resfriamento generalizado permitiu que a matéria viesse a se confinar em imensas nuvens de gás. Estas, posteriormente, entrariam em colapso gravitacional pela ação da força de gravidade, e seus núcleos se aqueceriam, levando à formação das primeiras estrelas. As primeiras galáxias surgiram por volta de 13 bilhões de anos atrás. A Via Láctea tem aproximadamente 8 bilhões de anos de idade e dentro dela o nosso Sistema Solar originou-se há cerca de 4,6 bilhões de anos.

### 1.3 Evolução Estelar e Formação dos Elementos

No Universo em expansão havia variações de densidade como em gigantescas nuvens em movimento, com regiões de grande turbulência. Embora sua densidade fosse muito baixa, eram tão vastas que sua própria atração gravitacional era suficiente para produzir contração, ao mesmo tempo em que o seu momento angular impedia a sua rápida implosão. Na medida em que elas foram se contraindo e a densidade aumentando, algumas regiões menores com densidade maior passaram a se autocontrair, e a grande nuvem dividiu-se em nuvens menores separadas, mas orbitando entre si. O progresso da contração gravitacional resultou na hierarquia hoje reconhecida, com as galáxias pertencendo a aglomerados, que por sua vez formam superaglomerados.

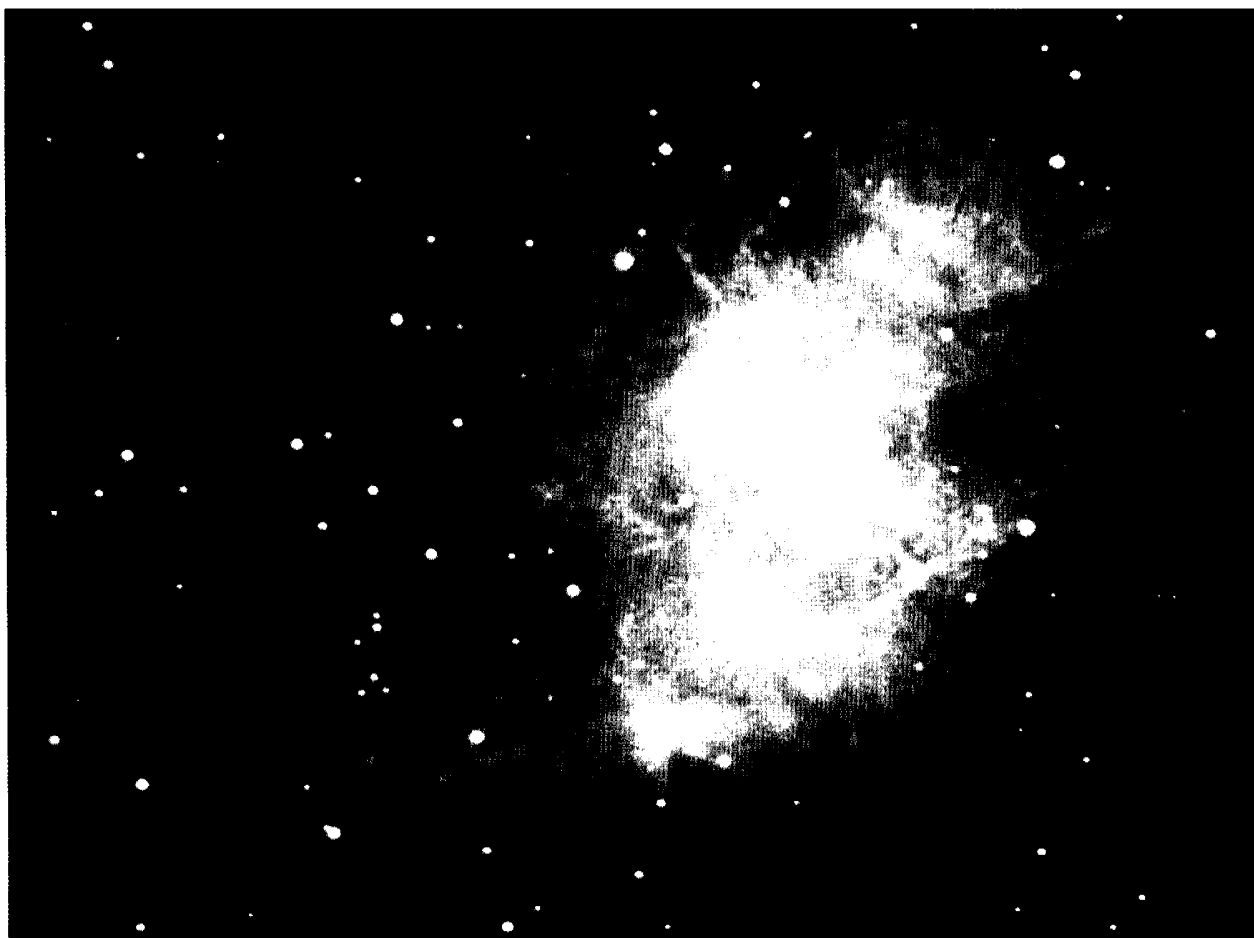


Fig. 1.4 Nebulosa do Caranguejo. Trata-se de uma grande nuvem de gás, localizada na constelação de Touro, originada pela explosão de uma supernova, ocorrido no ano de 1054 e registrado por vários povos na época. Fonte: NASA.

As estrelas nascem pela radicalização do processo de contração, a partir das mencionadas nuvens de gás (**nebulosas**), constituídas quimicamente por grande quantidade de Hidrogênio e Hélio, além de alguns outros gases e partículas sólidas que integram a **poeira interestelar** (Fig. 1.4). Observações astronômicas revelam regiões onde está ocorrendo o fenômeno da formação de estrelas, em nebulosas de enorme massa e baixa densidade. No interior destas, um volume menor com densidade ligeiramente mais alta entra em autocontração, e o material tende ao colapso produzindo uma esfera, na região central, tornando-se uma proto-estrela. Daí em diante continuará a contrair para compensar a perda de calor pela sua superfície, desenvolvendo temperaturas progressivamente mais elevadas em seu centro.

A evolução das estrelas, tal como será relatada a seguir, encontra-se sintetizada na Fig. 1.5, que representa o diagrama de Hertzsprung-Russel (H-R). Neste gráfico, a maioria das estrelas situa-se perto da curva representada, desde o canto inferior direito (baixa temperatura e baixa luminosidade) até o canto superior esquerdo (alta temperatura e alta luminosidade). Esta região no diagrama é a denominada **Seqüência Principal**, com a estrela de massa unitária (Sol =  $1 M_{\odot}$ ) ocupando a posição central. Uma certa concentração de estrelas aparece acima e para a direita da Seqüência Principal, enquanto apenas algumas aparecem abaixo dela.

Quando uma estrela nasce, seu material está ainda muito diluído e expandido. Sua temperatura superficial é baixa, de modo a situar-se na porção inferior direita do diagrama H-R. Com sua contração, temperatura e luminosidade aumentam, e a estrela vai ocupando posições sucessivamente mais para cima

e mais para a esquerda no diagrama. A queima de Hidrogênio – a reação termonuclear característica das estrelas que se situam na Seqüência Principal, em que pela fusão de quatro núcleos de Hidrogênio forma-se um de  ${}^4\text{He}$  – inicia-se quando as temperaturas centrais da estrela em formação atingem  $10^7$  K. Esta reação libera uma imensa quantidade de energia, muitos milhões de vezes superior àquela que seria causada pela queima química do H. Desta forma, a estrela pode continuar queimando H durante bilhões de anos, como é o caso do Sol, visto que tal produção de energia compensa e equilibra a tendência à contração pela ação da gravidade.

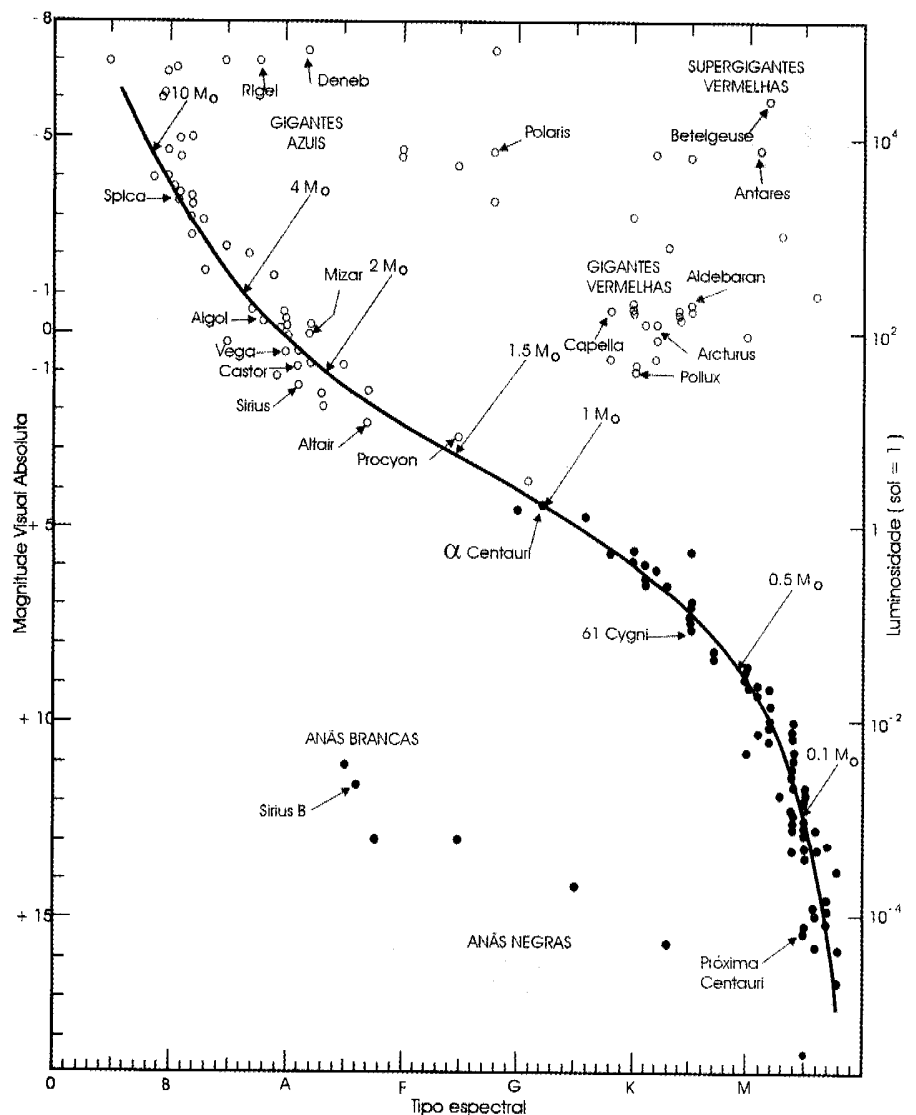


Fig. 1.5 Diagrama H-R (Hertzsprung-Russel), no qual o tipo espectral (que depende da cor e da temperatura da superfície) de muitas estrelas cujas distâncias são conhecidas, está representado em função da luminosidade (relativa ao Sol = 1).

A queima do H no centro das estrelas, onde a temperatura é máxima, produz He, elemento que permanece onde é formado, visto que o calor produzido é transferido para as camadas mais externas por radiação, e não por convecção. A acumulação de He forma um núcleo que cresce, com o H em ignição, confinado a uma camada concêntrica externa a esse núcleo. Com o crescimento do núcleo, a parte externa da estrela expande muito, e sua superfície esfria, assumindo uma coloração vermelha. É a fase denominada **gigante vermelha** (Fig. 1.4). Nesta fase o núcleo se contrai novamente pela atração gravitacional, e a temperatura central aumenta muito, para valores da ordem de  $10^8$  K. Inicia-se a queima do He, que pode durar muitos milhões de anos, formando C pela fusão de três partículas alfa. Em seguida, com o esgotamento do He, nova contração do núcleo e novo aumento de temperatura acarretam uma enorme expansão da estrela. Trata-se da fase de supergigante vermelha. Se o Sol atingir esta fase, daqui a cerca de 5 bilhões de anos, seu tamanho estender-se-á para além da órbita de Marte.

Em estrelas de tamanho médio, como é o caso do Sol, o núcleo de C é muito quente, mas não é suficiente para produzir fusões nucleares, de modo que cessam as reações produtoras de energia. Como resultado, o núcleo contrai ulteriormente, e a sua densidade aumenta, originando uma **anã branca**. Tais tipos de estrela perdem sua energia residual continuamente, por radiação, esfriando durante outros bilhões de anos, transformando-se em anãs marrons, e finalmente, em anãs negras.

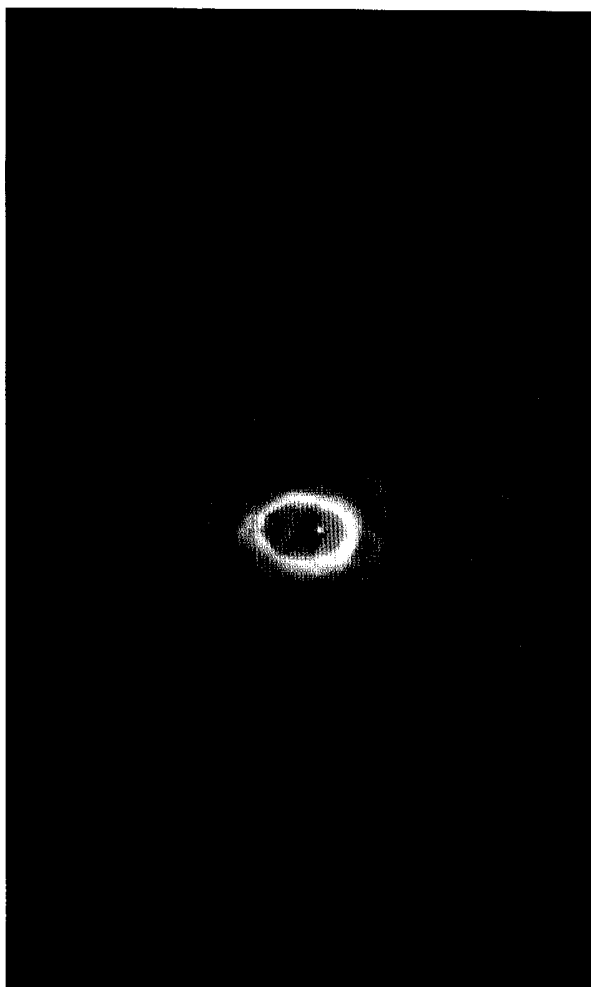
Por outro lado, em estrelas cujo tamanho é pelo menos oito vezes maior que o do Sol, em suas fases de supergigantes vermelhas, a temperatura do núcleo de C é suficiente para produzir O, Ne e Mg pela adição de partículas alfa, e posteriormente fundir O, formando Si e outros núclídeos de número de massa mais elevado. Tais processos, em que os resíduos da queima de combustível nuclear se acumulam no núcleo para em seguida queimarem por sua vez em outra reação termonuclear mais complexa, fazem com que as estrelas se constituam por uma série de camadas concêntricas. As reações nucleares cessam quando o elemento Fe é sintetizado (processos de equilíbrio, ou *e-processes*), visto que este elemento é o mais estável de sua região na curva de energia de ligação, e por isso uma fusão nuclear ulterior consumiria energia ao invés de produzi-la.

Cada estágio sucessivo de queima, desde o H até o Fe, libera menos energia que o anterior. A diminuição da fonte de energia coincide com a necessidade crescente de energia para as etapas posteriores da evolução estelar, de modo que estas são sucessivamente muito mais rápidas do que as anteriores, e especialmente a fase de estabilidade, quando a estrela permanece ao longo da Sequência Principal. Uma estrela que permaneceu durante bilhões de anos queimando H e depois He, passa extremamente rápido pela fase dos processos de equilíbrio, em segundos apenas, formando Fe, para ter imediatamente seu combustível nuclear esgotado em sua parte central. Nesta situação, a temperatura aumenta muito, a contração torna-se insustentável, e a estrela implode em frações de segundo comprimindo as partículas e formando uma estrela de nêutrons com diâmetro da ordem de apenas alguns quilômetros.

Nas camadas mais externas da estrela permanece grande quantidade de elementos ainda não queimados: H, He, C, O etc. A implosão do centro causa o colapso generalizado de tais camadas externas, com o concomitante grande aumento da temperatura. A quantidade de energia liberada é tão grande, em tão pouco tempo (menos de um segundo), que a estrela explode literalmente, lançando para o espaço a maior parte de seu material, num evento único no céu, um grande espetáculo para os astrônomos, e que caracteriza a fase de **supernova** (Fig. 1.6). Nesta explosão, grande número de nêutrons é liberado pela fissão dos núclídeos mais pesados, e esses nêutrons são imediatamente capturados por outros núclídeos, dando origem aos processos denominados r (*rapid* - rápidos) e s (*slow* - lentos) de formação de elementos novos. A prova da **nucleossíntese** pelas supernovas está na detecção do espectro de certos elementos instáveis, como o Tecnécio, ou alguns elementos transurânicos, tal como foi observado recentemente pelos astrofísicos.

O diagrama H-R tem fundamental importância no entendimento da evolução estelar, descrita antes, visto que podem ser observadas estrelas individuais em todas as etapas evolutivas, e determinadas as suas propriedades através de análises espectrais de diversos tipos. Após longa permanência sobre a Sequência Principal, produzindo He, a luminosidade das estrelas aumenta nas fases seguin-





**Fig. 1.6** Exemplo de fase de supernova. Nebulosa com formato de uma "ampulheta", mostrando os anéis ejetados de gases (N, H, O) resultantes de sua explosão. Fotografia tomada do telescópio Hubble. Fonte: NASA.

tes, de gigante vermelha e de supergigante vermelha, mas diminui a temperatura de sua superfície, por causa da expansão. As estrelas se deslocam então para a parte superior direita do diagrama (Fig. 1.4). Por outro lado, com a perda de luminosidade que antecede a morte das estrelas, as anãs brancas vão se situar na parte inferior do diagrama, abaixo da Sequência Principal.

Assim, os elementos constituintes do Universo foram formados em parte durante a nucleogênese, nos tempos que se sucederam ao *Big Bang* (basicamente H e He), ou então foram sintetizados no interior das estrelas em processos denominados genericamente de nucleossíntese. Aqueles com número atômico intermediário entre o He e o Fe

formaram-se durante a evolução das estrelas, nas partes centrais das gigantes vermelhas, enquanto aqueles com número atômico superior ao do Fe originaram-se unicamente naqueles instantes mágicos das explosões das supernovas. Ao mesmo tempo, desaparecendo a estrela-mãe, toda a sua matéria foi devolvida ao espaço interestelar, fertilizando-o e possivelmente dando início a um novo ciclo de evolução estelar.

Somente as estrelas de massa gigantesca podem evoluir até a fase de supernova. Estima-se que em cada galáxia ocorrem duas ou três explosões de supernovas em cada século. O evento mais brilhante parece ter sido aquele registrado no ano 1054, cuja matéria, espalhada pela explosão, deu origem à Nebulosa do Caranguejo (Fig. 1.4).

Existe uma relação íntima entre a origem do Universo e a dinâmica das estrelas, por um lado, e abundância dos elementos nos sistemas estelares, por outro. Explosões de supernovas têm como consequência importante que os novos elementos formados, primeiramente no interior da estrela, e posteriormente durante a explosão, são devolvidos ao espaço e misturados ao meio interestelar, essencialmente constituído no início de H e He. Desta forma, as novas estrelas a se formarem a partir de tal mistura já começariam a sua evolução com um complemento de elementos pesados, incluindo-se aí os isótopos radioativos de meia-vida longa, como U e Th. Este é o mecanismo pelo qual o Universo se torna progressivamente mais rico em elementos pesados. Estrelas formadas recentemente possuem cerca de 100 a 1.000 vezes mais Fe e outros elementos mais pesados do que aquelas mais antigas, formadas em épocas mais próximas da origem do Universo.

O Sistema Solar foi formado há "apenas" 4,6 bilhões de anos, quando o Universo já contava de 8 a 10 bilhões de anos de idade. A **nebulosa solar** resultou possivelmente da explosão de uma supernova, cuja massa estimada teria sido de aproximadamente 8 massas solares, e que em sua fase final teria sintetizado os elementos pesados que hoje constituem o Sol e seus planetas (Fig. 1.7). Portanto, a matéria constituinte dos corpos planetários do Sistema Solar possui certa quantidade de elementos pesados, e constituição química coerente (ver as denominadas **abundâncias solares** na Tabela 1.2).

**Tabela 1.2** Abundância Solar dos elementos. Embora existam diferenças de estrela para estrela, por causa da própria dinâmica interna, a abundância solar é tida como um valor médio representativo da constituição química do Universo, também chamada abundância cósmica (valores em átomos/ $10^6$  Si).

Z	Elemento	Abundância	Z	Elemento	Abundância	Z	Elemento	Abundância
1	H	$2,72 \times 10^{10}$	29	Cu	614	58	Ce	
2	He	$2,18 \times 10^9$	30	Zn	1.260	59	Pr	0,174
3	Li	59,7	31	Ga	37,8	60	Nd	0,231
4	Be	0,78	32	Ge	118	62	Sm	0,261
5	B	24	33	As	6,79	63	Eu	0,0870
6	C	$1,21 \times 10^7$	34	Se	62,1	64	Gd	0,331
7	N	$2,48 \times 10^8$	35	Br	11,8	65	Tb	0,0560
8	O	$2,01 \times 10^7$	36	Kr	45,3	66	Dy	0,398
9	F	843	37	Rb	7,09	67	Ho	0,1870
10	Ne	$3,76 \times 10^6$	38	Sr	23,8	68	Er	0,253
11	Na	$5,70 \times 10^4$	39	Y	4,64	69	Tm	0,0360
12	Mg	$1,075 \times 10^6$	40	Zr	10,7	70	Yb	0,243
13	Al	$8,49 \times 10^5$	41	Nb	0,71	71	Lu	0,0310
14	Si	$1,00 \times 10^6$	42	Mo	2,52	72	Hf	0,178
15	P	$1,04 \times 10^4$	44	Ru	1,86	73	Ta	0,0220
16	S	$5,15 \times 10^5$	45	Rh	0,344	74	W	0,137
17	Cl	5.240	46	Pd	1,39	75	Re	0,1507
18	Ar	$1,04 \times 10^5$	47	Ag	0,529	76	Os	0,717
19	K	3.770	48	Cd	1,69	77	Ir	0,210
20	Ca	$6,11 \times 10^4$	49	In	0,184	78	Pt	1,37
21	Sc	33,8	50	Sn	3,82	79	Au	0,180
22	Ti	2.400	51	Sb	0,352	80	Hg	0,52
23	V	295	52	Te	4,91	81	Tl	0,190
24	Cr	$1,34 \times 10^4$	53	I	0,90	82	Pb	3,15
25	Mn	9.510	54	Xe	4,35	83	Bi	0,090
26	Fe	$9,00 \times 10^5$	55	Cs	0,372	90	Th	0,0335
27	Co	2.250	56	Ba	4,36	92	U	0,0060
28	Ni	$4,93 \times 10^4$	57	La	0,448			

Fonte: Anders & Ebihara, 1982.

## 1.4 O Sistema Solar

Nosso Sol é uma estrela de média grandeza, ocupando a posição central na Sequência Principal no diagrama H-R (Fig. 1.5). Como tal, encontra-se formando He pela queima de H, há cerca de 4,6 bilhões de anos. Possivelmente, permanecerá nesta fase por outros tantos bilhões de anos, antes de evoluir para a fase de gigante vermelha, anã branca, e finalmente tornar-se uma anã negra.

Os demais corpos que pertencem ao Sistema Solar (planetas, satélites, asteróides, cometas, além de poeira e gás) formaram-se ao mesmo tempo em que sua estrela central. Isto confere ao sistema uma organização harmônica no tocante à distribuição de sua massa e às trajetórias orbitais de seus corpos maiores, os planetas e satélites. A massa do sistema (99,8 %) concentra-se no Sol, com os planetas girando ao seu redor, em órbitas elípticas de pequena excentricidade, virtualmente coplanares, segundo um plano básico denominado **eclíptica**. Neste plano estão assentadas, com pequenas inclinações, as órbitas de todos os planetas, e entre Marte e Júpiter orbitam também numerosos asteróides. Por sua vez, a grande maioria dos cometas parece seguir também órbitas próximas do plano da eclíptica. O movimento de todos estes corpos ao redor do Sol concentra praticamente todo o momento angular do sistema.

A Tabela 1.3 reúne os principais parâmetros físicos dos planetas do Sistema Solar. São, de dentro para fora do sistema: Mercúrio, Vênus, Terra, Marte, Júpiter, Saturno, Urano, Netuno e Plutão. Pode-se verificar que suas distâncias em relação ao Sol obedecem a uma relação empírica (a denominada "**lei de Titius-Bode**"), proposta por J.E. Bode :

$$d = 0,4 + 0,3 \times 2^n$$

na qual  $d$  é a distância heliocêntrica em unidades astronômicas (UA = distância média entre a Terra e o Sol, equivalente a cerca de 150 milhões de km), e  $n$  é igual a  $-∞$  para Mercúrio, zero para Vênus, e tem números de 1 a 8 para os planetas (Terra até Plutão). Os asteróides têm  $n = 3$ .

As características geométricas, cinemáticas e dinâmicas dos planetas do Sistema Solar foram condicionadas pela sua origem comum. Os planetas podem ser classificados em internos (ou terrestres, ou telúricos) e externos (ou jovianos). Pela

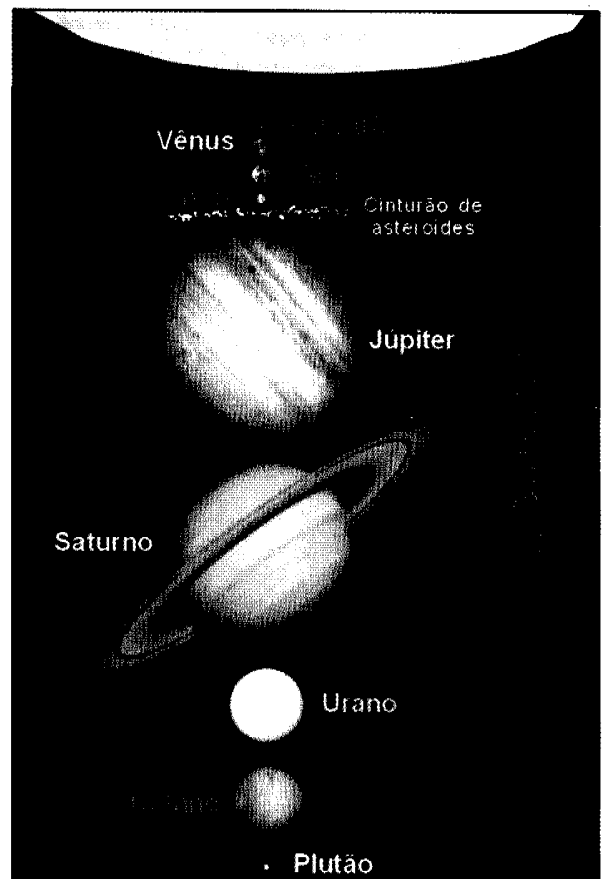


Fig. 1.7 O Sistema Solar. Os quatro planetas internos situam-se mais perto do Sol e são rochosos e menores em tamanho, enquanto os quatro planetas externos são gigantes; estes possuem satélites majoritariamente gasosos e com núcleos rochosos. O planeta mais distante, Plutão, é um pequeno corpo congelado de metano, água e rocha. Notar o cinturão de asteróides que se localiza entre o grupo de planetas internos e externos.

Tabela 1.3, verifica-se que os planetas internos possuem massa pequena e densidade média semelhante à da Terra, da ordem de  $5 \text{ g/cm}^3$ , enquanto que os planetas externos possuem massa grande e densidade média próxima à do Sol. Os incontáveis corpos de dimensões menores, que orbitam no cinturão de asteróides (o maior asteróide conhecido, Ceres, tem diâmetro da ordem de 970 km), apresentam características variáveis, porém mais semelhantes às daquelas dos planetas internos. Os planetas internos possuem poucos satélites e atmosferas finas e rarefeitas. Já os planetas externos possuem normalmente mais satélites e suas atmosferas são muito espessas e de composição muito parecida à do Sol, com predominância de H e He.

Tabela 1.3 Parâmetros físicos dos planetas do Sistema Solar.

Planeta	Mercúrio	Vênus	Terra	Marte	Júpiter	Saturno	Urano	Netuno	Plutão
Raio( $R_{\oplus}$ )	0,38	0,95	1	0,53	11,21	9,45	4	3,88	0,18
Massa( $M_{\oplus}$ )	0,055	0,814	1	0,104	317,7	99,66	14,53	17,06	0,002
Densidade (g/cm <sup>3</sup> )	5,4	5,2	5,5	3,9	1,3	0,7	1,3	1,6	2
Atmosfera (%)		CO <sub>2</sub> (96) N (3)	N (78) O (21)	CO <sub>2</sub> (95) N (3)	H (78) He (20)	H (78) He (20)	H+He (15) H <sub>2</sub> O, CH <sub>4</sub> , NH <sub>3</sub> (60)	H+He (10) H <sub>2</sub> O, CH <sub>4</sub> , NH <sub>3</sub> (60)	
Satélites			1	2	16	18	15	8	1
Distância (UA)	0,39	0,72	1	1,52	5,2	9,55	19,19	30,11	39,53
Duração do ano dias terrestres	88	225	365 ¼	687	4.347	10.775	30.680	60.266	90.582
Rotação (dia)	58,6	-243	0,99	1,03	0,41	0,45	-0,72	0,67	-6,39
Excentricidade	0,21	0,01	0,02	0,09	0,05	0,06	0,05	0,01	0,25
Diâmetro do equador (km)	4.879	12.104	12.756	6.794	142.984	120.536	51.118	49.528	2.300
Inclinação orbital	7,00	3,39	0	1,85	1,31	2,49	0,77	1,77	17,15

$R_{\oplus}$  e  $M_{\oplus}$  respectivamente, raio (6.378km) e massa ( $5,98 \times 10^{21}$  t) da Terra.

As diferenças fundamentais entre planetas internos e externos podem ser atribuídas à sua evolução química primitiva. Basicamente, os últimos são gigantes gasosos, com constituição química similar à da nebulosa solar, enquanto que os internos são constituídos de material mais denso. Como será descrito adiante, tais diferenças, a partir de uma química inicial similar, se devem a um evento de alta temperatura que ocorreu numa fase precoce da evolução dos sistemas planetários, responsável pela perda de elementos voláteis pelos planetas internos.

Segundo os modelos mais aceitos (por exemplo o de Safronov, 1972), a origem do Sistema Solar remonta a uma nebulosa de gás e poeira cósmica, com composição química correspondente à abundância solar dos elementos (Tabela 1.2). A nebulosa tinha forma de um disco achatado, em lenta rotação. Nos primórdios da evolução, ocasião em que a sua estrela central, o Sol, iniciava seus processos internos de fu-

ção nuclear, a temperatura de toda a região mais interna, pouco aquém da órbita de Júpiter, permanecia elevada. Com o resfriamento gradativo, pela perda de energia por radiação, parte do gás incandescente condensou-se em partículas sólidas, iniciando o processo de acreção planetária, mediante colisões entre tais partículas, guiadas pela atração gravitacional.

Provavelmente formaram-se no estágio inicial alguns anéis com concentração maior de material sólido, separados por espaços com menor concentração. À medida que ocorreu o resfriamento, o material dos anéis foi se concentrando em corpos com dimensões da ordem de um quilômetro, ou pouco maior (**planetésimos**), que posteriormente se aglomeraram em corpos ainda maiores (protoplanetas). Finalmente, estes varreram as respectivas órbitas, atraindo para si, pela ação gravitacional, todo o material sólido que girava nas proximidades, dando origem aos planetas. Embora seja desconhecida a duração do processo de

acresção planetária, estima-se que, numa escala de tempo cósmica, ele foi muito rápido, pois a cristalização de corpos diferenciados, conforme será visto a seguir, ocorreu no máximo 200 ou 300 milhões de anos após os processos de nucleossíntese que originaram a nebulosa solar.

O processo de acresção planetária, extremamente complexo, não é totalmente conhecido, de tal modo que os modelos não explicam adequadamente todas as particularidades observadas nos planetas e satélites do Sistema Solar. Independentemente do modelo escolhido, parece que o estágio inicial da formação planetária corresponde à condensação da nebulosa em resfriamento, com os primeiros sólidos, minerais refratários aparecendo a uma temperatura da ordem de 1.700 K. O mecanismo para agregar as partículas, possivelmente relacionado com afinidade química, ainda é obscuro. Por outro lado, os protoplanetas, de dimensões grandes e com apreciável campo gravitacional, podem atrair e reter planetésimos. No citado modelo de Safronov, em cerca de 100 milhões de anos poderiam ter-se acumulado 97-98% do material que constitui hoje o planeta Terra.

As diferenças nas densidades dos planetas internos (Tabela 1.3), decrescendo na ordem Mercúrio-Terra-Vênus-Marte (e também Lua), são atribuídas à progressão do crescimento, visto que a composição química da nebulosa original foi uniforme e análoga à abundância solar dos elementos.

Finalmente, após os eventos relacionados com sua acresção, os planetas internos passaram por um estágio de fusão, condicionado pelo aumento de temperatura ocorrido em seu interior, com o intenso calor produzido pelos isótopos radioativos existentes em quantidade relevante, nas épocas mais antigas da evolução planetária. Com seu material em grande parte no estado líquido, cada planeta sofreu diferenciação química e seus elementos agregaram-se de acordo com as afinidades químicas, resultando num núcleo metálico interno, constituído essencialmente de Fe e Ni, envolto por um espesso manto de composição silicática (Cap. 5). No caso dos planetas externos, além de conterem H e He, ao lado de outros compostos voláteis em suas atmosferas exteriores, acredita-se que tenham núcleos interiores sólidos, em que predominam compostos silicáticos. Tanto no caso do episódio inicial da acresção planetária, como neste episódio posterior de diferenciação geoquímica, são cruciais os

conhecimentos obtidos pela meteorítica, que serão vistos a seguir.

## 1.5 Meteoritos

Meteoritos são fragmentos de matéria sólida provenientes do espaço. A imensa maioria, de tamanho diminuto, é destruída e volatilizada pelo atrito, por ocasião de seu ingresso na atmosfera da Terra. Os **meteoros** (estrelas cadentes) - estrias luminosas que sulcam o céu e são observadas em noites escuras e sem nuvens - são os efeitos visíveis de sua chegada. Apenas os meteoritos maiores conseguem atingir a superfície da Terra. Alguns cuja massa alcança diversas toneladas produziram crateras de impacto que vez ou outra são descobertas. Por exemplo, um meteorito com cerca de 150.000 toneladas chocou-se com a Terra há cerca de 50.000 anos, cavando o *Meteor Crater* (Arizona, E.U.A.), uma depressão com 1.200 metros de diâmetro e 180 metros de profundidade (Fig. 1.8). Um impacto meteorítico ainda maior, ocorrido em época ainda não determinada, produziu uma cratera com cerca de 3.600 metros de diâmetro nas proximidades da cidade de São Paulo, hoje, porém, preenchida por sedimentos (Cap.23).

O estudo de algumas trajetórias, quando a observação foi possível, indicou como provável região de origem dos meteoritos o anel de asteróides já referido que se situa entre as órbitas de Marte e de Júpiter (Fig. 1.7). Análises químicas de alguns meteoritos sugerem uma proveniência da Lua, e também de Marte, arrancados das superfícies desses corpos por grandes impactos.

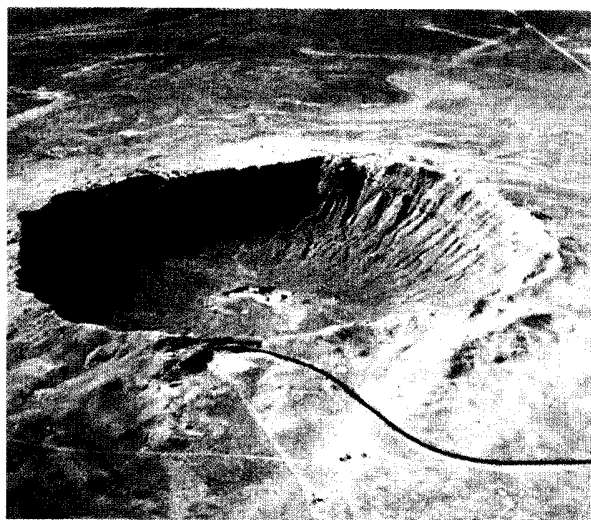


Fig. 1.8 Meteor Crater, Arizona, EUA. Fonte: NASA.

As amostras de meteoritos conhecidas e estudadas pela **meteorítica** – o ramo da Ciência que estuda esses corpos – são da ordem de 1.700. Porém, alguns milhares de amostras adicionais estão sendo continuamente coletados por expedições na Antártica. A busca de meteoritos é grandemente facilitada na calota gelada, onde eles se concentram na superfície (juntamente com outros resíduos sólidos), com o passar do tempo, por conta da redução do volume das geleiras, causada pela ação do vento combinada com a trajetória ascendente do fluxo do gelo quando este encontra elevações topográficas.

Os meteoritos subdividem-se em classes e subclasses, de acordo com suas estruturas internas, composições químicas e mineralógicas (Tabela 1.4).

Dois aspectos da meteorítica são importantes para o entendimento da evolução primitiva do Sistema Solar: a significação dos meteoritos condriticos para o processo de acreção planetária e a significação dos meteoritos diferenciados em relação à estrutura interna dos planetas terrestres.

Os meteoritos do tipo condritico correspondem a cerca de 86% do total, em relação às quedas de fato observadas, sendo que 81% correspondem aos do tipo ordinário, enquanto que os outros 5% são os chamados condritos carbonáceos (Tabela 1.4).

Com exceção de alguns tipos de condritos carbonáceos, todos os demais tipos de condritos possuem **côndrulos**, pequenos glóbulos esféricos ou

**Tabela 1.4** Classificação simplificada dos meteoritos.

<b>Meteoritos Rochosos (95%)</b>	<b>Condritos (86%)</b>	<b>Ordinários (81%)</b> <b>Carbonáceos (5%)</b>	<b>Características:</b> Primitivos não diferenciados. Idade entre 4,5 e 4,6 bilhões de anos. Abundância solar (cós-mica) dos elementos pesados.  Possuem côndrulos, à exceção dos condritos carbonáceos tipo C1.  <b>Composição:</b> Minerais silicáticos (olivinas e piroxênios) fases refratárias e material metálico (Fe e Ni).  <b>Proveniência provável:</b> Cinturão de asteróides.
	<b>Acondritos (9%)</b>		<b>Características:</b> Diferenciados. Idade entre 4,4 e 4,6 bilhões de anos, à exceção daqueles do tipo SNC, com idade aproximada de 1 bilhão de anos.  <b>Composição:</b> Heterogênea, em muitos casos similar à dos basaltos terrestres. Minerais principais: Olivina, piroxênio e plagioclásio.  <b>Proveniência provável:</b> Corpos diferenciados do cinturão de asteróides, muitos da superfície da Lua, alguns (do tipo SNC) da superfície de Marte (Shergottitos-Nakhlitos-Chassignitos).
<b>Meteoritos ferro-pétreos (siderólitos) (1%)</b>			<b>Composição:</b> Mistura de minerais silicáticos e material metálico (Fe + Ni).  <b>Proveniência provável:</b> Interior de corpos diferenciados do cinturão de asteróides.
<b>Meteoritos Metálicos (sideritos) (4%)</b>			<b>Composição:</b> Mineral metálico (Fe + Ni).  <b>Proveniência provável:</b> Interior de corpos diferenciados do cinturão de asteróides.

elipsoidais, com diâmetros normalmente submilimétricos (0,5-1mm), e constituídos de minerais silicáticos (Fig. 1.9), principalmente olivina, piroxênios ou plagioclásios. Estes minerais, que serão vistos no Cap. 2, são os mesmos que se encontram em certos tipos de rochas terrestres, denominadas magmáticas, formadas pela cristalização de líquidos silicáticos (magmas), originados nas profundezas da Terra. Por analogia, os côndrulos devem ter-se formado, com grande probabilidade, por cristalização de pequenas gotas quentes (temperatura da ordem de 2.000°C), que vagavam no espaço em grandes quantidades, ao longo das órbitas planetárias, em ambientes virtualmente sem gravidade.

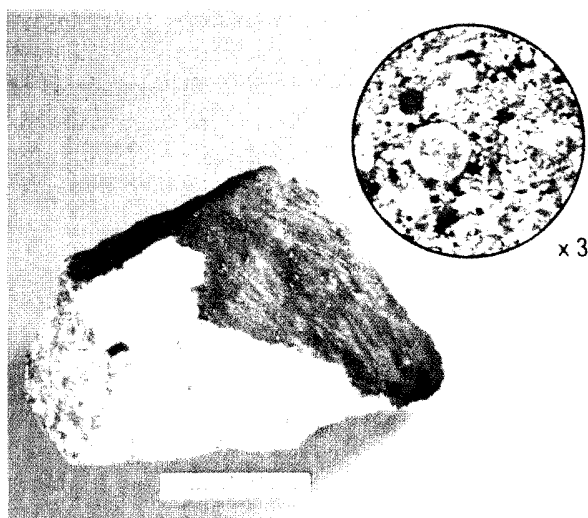


Fig. 1.9 Meteorito condrito (Barwell, Inglaterra). Fonte: IPR/7-79. British Geological Survey @ NERC. All rights reserved.

Os condritos ordinários consistem em aglomerações de côndrulos. Nos interstícios entre os côndrulos, aparecem materiais metálicos, quase sempre ligas de ferro e níquel, ou sulfetos desses elementos, fazendo com que o conjunto tenha uma composição química global muito similar àquela preconizada para a própria nebulosa solar para quase todos os elementos, com exceção de H, He, e alguns outros entre os mais voláteis. Em conseqüência, tais meteoritos condriticos (e entre estes os condritos carbonáceos do tipo C1) são considerados os corpos mais primitivos do Sistema Solar diretamente acessíveis para estudo científico. A interpretação de sua origem é a de que eles são fragmentos de corpos parentais maiores, mais ou menos homogêneos em composição, que existiam como planetésimos na região do espaço entre Marte e Júpiter, que não chegaram a sofrer diferenciação química, permanecendo portanto sem transformações importantes em suas estruturas internas. A figura 1.10 ilustra a formação e evolução primitiva dos corpos parentais dos meteoritos.

A própria existência dos côndrulos indica que o material formou-se durante o resfriamento e a correspondente condensação da nebulosa solar, portanto, antes dos eventos principais de acreção planetária. Mais ainda, indica que houve um estágio de alta temperatura, seguramente acima de 1.700°C e provavelmente próximo de 2.000°C, pelo menos em toda a parte interna do Sistema Solar, incluindo o anel dos asteróides. Considera-se que este evento de alta temperatura, ocorrido numa fase precoce da evolução dos

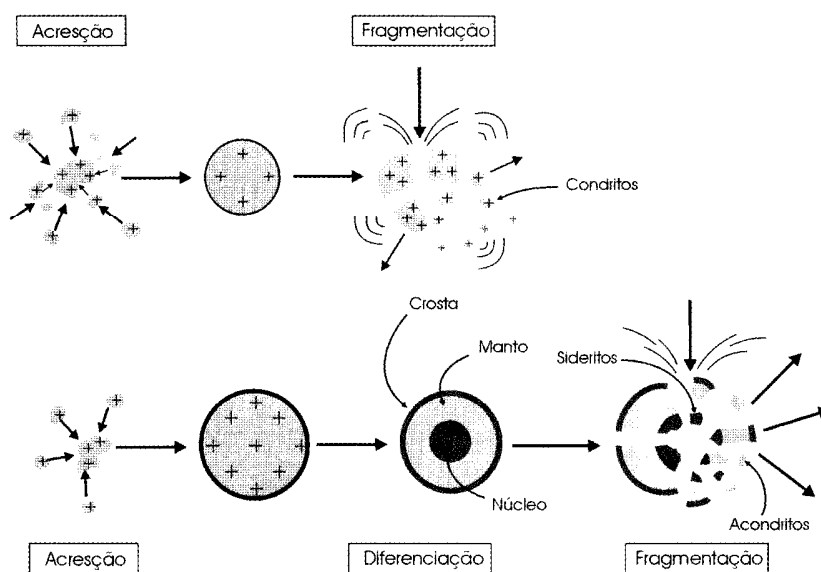
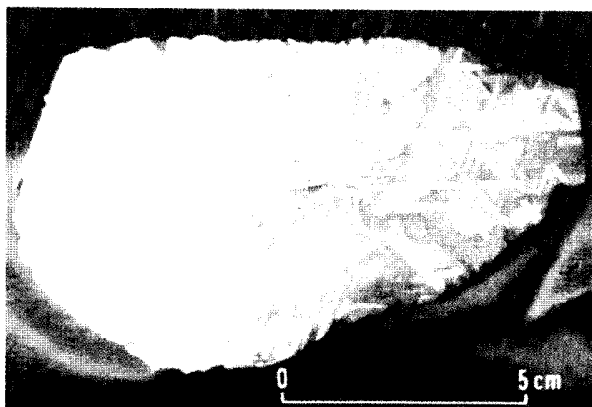


Fig. 1.10 Esquema simplificado da origem dos corpos parentais dos meteoritos. Grandes impactos no espaço causaram a fragmentação desses corpos parentais, originando diferentes tipos de meteoritos.

sistemas planetários, tenha sido o responsável pela perda dos elementos mais voláteis, e principalmente H e He, por parte do material que viria mais tarde a constituir os planetas internos, seus satélites e os asteróides.

Os condritos carbonáceos do tipo C1 contêm minerais hidratados e compostos orgânicos, formados em temperaturas relativamente baixas, e não possuem cóndrulos. Além disso, apresentam uma composição química muito próxima da abundância solar dos elementos, à exceção dos elementos gasosos e dos compostos mais voláteis. Assim, este tipo é considerado o mais primitivo e menos diferenciado dos produtos condensados da matéria planetária inicial. Suas feições particulares sugerem que seus corpos parentais foram menos aquecidos do que os que deram origem aos demais condritos e portanto estariam situados a maiores distâncias do Sol, na região orbital entre Marte e Júpiter.

Os **acondritos**, **siderólitos** e **sideritos** (Tabela 1.4) perfazem cerca de 14% das quedas recuperadas. A Fig. 1.11 mostra a estrutura interna típica de um siderito, formada pelo intercrescimento de suas fases minerais na época da sua formação, ainda no interior do núcleo do corpo parental.



**Fig. 1.11** Siderito de Coopertown, EUA. Face polida mostrando a estrutura típica de Widmanstätten, produzida pelo intercrescimento de lamelas de dois minerais diferentes, ambos constituídos de Fe e Ni. Siderito de Coopertown, EUA. Fonte: IPR/7-79. British Geological Survey @ NERC. All rights reserved.

Esses meteoritos não-condríticos correspondem a diversas categorias de sistemas químicos diferentes, formados em processos maiores de diferenciação geoquímica, no interior de corpos parentais maiores do que aqueles que deram origem aos condritos e que atingiram dimensões superiores aos limites críticos para

a ocorrência de fusão interna. De certa forma, trata-se de sistemas químicos complementares em relação ao “modelo condrítico”.

No âmbito da evolução dos corpos parentais dos meteoritos, até a sua fragmentação final (Fig. 1.10), o processo acrecionário inicial seria similar, e no caso do corpo parental não atingir grandes dimensões, a sua fragmentação produziria apenas condritos. Para os corpos maiores, a energia dos impactos, aliada ao calor produzido pelas desintegrações de determinados isótopos radioativos existentes no material, elevariam a temperatura e produziriam a fusão do material, com a conseqüente separação das fases silicáticas em relação às fases metálicas. Os corpos parentais, tanto diferenciados como não diferenciados, colidiram entre si, fragmentando-se e produzindo objetos menores, como os atuais asteróides. Muitos dos fragmentos resultantes das inúmeras colisões acabariam cruzando eventualmente com a órbita da Terra e seriam capturados por ela, como meteoritos, devido à atração gravitacional.

O estudo dos meteoritos permite o estabelecimento, com certa precisão, da cronologia dos eventos ocorridos durante a evolução primitiva do Sistema Solar. Determinações de idade, obtidas diretamente nos diversos tipos de meteoritos, têm revelado uma quase totalidade de valores entre 4.600 e 4.400 milhões de anos, sendo que há determinações de grande precisão em certos meteoritos rochosos (portanto diferenciados) por volta de 4.560 milhões de anos. A principal exceção refere-se ao grupo de meteoritos do tipo SNC (Shergottitos-Nakhilitos-Chassignitos), cujas idades de cristalização são da ordem de 1.000 milhões de anos. Estas idades mais jovens e a natureza e mineralogia basáltica (silicatos ferro-magnesianos principalmente) destes meteoritos apóiam sua proveniência de Marte.

Com base na idade dos meteoritos diferenciados por volta de 4.560 milhões de anos, evidenciou-se que naquela época já tinha ocorrido acúmulo de material em corpos parentais com dimensão suficiente para ensejar diferenciação geoquímica. Como corolário, os planetas terrestres também devem ter sido formados de acordo com este cronograma. Segundo o modelo já mencionado de Safronov, a acumulação de 97-98% do material do planeta Terra teria ocorrido em cerca de 100 milhões de anos. Mais ainda, a existência das assim chamadas “radioatividades extintas” permite colocar um limite de idade para aqueles eventos de



nucleossíntese que produziram, no interior de uma supernova que explodiu, a grande parte dos elementos do Sistema Solar. Radioatividades extintas referem-se a certos isótopos, como o  $^{127}\text{Xe}$ , que se forma a partir da desintegração do isótopo radioativo  $^{127}\text{I}$ , de meia-vida curta (Cap. 15), da ordem de 12 milhões de anos. Este isótopo formado no interior da estrela, foi lançado no espaço e produziu Xe até o seu desaparecimento, nas primeiras duas ou três centenas de milhões de anos a partir do evento de sua formação. O fato de  $^{127}\text{Xe}$  em excesso ter sido encontrado e medido em muitos meteoritos indica que o isótopo 127 do Iodo esteve presente no sistema durante os processos de acreção e diferenciação. A medida da quantidade de xenônio formado em excesso permitiu fixar um limite, da ordem de 200 milhões de anos, para o processo de nucleossíntese que formou a grande maioria dos elementos que hoje constituem o Sol e seus corpos planetários. Estes, por sua vez, descendem da explosão de uma supernova ocorrida por volta de 4.800 milhões de anos atrás.

## 1.6 Planetologia Comparada

Com o advento da era espacial, a partir do final dos anos 50, mais de 80 espaçonaves norte-americanas e da ex-União Soviética efetuaram missões exploratórias, trazendo informações dos planetas e outros objetos do Sistema Solar de uma maneira sem precedentes. Assim, o estudo dos planetas teve enor-

me impulso e levou ao estabelecimento da planetologia comparada, um ramo recente das ciências geológicas que busca elucidar condições e processos que ocorreram em determinados períodos da história da Terra, por meio das observações nos planetas e satélites que são nossos vizinhos.

Para a Terra, assim como para Mercúrio, Vênus e Marte, a existência de um núcleo denso foi demonstrada há muito tempo, em virtude dos dados observados sobre seus momentos de inércia, bem como as determinações, pela Astronomia, de suas densidades médias. Como os planetas telúricos tiveram evolução similar à dos corpos parentais dos meteoritos diferenciados, podemos concluir que eles têm um núcleo metálico, análogo em composição aos sideritos, e um manto silicático, análogo em composição a certos acondritos. No caso da Terra, a separação entre esses dois sistemas quimicamente muito diferentes é caracterizada por uma clara descontinuidade nas propriedades sísmicas, situada a uma profundidade aproximada de 2.885 km (Cap. 4).

As missões Apollo e Luna efetuaram valiosas observações na Lua e coletaram mais de 380 quilos de amostras lunares (Fig. 1.12). Do mesmo modo, Mercúrio foi estudado pelas sondas espaciais Mariner; Vênus pelas sondas Venera e Magellan, e o planeta Marte pelas sondas Mars, Mariner, Viking, Mars Pathfinder, e Mars Global Surveyor. As sondas Pioneer e Voyager foram lançadas para observações à distância dos diversos planetas e sa-

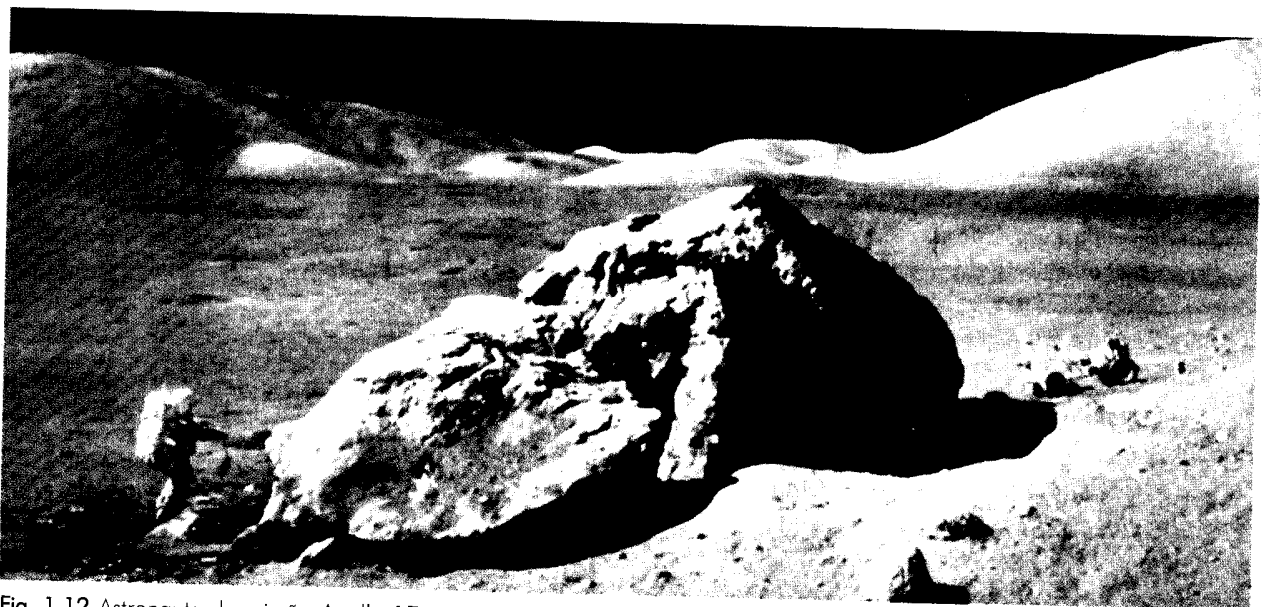


Fig. 1.12 Astronauta da missão Apollo 17, examinando uma grande rocha lunar nas proximidades do sítio de pouso da nave espacial, em dezembro de 1972. Fonte: NASA.

térites externos, tendo sido produzidas fotografias e imagens de enorme valor científico. Outra iniciativa estratégica é a missão *Galileo*, um programa científico dos mais ambiciosos, em que a nave espacial, lançada em 1989, chegou até Júpiter em 1995, e desde então está realizando um *tour* fantástico daquele planeta e de seus satélites principais, destacando uma missão suicida de uma de suas sondas, que mergulhou na atmosfera de Júpiter, colhendo dados preciosos sobre sua constituição e sua dinâmica.

Resumiremos a seguir algumas características dos planetas e dos principais satélites do Sistema Solar, com ênfase nos que têm especial importância para a elucidação de determinados ambientes físico-químicos e processos evolutivos relevantes para a história do nosso planeta.

### 1.6.1 Planetas internos

**Terra** - O terceiro planeta do Sistema Solar apresenta massa aproximada de  $6 \times 10^{29}$  g e densidade de  $5,52 \text{ g/cm}^3$ . O raio equatorial terrestre é de 6.378,2 km e o seu volume  $1,083 \times 10^{12} \text{ km}^3$ . Embora tenha perdido seus elementos voláteis na fase de acreção do Sistema Solar, a Terra apresenta uma atmosfera secundária, formada por emanações gasosas durante toda a história do planeta, e constituída principalmente por nitrogênio, oxigênio e argônio. A temperatura de sua superfície é suficientemente baixa para permitir a existência de água líquida, bem como de vapor de água na atmosfera, responsável pelo efeito estufa regulador da temperatura, que permite a existência da biosfera. Por causa dos envoltórios fluidos que a recobrem, atmosfera e hidrosfera, a Terra quando vista do espaço assume coloração azulada, conforme simbolizado pela fotomontagem introdutória deste capítulo. Esta visão magnífica foi relatada por Yuri Gagarin, o primeiro astronauta a participar de uma missão aeroespacial.

A característica principal do planeta Terra é seu conjunto de condições únicas e extraordinárias que favorecem a existência e a estabilidade de muitas formas de vida, sendo que evidências de vida bacteriana abundante foram já encontradas em rochas com idade de 3.500 milhões de anos.

A Terra possui importantes fontes de calor em seu interior, que fornecem energia para as atividades de sua dinâmica interna e condicionam a formação de magmas e as demais manifestações da assim chamada tectônica global (Cap. 6). Este processo conjuga-se aos movimentos de grandes placas rígidas que constituem a litosfera, a capa mais externa do planeta, que por sua vez situa-se em todo o globo acima de uma camada mais plástica, a astenosfera.

Ao mesmo tempo, a superfície terrestre recebe energia do Sol, através da radiação solar incidente, que produz os movimentos na atmosfera e nos oceanos do planeta. Estas últimas atividades são as que provocam profundas transformações na superfície da Terra, modificando-a continuamente. Justificam assim o fato de que quaisquer feições primitivas de sua superfície, como por exemplo crateras de impacto meteorítico, tenham sido fortemente obscurecidas ou totalmente apagadas ao longo da sua história.

A Lua, o satélite da Terra, apresenta 1,25% da massa do planeta a que se relaciona, sendo neste particular um dos maiores satélites do Sistema Solar. Tem um diâmetro de 3.480 km e densidade de  $3,3 \text{ g/cm}^3$ , portanto muito menor do que a da Terra. Não detém atmosfera.

As feições geológicas maiores da Lua são visíveis a olho nu (Fig. 1.13). Trata-se de áreas claras que circundam áreas mais escuras de contorno mais ou menos circular, conhecidas como mares (“maria”). As informações obtidas nas missões espaciais à Lua indicaram que as primeiras são regiões de terras altas (*highlands*), de relevo irregular, e apresentando grande quantidade de crateras de impacto, enquanto que as segundas são vastas planícies, com muito menor quantidade de crateras.

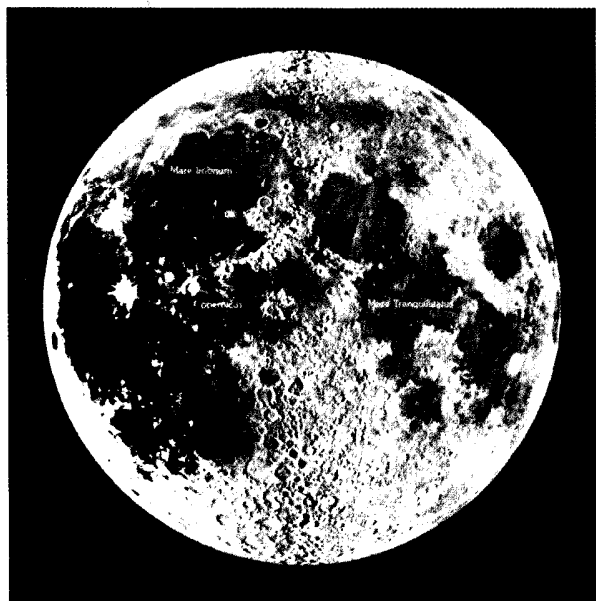


Fig. 1.13 Principais feições observáveis na superfície lunar a partir da Terra, destacando-se as planícies, os mares (áreas escuras) e as terras altas de relevo irregular com grande quantidade de crateras. Fonte: Observatório Lick, NASA.

As amostras de material lunar coletadas pelas missões Apollo permitiram esclarecer que nas terras altas predominam rochas claras, pouco comuns na Terra e denominadas *anortositos*, constituídas essencialmente de plagioclásios (silicatos de Na e Ca) que são por sua vez muito comuns na Terra. Determinações de idade obtidas nestas rochas mostraram-se sempre acima de 4.000 milhões de anos. Alguns valores de idade resultaram próximos de 4.600 milhões de anos, da mesma ordem das idades obtidas em meteoritos. Estas idades indicam que os materiais lunares foram também formados nos primórdios da evolução do Sistema Solar.

Por sua vez, as amostras coletadas das regiões baixas (nos *maria*) revelaram uma composição basáltica, material de origem vulcânica muito comum na Terra. Suas idades resultaram em geral mais novas do que as das rochas anortosíticas, mas de qualquer forma muito antigas, da ordem de 3.800 milhões de anos. As datações mais jovens obtidas nas rochas basálticas lunares foram da ordem de 3.200 milhões de anos.

A análise das estruturas de impacto visíveis na superfície da Lua demonstra que o satélite foi submetido a um violento bombardeio por planetésimos e asteróides de todos os tamanhos, desde sua fase embrionária. As crateras maiores têm diâmetros superiores a 1.000 km (como por exemplo os denominados *Mare Imbrium*, *Mare Tranquillitatis*, ou a Bacia Oriental, no lado distante da Lua), mas existem muitas outras, de todos os tamanhos (Fig. 1.14).

A origem do sistema Terra-Lua é assunto ainda controverso, tendo em vista as muitas semelhanças e diferenças de nosso satélite em relação à Terra. O modelo mais aceito atualmente (Fig. 1.15) postula um impacto de um corpo de dimensões pouco maiores que Marte, durante os estágios finais da acreção planetária, ocasião em que a Terra já tinha praticamente seu tamanho atual, e já estava diferenciada, com núcleo metálico e manto silicático.

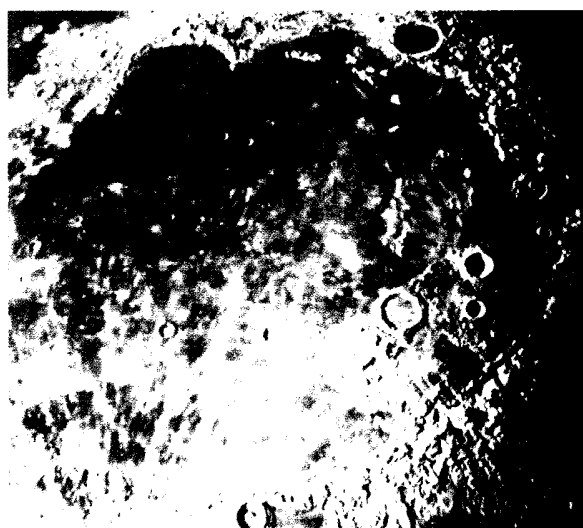


Fig. 1.14 Imagem do Mare Imbrium, uma cratera de impacto gigantesca, preenchida por lava, com cerca de 1.000 km de diâmetro. Notar o grande número de crateras menores e mais jovens também presentes. Fonte: NASA.

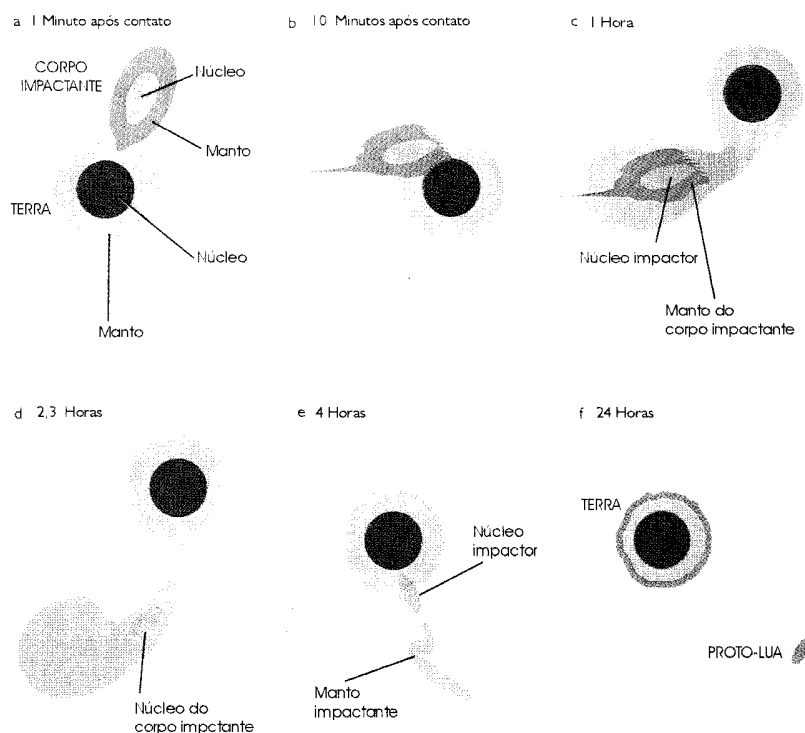


Fig. 1.15 Sistema Terra-Lua - Simulação de computador sobre a origem da Lua, considerando o impacto oblíquo de um objeto com cerca de 0,14 da massa terrestre, com velocidade de 5 km/s. Ambos os corpos já estariam diferenciados em núcleo metálico e manto silicático. Logo após a colisão, o corpo impactante e parte do manto terrestre foram despedaçados, e muitos compostos voláteis foram vaporizados. Em seguida, grande parte do manto do objeto que colidiu teria sido ejetado para uma situação orbital e coalesceria rapidamente formando uma Lua parcial ou totalmente fundida. Grande parte do material do núcleo do corpo impactante, mais pesado, teria sido incorporado à Terra.

**Mercúrio** - é o planeta mais interno do Sistema Solar. Sua massa é apenas 5,5% da Terra, mas sua densidade é apenas pouco inferior à do nosso planeta. Seu núcleo metálico é, portanto, proporcionalmente muito maior que o terrestre.

Mercúrio tornou-se geologicamente inativo logo após ter sido formado. Praticamente não tem atmosfera, e por causa disso sua superfície não sofreu grandes transformações, sendo portanto muito antiga. Observações da sonda Mariner 10 revelaram que a sua superfície é árida e preserva grande quantidade de crateras de impacto resultantes do bombardeio ocorrido nos primórdios da evolução do Sistema Solar (Fig. 1.16), como na Lua.

**Vênus** - é o planeta que apresenta maior semelhança com a Terra, em tamanho, em peso, na sua herança de elementos químicos, e sua massa equivale a 81,5% da massa desta. Sua aparência externa, observada ao telescópio, é obscurecida por nuvens, refletindo a densa atmosfera, que esconde suas feições topográficas. Contudo, diversas sondas, a exemplo das soviéticas Venera 9 e 10, ou a norte-americana Magellan, nas décadas de 70 e 80, lograram obter imagens de



Fig. 1.16 Superfície árida de Mercúrio, mostrando grande quantidade de crateras de impacto de tamanhos diversos. Fonte: NASA.

radar de sua superfície (Fig. 1.17). Algumas dessas missões chegaram a pousar no planeta, e as análises obtidas revelaram rochas com composição basáltica similar à de rochas terrestres.

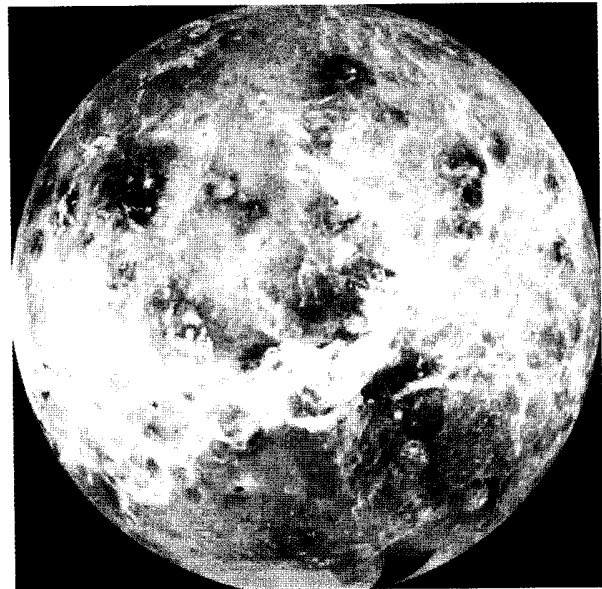


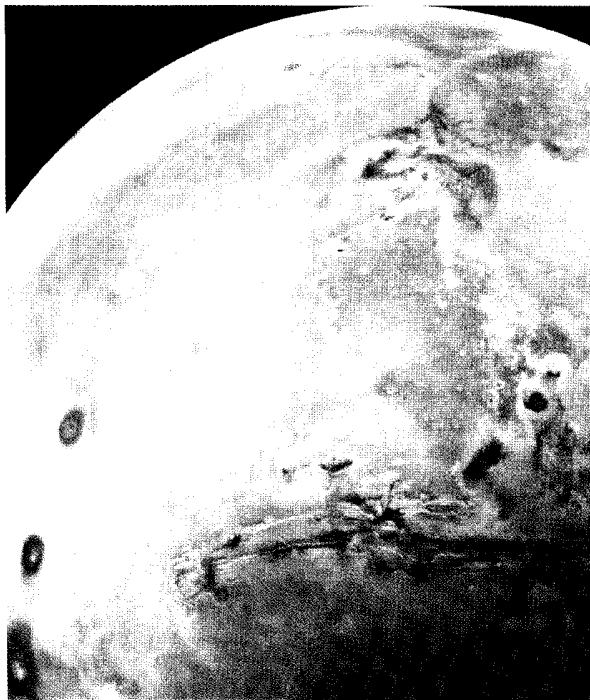
Fig. 1.17 Feições morfológicas da superfície de Vênus em mosaico de radar obtido pela missão Magellan. Observar estruturas circulares gigantes e a faixa mais clara de planaltos elevados. Fonte: NASA/JPL.

O relevo do planeta é menos variado que o da Terra. São observadas ondulações moderadas da superfície em cerca de 60% da área, terras baixas em cerca de 30%, e alguns planaltos elevados (*Terra Ishtar* e *Terra Aphrodite*), que foram interpretados como massas rochosas “continentais”. Feições similares a vulcões e estruturas circulares gigantes (Fig. 1.17 parecidas com grandes estruturas vulcânicas de colapso existentes na Terra foram observadas. Além disso, foram identificados sistemas simétricos de elevações lineares de grande extensão, interpretados como análogos aos sistemas de dorsais existentes nos oceanos terrestres (Cap. 17), e também elevações topográficas na *Terra Ishtar* interpretadas como cadeias montanhosas produzidas por colisão de massas continentais. Grandes crateras de impacto foram identificadas, sugerindo que certas áreas do planeta são geologicamente antigas.

A atmosfera de Vênus, secundária como a da Terra, é formada basicamente por  $\text{CO}_2$  e quantidades menores de N,  $\text{SO}_2$  e outros gases. A pressão atmosférica na superfície do planeta é de cerca de 92 bars, e a enorme quantidade de gás carbônico existente gera um efeito estufa gigantesco, elevando a temperatura da superfície a quase  $500^\circ\text{C}$ .

Por causa das similaridades de tamanho e composição, Vênus deveria ter regime térmico similar ao da Terra, sugerindo, portanto, a existência de uma estrutura interna. Entretanto, evidências diretas de uma tectônica global do tipo terrestre não estão comprovadas. Ao mesmo tempo, a elevada temperatura superficial do planeta sugere que a sua litosfera seria menos espessa e mais flutuante, impedindo ou dificultando processos de subdução para o manto interior do planeta como os que ocorrem na Terra (Cap. 6). Além disso, a grande quantidade de vulcões apontaria à existência de regiões com elevada produção de calor (*hot spots*) (Caps. 6 e 17) no manto de Vênus, as quais poderiam refletir o produto final de uma dinâmica de dissipação superficial do calor interno do planeta.

**Marte** - O quarto planeta do Sistema Solar é pequeno, com massa total de cerca de 11% daquela da Terra. As numerosas sondas espaciais, mas em especial as missões recentes das sondas Pathfinder e Global Surveyor, trouxeram enorme quantidade de dados muito valiosos acerca do “planeta vermelho” (Fig. 1.18).



**Fig. 1.18** Marte visto do espaço. Destacam-se 3 vulcões como manchas escuras circulares no setor ocidental, bem como uma estrutura enorme que cruza o planeta em sua porção equatorial. Trata-se de um cânion com 4.500 km de extensão, denominado Valles Marineris, semelhante aos vales de afundamento terrestres e possivelmente formado por processos geológicos internos de Marte. Fonte: NASA/JPL.

Marte contém uma atmosfera tênue (pressão atmosférica na superfície de apenas 0,007 bar), consistindo principalmente de  $\text{CO}_2$ , além de quantidades diminutas de nitrogênio e argônio. Os processos geológicos superficiais do planeta são dominados pela ação do vento, tendo sido observados enormes campos de dunas, constantemente modificados por tempestades de areia. Marte também apresenta calotas polares que incluem gelo, além de gelo seco.

Há uma grande diferença entre os dois hemisférios marcianos, sendo o meridional de relevo mais elevado e mais acidentado, enquanto que o setentrional é formado por uma extensa planície pontilhada por enormes vulcões, entre os quais o Monte Olimpus, com 26 km de altura sobre a planície circundante (Fig. 1.19). Este é o maior vulcão conhecido do Sistema Solar. O hemisfério sul é repleto de crateras de impacto, e o panorama assemelha-se às terras altas lunares, de modo que a superfície do hemisfério sul deve ser analogamente muito velha. Por outro lado, a superfície do hemisfério norte possui número menor de crateras, e sua superfície deve ser relativamente mais jovem, embora ainda antiga se comparada com a de Vênus ou da Terra. Os edifícios vulcânicos e seus derrames de lava praticamente não possuem crateras, devendo ser geologicamente mais jovens. Quanto à composição química das lavas marcianas, devem predominar variedades basálticas ou variedades derivadas de magmas basálticos, como foi revelado pelas análises efetuadas durante a missão Pathfinder e também aquelas realizadas nos meteoritos SNC, já mencionados, cujas composições químicas mostram-se semelhantes às dos basaltos terrestres.

A litosfera de Marte deve ser muito espessa, no mínimo de 150 a 200 km, por ser capaz de suportar o crescimento de estruturas vulcânicas tão altas como a do Monte Olimpus, numa posição fixa. Provavelmente o planeta teve nos seus primórdios uma evolução geológica interna importante, que deve ter cessado há muito tempo, visto que, pelo seu pequeno tamanho, muito do calor interno produzido teria escapado diretamente para o espaço. Interpretações com base em determinações de idade dos meteoritos SNC sugerem que as rochas vulcânicas de Marte teriam cerca de 1.000 milhões de anos, após o quê teria terminado a fase de vulcanismo ativo no planeta. Presentemente, não se observam evidências de atividades geológicas em Marte, com as feições indicando que o planeta provavelmente nunca teve uma tectônica global pare-

cida com a que se desenvolve até hoje na Terra. Todavia, feições morfológicas lineares típicas de Marte, tais como o já mencionado *Valles Marineris* (Fig. 1.18), são semelhantes a certas estruturas terrestres de mesma magnitude, como os vales de afundamento da África oriental, ou a estrutura geológica que condicionou o aparecimento do Mar Vermelho.

Em vários lugares, a superfície de Marte aparece como dissecada e modificada por uma combinação de erosão aquosa e movimentos de massa (Fig. 1.20). Tendo em vista que a superfície é muito fria, com temperaturas normalmente abaixo de 0°C, a água somente poderia atuar como agente erosivo em episódios “quentes” de curta duração, como em decorrência de eventuais impactos meteoríticos. Em tais casos ocorreria a liquefação do gelo que deve existir de modo permanente na sub-superfície de Marte, em materiais porosos ou fraturados, em situação similar à dos terrenos congelados que existem na Terra nas regiões de altas latitudes.

Desde as primeiras observações de Marte, passando pelos relatos de astrônomos do século XVIII, como o italiano Schiaparelli e o norte-americano C. Lowell, que descreveram os famosos “canais”, sempre houve especulações sobre possíveis habitantes, ou sobre a existência de formas de vida naquele planeta. Em 1996 um grupo de pesquisadores da NASA relatou ter encontrado possíveis evidências de atividade biogênica no shergottito ALH84001, um dos constituintes do

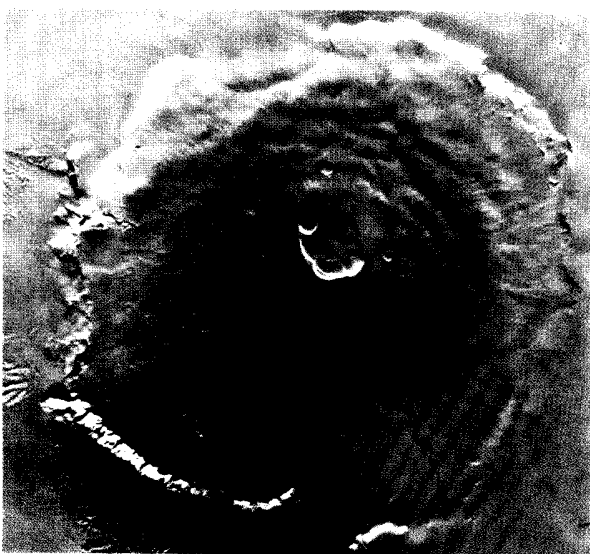


Fig. 1.19 Monte Olympus, o maior vulcão conhecido do Sistema Solar, cujo tamanho é três vezes o do monte Everest. Fonte: NASA/JPL.

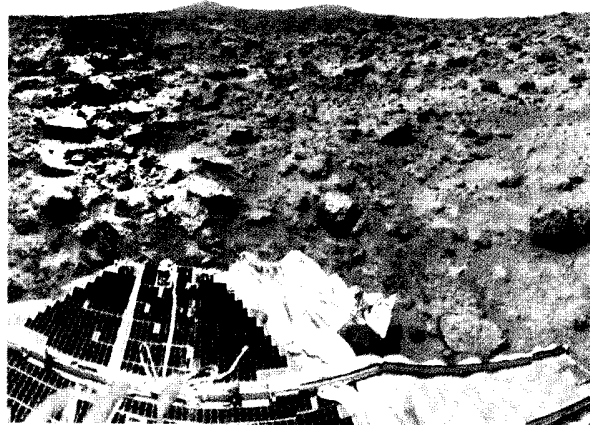


Fig. 1.20 A superfície de Marte tal como foi vista pela sonda Pathfinder, na região de seu pouso, na confluência dos vales Ares e Tiu. Trata-se de uma enorme planície de inundação, formada numa época em que ocorreram grandes movimentos de material transportado em meio aquoso. Fonte: NASA.

pequeno grupo de meteoritos SNC que se considera proveniente de Marte. Tais evidências, ainda hoje debatidas pela Ciência, consistem de hidrocarbonetos aromáticos encontrados em superfícies frescas de fraturas do meteorito e formações globulares carbonáticas que se assemelham, em textura e dimensão, a alguns precipitados carbonáticos terrestres formados por ação bacteriana.

### 1.6.2 Planetas externos: os gigantes gasosos

Júpiter, Saturno, Urano e Netuno são muito diferentes dos planetas internos descritos até aqui e correspondem a enormes esferas de gás comprimido, de baixa densidade. Júpiter e Saturno são gigantes gasosos formados principalmente por H e He, enquanto que Urano e Netuno possuem cerca de 10-20% desses elementos, mas suas massas compreendem também sólidos, incluindo gelo e materiais rochosos. De qualquer forma, nos quatro planetas é possível observar diretamente apenas as partes mais externas de suas atmosferas e especular a respeito da natureza e das condições de seus interiores, onde as pressões existentes são tão grandes que desconhecemos a física que nelas prevalece.

A missão Voyager 2 foi a que trouxe maior número de informações e magníficas visões de seu “grande tour” pelo Sistema Solar na década de 80. Entretanto, a missão Galileo, iniciada em 1989 e que chegou a Júpiter em 1995, obteve a maior quantidade de informações sobre este planeta gigante, seus anéis e seus satélites.

Júpiter (Fig. 1.21), pelo seu tamanho descomunal, pode ser considerado uma estrela que falhou. Possivelmente, nos primórdios de sua evolução, ele brilhou tal como uma estrela, porém com luminosidade muito fraca. Se Júpiter tivesse massa muito maior, o Sistema Solar teria sido uma estrela dupla, como há muitas no Universo, e provavelmente a Terra e outros planetas não teriam sido formados. Júpiter possui alguns anéis e diversos satélites, todos diferentes entre si e formados por material sólido. Os maiores, denominados satélites galileanos, são Europa, Ganimedes, Callisto e Io (Fig. 1.21). Este último satélite tem temperatura interna extremamente alta, de tal modo que produz continuamente violentas e gigantescas erupções vulcânicas em sua superfície (Fig. 1.22). Trata-se do mais intenso vulcanismo do nosso Sistema Solar.

A energia interna de Júpiter é ainda muito elevada, provavelmente suficiente para manter o material de seu interior inteiramente líquido. Considera-se que as camadas externas do planeta contenham essencialmente H molecular,  $H_2$ , enquanto que nas internas predomina H metálico, líquido. Júpiter teria ainda um núcleo relativamente pequeno de material fundido, possivelmente silicatos.

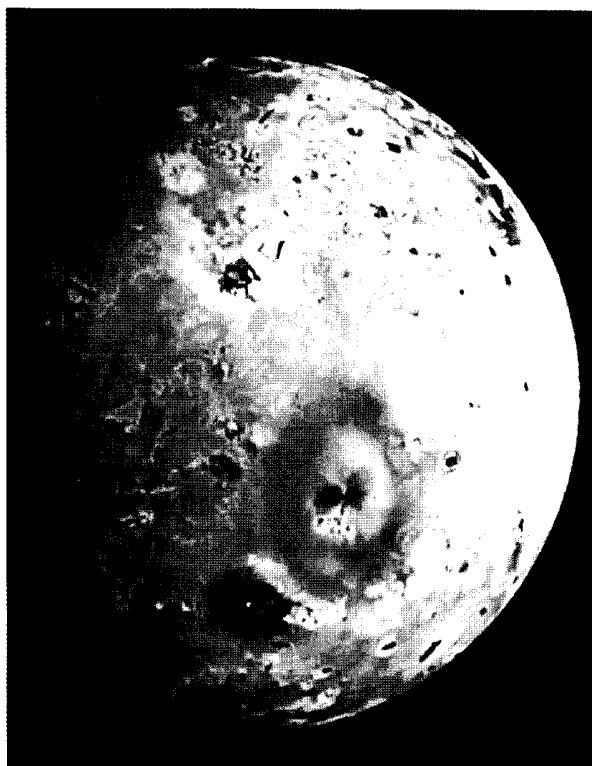


Fig. 1.22 Io, um dos satélites de Júpiter, cuja superfície é coberta de vulcões ativos (por exemplo na parte centro sul do satélite), que expelem enxofre líquido e compostos sulfurosos. Fonte: NASA.



Fig. 1.21 Mosaico mostrando Júpiter e quatro de seus satélites (Ganimede, Callisto, Europa e Io), como observado pela nave Voyager 1. Fonte: NASA.

Pouco se conhece acerca do interior de Saturno (Fig. 1.23), que deve compartilhar muitas das propriedades de Júpiter. Ainda menos se conhece sobre Urano e Netuno, que pelas suas densidades médias devem ter núcleos de material denso. Os modelos propostos para suas estruturas internas preconizam um núcleo rochoso, coberto por um “manto” de água líquida, metano, amônia e outros compostos, formando um oceano com milhares de quilômetros de espessura. Este oceano seria recoberto por uma atmosfera muito densa formada por H e He.

### 1.6.3 Cinturão de asteróides

Entre as órbitas de Marte e Júpiter ocorre o cinturão de asteróides, constituído de incontáveis corpos planetários de tamanhos diversos. Como foi mencionado anteriormente, a grande maioria dos meteoritos que continuamente caem na superfície da Terra provém desse cinturão. É provável que os asteróides não puderam se reunir num único planeta, na época de acreção, devido às perturbações de natureza gravitacional causadas pela proximidade de Júpiter.

O maior asteróide conhecido é Ceres com diâmetro de 974 km. Além deste, conhecem-se mais seis asteróides com diâmetros superiores a 300 km, cerca de duzentos com diâmetro superior a 100 km, por volta de 2.000 com diâmetro superior a 10 km, e as-

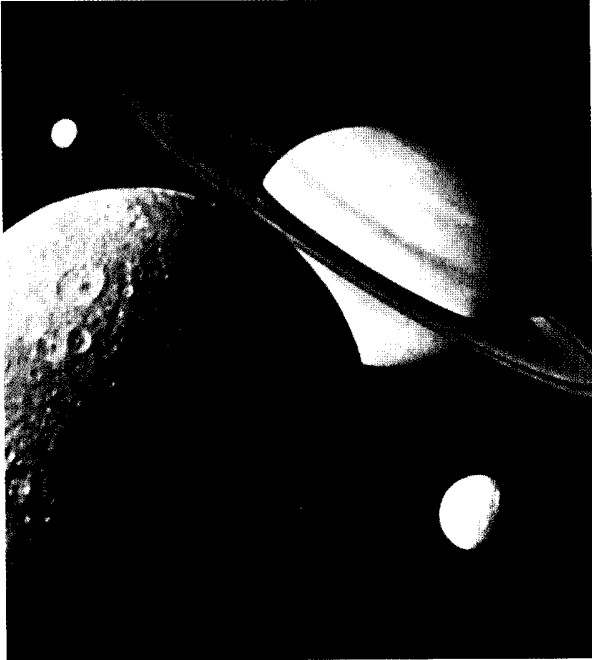


Fig. 1.23 Mosaico mostrando Saturno e seus satélites Dione, Rhea e Tethys. Os sete anéis deste planeta são formados essencialmente de gelo e poeira, em partículas e fragmentos pequenos. Fonte: NASA/.

sim por diante. Cerca de 75% desses corpos consistem de silicatos de Fe e Mg, material similar ao dos meteoritos condríticos. Cerca de 15% apresentam-se como misturas de material silicático e material metálico (Fe-Ni), podendo ser análogos aos siderólitos, e cerca de 5% parecem ser totalmente metálicos, assemelhando-se aos sideritos. Os 5% restantes podem representar outros tipos de meteoritos. A massa total dos asteróides conhecidos corresponde a cerca de 2% da massa da Lua.

#### 1.6.4 Cometas

Cometas são constituídos predominantemente por material gasoso (Fig. 1.24), que representa a matéria primordial da nebulosa solar. Acredita-se que durante o processo de acreção planetária, na fase de formação de planetésimos, os cometas também foram formados numa região muito além do anel planetário mais externo. Tais corpos, de dimensões variáveis (da ordem de 1 km de diâmetro ou menos), não puderam originar protoplanetas, por estarem muito afastados entre si. Durante os 4,6 bilhões de anos de nosso Sistema Solar, as ór-

bitas dos cometas foram perturbadas pela ação gravitacional das estrelas mais próximas, e agora eles estariam orientados ao acaso nas proximidades do plano principal do sistema. A **nuvem de Oort** deve conter possivelmente muitos bilhões de cometas.

Cerca de 750 cometas são conhecidos, como por exemplo o de *Halley*, de período curto, cuja órbita o faz se aproximar da Terra a cada 75-76 anos, como ocorreu em 1986, ou o *Schumacher-Levy*, que colidiu espetacularmente com o planeta Júpiter em julho de 1995. A constituição dos cometas inclui compostos voláteis congelados, tais como  $H_2O$ ,  $H_2CO$ , C, CO,  $CO_2$ , H, OH, CH, O, S, NH,  $NH_2$ , HCN,  $N_2$ , e muitos outros, inclusive metais como Na, K, Al, Mg, Si, Cr, Mn, Fe etc. Quando cometas são trazidos para perto da órbita da Terra, seus gases são vaporizados e ionizados pela radiação solar, e o conjunto toma a forma típica de um núcleo (*coma*) e uma cauda apontando para o lado oposto do Sol.



Fig. 1.24 Cometa de Hyakutake, descoberto em 30 de janeiro de 1996. Fonte: NASA.



## 1.7 Perspectivas do Estudo do Universo

A aventura extraterrestre da humanidade está apenas começando, na busca de respostas para aquelas questões fundamentais formuladas no início deste capítulo. A todo momento, novas observações e novos dados científicos são adicionados, e muitos deles causam surpresas inesperadas que modificam teorias e idéias estabelecidas. É desta forma que a Ciência progride.

Para o conhecimento do Sistema Solar, as últimas quatro décadas do século XX foram cruciais. Contudo, a exploração dos planetas, satélites e demais objetos associados está apenas começando. A sonda Galileo ainda continua estudando Júpiter, e são apenas do final de 1999 as imagens fantásticas do satélite Io, com um de seus vulcões expelindo lava extremamente quente, a mais de 1 km de altura, numa escala maior do que qualquer das erupções famosas do Havá. Para a primeira década do século XXI estão programadas outras missões, com ênfase para o planeta Marte, ao redor do qual ainda permanece o *Global Surveyor*. Planeja-se coletar amostras de gases, solos e rochas, entre outras coisas, para buscar evidências inequívocas de vida, na seqüência das indicações fornecidas pelo estudo do meteorito ALH84001. Pretende-se também obter um melhor conhecimento de asteróides e cometas, talvez os objetos mais enigmáticos do Sistema Solar, por meio de missões especiais, envolvendo aproximações e até mesmo aterrissagens.

Para melhor compreendermos o Universo, têm sido decisivas as fotografias obtidas pelo telescópio orbital Hubble (Fig. 1.25). Este instrumento com 12 toneladas, lançado ao espaço em 1990 a mais de 500 km da superfície terrestre, permitiu evitar distorções provocadas pela nossa atmosfera nas imagens fotográficas dos telescópios convencionais. Em poucos anos, o Hubble produziu remotamente, a partir de sistemas de controle na Terra, mais de 270.000 observações preciosas. Entre elas, estão imagens nítidas de nebulosas, galáxias antigas, buracos negros, explosões de supernovas e até mesmo do choque espetacular do cometa Shumacher-Levy contra Júpiter se fizeram disponíveis para astrônomos e astrofísicos, e seus resultados revolucionaram a cosmologia moderna.

Em 1999 foi implementado outro experimento científico ambicioso, denominado projeto *Boomerang*. Um telescópio de duas toneladas e instrumentos de

alta precisão foram instalados num balão atmosférico que se encontra sobrevoando a Antártica, com a finalidade de observar uma região do céu praticamente sem estrelas, buscando captar a luminosidade da chamada **radiação de fundo**, resultante do *Big Bang*. As imagens obtidas por este telescópio permitiram aos cientistas oferecer uma estimativa da densidade do Universo, considerada convincente por muitos astrofísicos, e com isto sugerir que tal densidade estaria abaixo do valor crítico comentado no item 1.1 deste capítulo. Embora a demonstração inequívoca ainda dependa de uma solução definitiva para o mistério da matéria escura, a evidência do projeto *Boomerang* apontaria para a hipótese do Universo **aberto**, portanto com uma expansão contínua para sempre. Voltamos assim às nossas inquietudes metafísicas iniciais, com uma possível resposta para o futuro do Universo. Mas se o nosso Universo teve um início, no *Big Bang*, e se for finalmente demonstrado que ele é eterno e ocupa um espaço em contínua expansão, tendendo portanto ao infinito, não seriam estas características sugestivas da existência de uma vontade criadora?

Nesse contexto, cabe lembrar as palavras de Albert Einstein: *Quero saber como Deus criou este mundo. Não estou interessado neste ou naquele fenômeno, ou no espectro deste ou daquele elemento. Quero conhecer seus pensamentos, o resto são detalhes.*

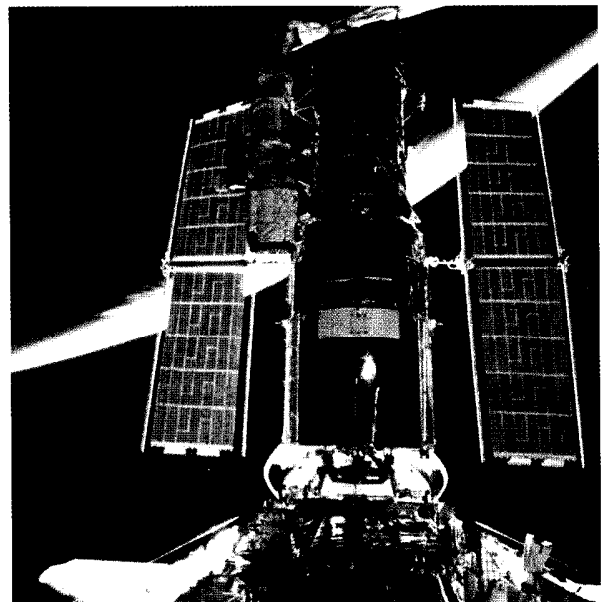


Fig. 1.25 Telescópio espacial Hubble. Fonte: NASA.

### 1.1 Planetologia comparada

Atualmente, os planetas do Sistema Solar deixaram de ser objetos de estudo apenas de astrônomos, passando também a ser foco de interesse dos geocientistas. Embora cada objeto no Sistema Solar seja único, o novo campo da Ciência, a planetologia comparada, tem fornecido muitas lições que podem ser aplicadas à Terra, em especial quanto aos tópicos de sua origem e evolução primitiva, conforme resumido nos temas abaixo:

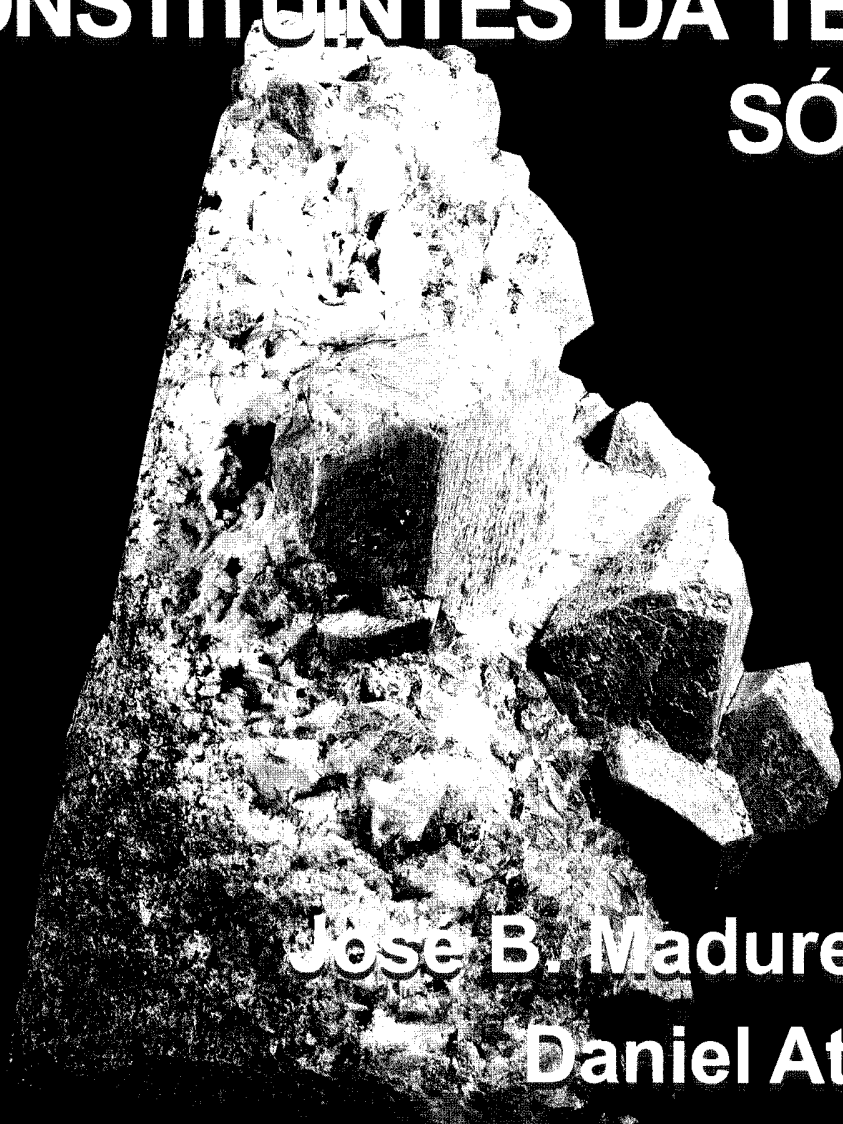
1. O estudo da Lua, Vênus, Marte, e de muitos acondritos, mostrou que o magmatismo de tipo basáltico é onipresente.
2. Embora alguns objetos primitivos, tais como os condritos carbonáceos, sobreviveram para indicar a idade do Sistema Solar, não há evidências da existência de material primordial não transformado, nos planetas e em seus satélites.
3. Os planetas formaram-se quentes, ou tornaram-se quentes logo após a sua origem. A sua estruturação química em manto e núcleo ocorreu numa fase precoce, provavelmente ainda durante a chamada acreção planetária.
4. As diferenças na composição das atmosferas dos planetas internos indicam que as composições originais de seus gases, a perda inicial dos compostos voláteis e os subsequentes processos de degasificação para a formação das atuais atmosferas foram específicos e distintos, para cada planeta.
5. Aparentemente, o regime de tectônica global do planeta Terra é único.
6. A evidência de grandes impactos pelo bombardeio de corpos de todos os tamanhos durante o crescimento planetário, que continuou pelo menos durante 800 milhões de anos, é observável nas superfícies da Lua, Mercúrio e Marte.

#### Leituras recomendadas

- ANDERSON, D. L. *Theory of the Earth*. Boston: Blackwell, 1989.
- CROSWELL, K. *Magnificent Universe*. New York: Simon & Schuster, 1999.
- GOMES, C. B. & KEIL, K. *Brazilian Stone Meteorites*. Albuquerque: University of New Mexico Press, 1980.
- KERRIDGE, J. F. & MATTHEWS, M. S. (eds.) *Meteorites and the Early Solar System*. Tucson: University of Arizona Press, 1988.
- MASSAMBANI, O & MANTOVANI, M. S. (orgs.). *Marte, Novas Descobertas*. São Paulo: Instituto Astronômico e Geofísico, USP, 1997.
- WEINER, J. *Planeta Terra*. São Paulo: Martins Fontes, 1986.

2

**MINERAIS E ROCHAS:  
CONSTITUINTES DA TERRA  
SÓLIDA**



**Jose B. Madureira F<sup>o</sup>**

**Daniel Atencio**

**Ian McReath**

**P**ara estudarmos o planeta Terra é necessário, inicialmente, conhecer as características dos materiais que o constituem, especialmente os mais superficiais e com os quais temos maior contato. Na superfície terrestre, podem ser observados materiais inconsolidados (por exemplo, os solos dos nossos jardins, as areias dos rios e das praias) e rochas consolidadas, ambos constituídos por associações mais ou menos características de minerais.

Os principais usos atuais dos minerais e rochas mais comuns são apresentados no Cap. 21. A importância dos minerais e rochas no desenvolvimento tecnológico da humanidade cresceu continuamente desde a época da pedra lascada. Entre outras coisas, a sociedade tecnológica não teria conseguido chegar à Lua não fosse o seu conhecimento sobre as características e propriedades dos minerais. A dureza excepcional do diamante, por exemplo, foi responsável pela fabricação de peças mecânicas de altíssima precisão que auxiliaram a ida do homem à Lua. Além dessas aplicações muito especializadas, muita coisa que usamos no nosso dia-a-dia vem do reino mineral.

## 2.1 Minerais: Unidades Constituintes das Rochas

### 2.1.1 O que são minerais e rochas?

**Minerais** são elementos ou compostos químicos com composição definida dentro de certos limites, cristalizados e formados naturalmente por meio de processos geológicos inorgânicos, na Terra ou em corpos extraterrestres. A composição química e as propriedades cristalográficas bem definidas do mineral fazem com que ele seja único dentro do reino mineral e, assim, receba um nome característico.

Cada tipo de mineral, tal como o quartzo ( $\text{SiO}_2$ ), constitui uma **espécie mineral**. Sempre que a sua cristalização se der em condições geológicas ideais, a sua organização atômica interna se manifestará em uma forma geométrica externa, com o aparecimento de faces, arestas e vértices naturais. Nesta situação, a amostra do mineral será chamada também de **crystal**.

O termo **rocha** é usado para descrever uma associação de minerais que, por diferentes motivos geológicos, acabam ficando intimamente unidos.

Embora coesa e, muitas vezes, dura, a rocha não é homogênea. Ela não tem a continuidade física de um mineral e, portanto, pode ser subdividida em todos os seus minerais constituintes.

Já o termo **minério** é utilizado apenas quando o mineral ou a rocha apresentar uma importância econômica (Cap. 21).

Para conhecer mais sobre os minerais, vamos detalhar os principais conceitos usados na definição apresentada. Como será visto, a tradição estabelecida pelo uso e, às vezes, o abuso dos termos, conduz a algumas inconsistências. Conseqüentemente, a utilização do termo mineral nem sempre é completamente consistente.

a) Quanto à definição “. . . elemento ou composto químico com composição definida dentro de certos limites. . .”

Alguns poucos minerais têm uma composição química muito simples, dada por átomos de um mesmo elemento químico. São exemplos o diamante (átomos de carbono), o enxofre (átomos de enxofre) e o ouro (átomos de ouro). A grande maioria dos minerais, entretanto, é formada por compostos químicos que resultam da combinação de diferentes elementos químicos; sua composição química pode ser fixa ou variar dentro de limites bem definidos. Na composição química do quartzo ( $\text{SiO}_2$ ), um átomo de silício combina com dois de oxigênio, qualquer que seja o tipo de ambiente geológico em que o quartzo se forme.

Já na composição do mineral olivina ( $\text{Mg, Fe}_2\text{SiO}_4$ ) – mineral incomum nas rochas da superfície terrestre, cujo membro magnésiano, no entanto, deve formar parte importante das rochas do interior da Terra (Cap. 5) – as relações que se mantêm fixas são a soma das quantidades de ferro e magnésio, com dois átomos, a quantidade de silício, com um átomo, e a de oxigênio, com quatro átomos. A composição química das olivinas pode variar entre dois átomos de ferro e zero de magnésio e dois de magnésio e zero de ferro, sempre com um átomo de silício e quatro de oxigênio, formando uma série de minerais que fazem o grupo das olivinas.

b) Quanto à definição “. . . cristalizado. . .”

O fato de a definição de mineral destacar o termo cristalizado, para esses materiais, significa que eles têm um arranjo atômico interno tridimensional. Os áto-

mos constituintes de um mineral encontram-se distribuídos ordenadamente, formando uma rede tridimensional (o **retículo cristalino**), gerada pela repetição de uma unidade atômica ou iônica fundamental que já tem as propriedades físico-químicas do mineral completo. Esta unidade que se repete é a **cela unitária**, o “tijolo” que vai servir de base para a construção do retículo cristalino onde cada átomo ocupa uma posição definida dentro da cela unitária (Fig. 2.1).

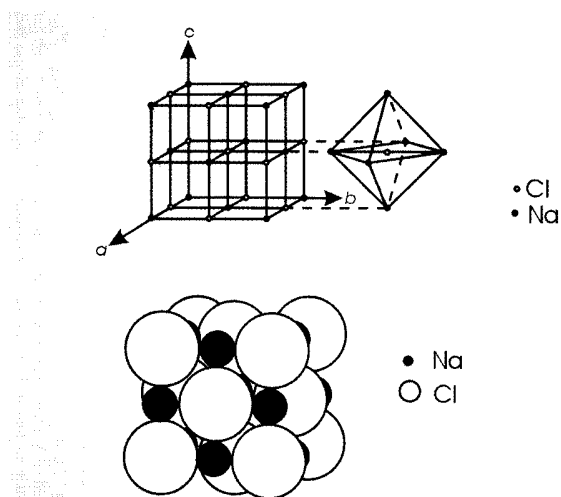


Fig. 2.1 Arranjo espacial dos íons de  $\text{Na}^+$  e  $\text{Cl}^-$  no composto  $\text{NaCl}$  (halita), mostrando a cela unitária que resulta no hábito cristalino em cubos geralmente apresentados pelo mineral.

Duas propriedades físicas que por si só atestam esta organização interna são o **hábito cristalino** e a **clivagem**. O hábito cristalino é a forma geométrica externa natural do mineral, desenvolvida sempre que a cristalização se der sob condições calmas e ideais. Já a clivagem é a quebra sistemática da massa mineral em planos preestabelecidos que reúnem as ligações químicas mais fracas oferecidas pela estrutura do mineral.

Na natureza, os cristais perfeitos dos minerais são raros e conseqüentemente constituem as jóias do reino mineral. Mais comumente os minerais se apresentam como massas irregulares. No entanto, a cristalinidade destas amostras de minerais também pode ser reconhecida de outras formas, por meio de suas propriedades ópticas, por exemplo.

O mercúrio (elemento nativo), é o único líquido considerado espécie mineral. O gelo formado naturalmente (nas calotas polares, por exemplo) é considerado mineral, mas a água líquida, não.

Substâncias sólidas amorfas, tais como géis, vidros e carvões naturais, não são cristalinas e, portanto, não satisfazem às exigências da definição de mineral. Estas substâncias formam parte da classe dos **mineralóides**.

A repetição sistemática dos motivos estruturais formados de átomos, íons ou moléculas sustenta o conceito de **simetria cristalográfica**. A **Cristalografia** estuda a origem, desenvolvimento e classificação dos cristais naturais - os minerais que exibem formas externas geométricas - e artificiais.

O estudo da simetria externa dos cristais é feito com auxílio dos **elementos abstratos de simetria** (planos, eixos e centro) e as suas respectivas **operações de simetria** (reflexão, rotação e inversão). Assim, reconhecer a existência de um plano de simetria no cristal é visualizar uma superfície que o corta em duas metades iguais, simétricas (Fig. 2.2).

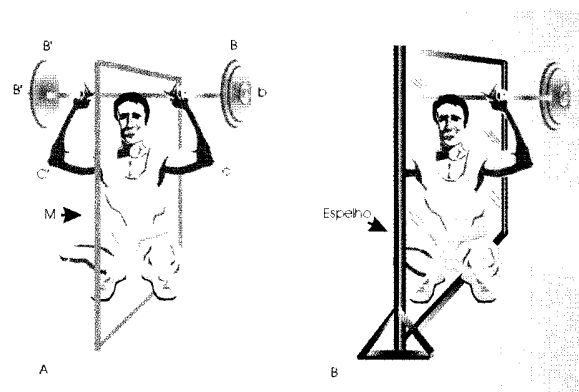


Fig. 2.2 Plano de simetria, que corta o objeto em duas partes iguais, simétricas, como um objeto e sua imagem refletida num espelho.

O eixo de simetria é uma reta imaginária que passa pelo centro geométrico do cristal e ao redor da qual, num giro total de  $360^\circ$ , uma feição geométrica do cristal se repete certo número de vezes (Fig. 2.3).

O centro de simetria é um ponto de simetria coincidente com o centro geométrico do cristal, em relação ao qual as feições geométricas do cristal se invertem (Fig. 2.4).

O conjunto dos possíveis elementos de simetria encontrados em um cristal é chamado de grau ou classe de simetria ou grupo pontual. Existem, na natureza, apenas 32 graus de simetria, agrupados de acordo com a similaridade de seus elementos de simetria em sete **sistemas cristalinos**, do “mais simétrico” ao “menos simétrico”: cúbico, tetragonal, trigonal, hexagonal,

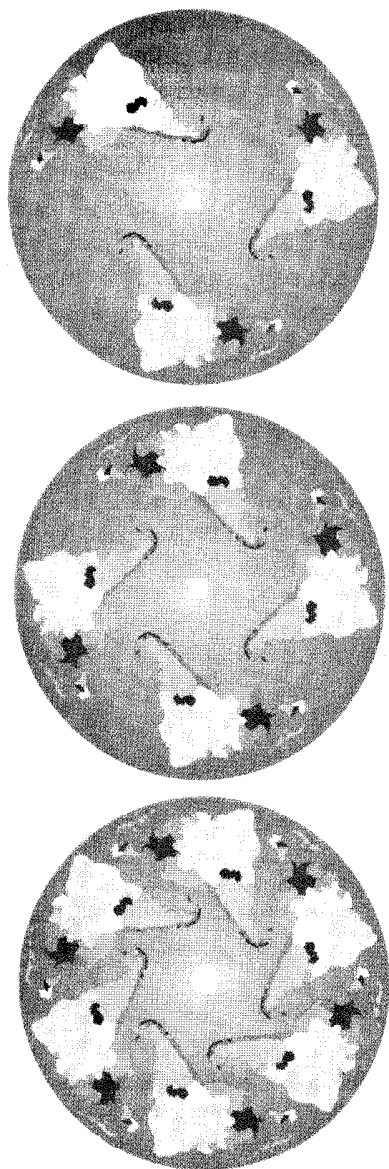


Fig. 2.3 Eixos de simetria: ternário, quaternário e senário.

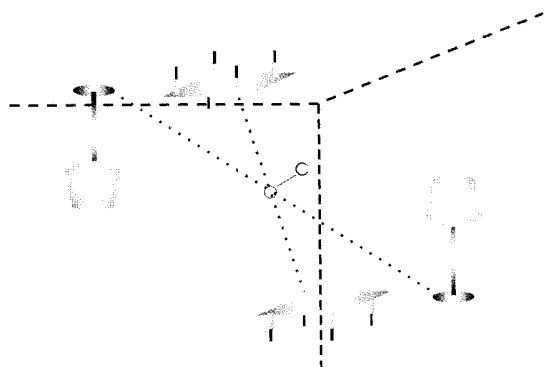


Fig. 2.4 Centro de simetria (C).

ortorrômico, monoclínico e triclínico. Os sete sistemas cristalinos são usados para a classificação cristalográfica de todas as substâncias, naturais ou não, que apresentam estrutura cristalina (Tabela 2.1).

A escola norte-americana de cristalografia considera a existência de apenas seis sistemas cristalinos, uma vez que coloca o nosso sistema trigonal como uma subdivisão do sistema hexagonal, chamada de hexagonal romboedral. Assim, enquanto nós, brasileiros (que seguimos a escola européia de cristalografia), falamos que, por exemplo, o quartzo *a* e a turmalina se cristalizam no sistema trigonal, os norte-americanos consideram estes minerais como pertencentes ao sistema hexagonal romboedral. Por isso, devemos tomar o cuidado, sempre que usarmos um livro de cristalografia e mineralogia da escola norte-americana, de não confundir o nosso sistema hexagonal (H) com a classe hexagonal romboedral (Hr) deles.

c) Quanto à definição “. . . *formado naturalmente*. . .”

Quando usamos o termo “naturalmente” na definição de mineral, indicamos que as substâncias devam ocorrer espontaneamente na natureza. Como regra geral, substâncias sintéticas feitas pelo ser humano por síntese no laboratório ou os produtos resultantes de combustão ou os formados a partir de materiais artificiais, mesmo com a ação do ar ou de água, não são considerados minerais embora apresentem todas as características de seus equivalentes naturais, e sua síntese possa ajudar a entender o processo da formação dos minerais nos diferentes ambientes geológicos. Por exemplo, enquanto o rubi natural é mineral, o rubi sintético não o é. Entretanto, como se vê, na prática os compostos sintéticos recebem os mesmos nomes dos equivalentes naturais. Em alguns textos, vê-se o termo “mineral sintético” o que é, estritamente, um contrassenso.

d) Quanto à definição “. . . *processos inorgânicos*. . .”

O uso do termo inorgânico na definição de mineral impede que as substâncias puramente biogênicas sejam minerais. A pérola, o âmbar, os recifes de corais e o carvão são algumas substâncias biogênicas que não podem ser consideradas minerais, por um motivo ou outro. São todas mineralóides. No caso do coral, embora possamos reconhecer compostos químicos idênticos às formas naturais de carbonato de cálcio sólido, o organismo vivo tem intervenção essencial na produção do composto - que é uma secreção gerada por seu metabolismo.

**Tabela 2.1** Sistemas cristalinos, constantes cristalográficas e simetria principal de alguns minerais.

Sistema	Constantes cristalográficas	Simetria principal	Exemplos de minerais
Cúbico (Isométrico)	$a_1 = a_2 = a_3$ $\alpha = \beta = \gamma = 90^\circ$	4 eixos ternários	Diamante, granada, espinélio
Tetragonal	$a_1 = a_2 \neq c$ $\alpha = \beta = \gamma = 90^\circ$	1 eixo quaternário (eixo c)	Zircão, cassiterita, rutilo
Hexagonal	$a_1 = a_2 = a_3 \neq c$ $\alpha = \beta = \delta = 90^\circ$ e $\gamma = 120^\circ$	1 eixo senário (eixo c)	Quartzo $\beta$ , berilo
Trigonal	$a_1 = a_2 = a_3 \neq c$ $\alpha = \beta = \delta = 90^\circ$ e $\gamma = 120^\circ$	1 eixo ternário (eixo c)	Quartzo $\alpha$ , turmalina, coríndon
Ortorrômbico	$a \neq b \neq c$ $\alpha = \beta = \gamma = 90^\circ$	1 eixo binário (eixo c); pode ter mais 2 eixos binários e até 3 planos	Olivina, ortopiroxênio, topázio
Monoclínico	$a \neq b \neq c$ $\alpha = \gamma = 90^\circ$ e $\beta \neq 90^\circ$	1 eixo binário (eixo b); 1 plano contendo os eixos a e c	Ortoclásio, mica, clinopiroxênio, clinofanfólio
Triclínico	$a \neq b \neq c$ $\alpha \neq \beta \neq \gamma \neq 90^\circ$	um centro de simetria ou sem simetria	Microclínio, plagioclásio

(a, b e c: dimensões da cela unitária;  $\alpha$ ,  $\beta$ ,  $\gamma$  e  $\delta$ : ângulos entre seus eixos. Nos sistemas hexagonal e trigonal, há quatro eixos, três no mesmo plano.)

### 2.1.2 A origem dos minerais

A origem de um mineral está condicionada aos “ingredientes químicos” e às condições físicas (temperatura e pressão) reinantes no seu ambiente de formação. Assim sendo, minerais originados no interior da Terra são geralmente diferentes daqueles formados na sua superfície. As informações sobre minerais presentes em corpos extraterrestres são inferidas a partir de amostras desses corpos; no caso da Lua, coletadas diretamente de sua superfície e no caso de Marte e alguns asteróides maiores, a partir de amostras de meteoritos caídos na Terra.

Um mineral pode se formar de diferentes maneiras, por exemplo, a partir de uma solução, de material em estado de fusão ou vapor. O processo de cristalização tem início com a formação de um núcleo, um diminuto cristal que funciona como uma semente, ao qual o material vai aderindo, com o conseqüente crescimento do cristal. O estado cristalino pode ser conseguido pela passagem da matéria do estado físico amorfo para o cristalino, em ambiente geológico quente. Isto ocorre na cristalização de **magma**, material rochoso fundido

(Cap. 16). Ocorre também pela condensação de materiais rochosos em estado de vapor, quando os cristais se formam diretamente do vapor sem passar pelo estágio intermediário do estado líquido. A condensação de minerais a partir da nebulosa solar (Cap. 1) deve ter sido um processo importante durante a formação dos planetas. Atualmente, podemos ver na Terra a formação de cristais de enxofre a partir das fumarolas de atividades ígneas vulcânicas.

A cristalização de substâncias a partir de soluções aquosas a baixas temperaturas ( $< 100^\circ\text{C}$ ) é um processo importante na formação das rochas sedimentares químicas (Cap. 14).

Na passagem de matéria de um para outro estado cristalino, os materiais rochosos que já estão cristalizados podem, por modificações nas condições de pressão e/ou temperatura, tornar-se **instáveis** e se recrystalizar em uma nova estrutura **cristalina** mais estável para as novas condições, sem **que haja fusão** do mineral inicial. Este processo é **importante na formação** de alguns dos minerais das **rochas metamórficas** (Cap. 18).

## 2.1 Ligações químicas no reino mineral

Os minerais apresentam composição química constante dentro de certos limites, o que permite, portanto, que se atribuam fórmulas químicas aos minerais. Os elementos químicos constituintes dos minerais estão unidos através de diferentes tipos de ligação, sendo as mais comuns as ligações iônicas, covalentes, metálicas e de Van der Waals.

Nas ligações iônicas, cátions (íons com carga positiva) e ânions (íons com carga negativa) se unem. Por exemplo, no mineral halita, de fórmula NaCl, o cátion Na, de valência 1+, une-se ao ânion Cl, de valência 1-. Ao invés de um ânion simples, como o Cl, pode se constituir um grupo aniônico (“radical aniônico”), como o  $\text{SiO}_4^{4-}$ , que é a unidade fundamental de todos os silicatos. Nas ligações covalentes, ocorre o compartilhamento de elétrons, a exemplo da ligação entre os átomos de carbono no diamante. As ligações metálicas são aquelas em que se formam “nuvens de elétrons”, como nos elementos nativos (ouro, prata, cobre etc.). A mais fraca das ligações químicas é a de Van der Waals, que une moléculas e unidades estruturais praticamente neutras, ou seja, com pequenas cargas residuais. É rara nos minerais e um exemplo é a grafita, onde as camadas de átomos de carbono ligadas de modo covalente são unidas entre si por ligações de Van der Waals. Em decorrência da força de ligação entre os átomos de um mineral, formam-se “empacotamentos” de átomos, às vezes mais outras vezes menos compactos. Obviamente, isto vai influenciar sobremaneira as propriedades dos minerais. A substituição de íons em um determinado sítio catiônico é favorecida por semelhanças de raio e valência. Os átomos constituintes de um mineral podem ser imaginados como “esferas” com carga positiva ou negativa. Assim,  $\text{Mg}^{2+}$  e  $\text{Fe}^{2+}$  apresentam carga 2+ e volumes relativamente semelhantes (caracterizados pelo raio iônico, respectivamente 0,74 Å e 0,80 Å; 1Å = 0,1 nm =  $10^{-10}$ m), enquanto  $\text{Na}^+$  (raio 0,98 Å) e  $\text{K}^+$  (1,33 Å), ambos com carga 1+, são íons maiores. Assim, as substituições entre Na e K, e entre Mg e Fe são mais freqüentes que entre Na e Mg, Na e Fe, K e Mg, e K e Fe, por exemplo.

Nos silicatos, a unidade estrutural é o tetraedro  $\text{SiO}_4^{4-}$  com quatro  $\text{O}^{2-}$  (raio 1,36 Å) unidos a um  $\text{Si}^{4+}$  central (raio 0,39 Å), que pode ser parcialmente substituído por  $\text{Al}^{3+}$  (raio 0,57 Å). Essa unidade fundamental, que constitui um “poliedro de coordenação”, ou seja, uma figura geométrica definida pela união dos átomos de oxigênio, pode aparecer isolada (evidentemente rodeada por cátions, para neutralizar sua carga negativa), constituindo os silicatos chamados de nesossilicatos, ou, muito freqüentemente, associada, formando substâncias tais como os sorossilicatos etc. A polimerização é a união entre estes poliedros (no caso tetraedros), que origina associações entre 2, 3, ... infinitos poliedros (Quadro 2.3). Quanto maior o grau de polimerização, menor fica a razão entre o número de átomos do Si e o do O no ânion polimerizado.

## 2.2 Polimorfismo e solução sólida

**Minerais polimorfos** (de “poli”, muitos, e “morphos”, forma) são aqueles que têm essencialmente a mesma composição química mas estruturas cristalinas diferentes, o que se reflete em suas propriedades físicas e morfológicas diferenciadas. Por exemplo, grafita e diamante são polimorfos de carbono. Ambos têm a mesma composição química mas suas estruturas são diferentes, e como tal são considerados como espécies separadas. Assim ocorre também com a calcita e a aragonita, polimorfos de  $\text{CaCO}_3$ , Quartzo  $\alpha$  e quartzo  $\beta$  (Tabela 2.1) são dois dos polimorfos de sílica  $\text{SiO}_2$ .

**Minerais isomorfos** (de “iso”, igual, e “morphos”, forma) são os que possuem estrutura cristalina semelhante mas composição química diferente ou variável dentro de determinados limites (e.g. calcita -  $\text{CaCO}_3$ , magnesita -  $\text{MgCO}_3$  e siderita -  $\text{FeCO}_3$ ). Em diversos casos, pode ocorrer um intercâmbio de determinados elementos na estrutura, dando origem a substâncias de composição intermediária entre dois (ou mais) termos finais, resultando em um fenômeno conhecido como solução sólida, por exemplo, olivinas: forsterita ( $\text{Mg}_2\text{SiO}_4$ ) e faialita ( $\text{Fe}_2\text{SiO}_4$ ), nas quais Mg e  $\text{Fe}^{2+}$  se substituem mutuamente; e plagioclásios: albita ( $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ ) e anortita ( $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ ), nas quais a solução sólida se realiza através da substituição acoplada (assim chamada porque envolve dois pares de elementos) de (Na,Si) por (Ca,Al).



### 2.1.3 Classificação sistemática de minerais

O estudo sistemático dos minerais fica facilitado quando se usam critérios que permitam agrupá-los em conjuntos com características similares. Alguns dos critérios mais usados são resumidos na Tabela 2.2.

Nos livros de mineralogia descritiva, exposições mineralógicas em museus e em coleções em geral usa-se o critério químico baseado na natureza do radical aniônico do mineral. Por exemplo, no mineral barita ( $\text{BaSO}_4$ ), o radical aniônico é o  $\text{SO}_4^{2-}$  e, portanto, a barita será classificada como sulfato.

Esta última classificação dos minerais se assemelha à de compostos químicos utilizada pela Química Inorgânica e apresenta as seguintes vantagens:

a) minerais com o mesmo radical aniônico possuem propriedades físicas e morfológicas muito mais semelhantes entre si que minerais com o mesmo cátion. Por

**Tabela 2.2** Alguns dos critérios usados para classificar os minerais.

Critérios usados	Exemplos
Sistema de cristalização	Minerais monoclínicos, cúbicos
Usos	Minérios, gemas, minerais formadores de rochas
Composição química	Elementos nativos, óxidos, sulfetos

exemplo, a siderita ( $\text{FeCO}_3$ ) tem mais afinidades com a calcita ( $\text{CaCO}_3$ ), ou com a magnesita ( $\text{MgCO}_3$ ) do que com a pirita ( $\text{FeS}_2$ ) ou com a hematita ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ );

b) minerais com o mesmo radical aniônico tendem a se formar por processos físico-químicos semelhantes e a ocorrer associados uns aos outros na natureza.

## 2.3 Classificação sistemática dos minerais

As espécies minerais conhecidas são agrupadas em classes minerais com base no ânion ou radical aniônico dominante em sua fórmula química. James D. Dana (1813-1895) teve papel fundamental na elaboração desta classificação. Assim, tem-se, de maneira simplificada, as seguintes classes, e no caso dos silicatos, as subclasses, seguidas de alguns exemplos e suas fórmulas químicas:

- Elementos nativos: ouro (Au), enxofre (S).
- Sulfetos: galena ( $\text{PbS}$ ), esfalerita ( $\text{ZnS}$ ), pirita ( $\text{FeS}_2$ ).
- Sulfossais: tetraedrita ( $\text{Cu}_{12}\text{Sb}_4\text{S}_{13}$ ), enargita ( $\text{Cu}_3\text{AsS}_4$ ).
- Óxidos: gelo ( $\text{H}_2\text{O}$ ), hematita ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ), cassiterita ( $\text{SnO}_2$ ).
- Halóides: halita ( $\text{NaCl}$ ), fluorita ( $\text{CaF}_2$ ).
- Carbonatos: calcita ( $\text{CaCO}_3$ ), dolomita [ $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ ].
- Nitratos: salitre ( $\text{KNO}_3$ ), salitre-do-chile ( $\text{NaNO}_3$ ).
- Boratos: bórax  $\text{Na}_2\text{B}_4\text{O}_7 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ .
- Sulfatos e cromatos: barita ( $\text{BaSO}_4$ ), gipsita ( $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ).
- Fosfatos, arseniados e vanadatos: apatita [ $\text{Ca}_5(\text{F,Cl,OH})(\text{PO}_4)_3$ ].
- Tungstatos e molibdatos: scheelita ( $\text{CaWO}_4$ ).

**Silicatos:** Devido a sua grande importância, os silicatos são subdivididos de acordo com o grau de polimerização dos tetraedros  $\text{SiO}_4^{4-}$  e conseqüentemente pela razão Si:O dos ânions:

- tetraedros isolados (nesossilicatos) - Si:O = 1:4. olivina [ $(\text{Mg,Fe})_2\text{SiO}_4$ ], granada, zircão, topázio.
- duplas de tetraedros (sorossilicatos) - Si:O = 2:7. hemimorfita [ $\text{Zn}_4(\text{Si}_2\text{O}_7)(\text{OH}) \cdot \text{H}_2\text{O}$ ], epidoto.
- anéis de tetraedros (ciclossilicatos) - Si:O = 1:3. berilo [ $\text{Be}_3\text{Al}_2(\text{Si}_6\text{O}_{18})$ ], turmalina.
- cadeias de tetraedros (inossilicatos)
  - a) cadeias simples de tetraedros - Si:O = 1:3. piroxênios: enstatita [ $\text{Mg}_2(\text{Si}_2\text{O}_6)$ ].
  - b) cadeias duplas de tetraedros - Si:O = 4:11. anfibólios: tremolita [ $\text{Ca}_2\text{Mg}_5(\text{Si}_8\text{O}_{22})(\text{OH})_2$ ].
- folhas de tetraedros (filossilicatos) - Si:O = 2:5. argilominerais (caulinita, esmectita), micas (muscovita, biotita).
- estruturas tridimensionais (tectossilicatos) - Si:O = 1:2. quartzo  $\text{SiO}_2$
- feldspatos:
  - a) potássicos: microclínio ( $\text{KAlSi}_3\text{O}_8$ ), ortoclásio ( $\text{KAlSi}_3\text{O}_8$ ).
  - b) plagioclásios: albita ( $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ ), anortita ( $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ ).

Das várias classes minerais existentes, apenas uma, a dos silicatos, é responsável pela constituição de aproximadamente 97% em volume da crosta continental. Esta, como veremos no Cap. 5, configura a parte externa da Terra em regiões continentais, com espessura de algumas dezenas de quilômetros (Tabela 2.3). Minerais das demais classes, embora menos abundantes, também são importantes pelo seu interesse econômico e científico.

**Tabela 2.3** Constituição mineralógica da crosta continental.

Classe mineral	Espécie ou grupo mineral	% em vol.
Silicatos	feldspatos	58
	piroxênios e anfibólios	13
	quartzo	11
	micas, clorita, argilominerais	10
	olivina	3
	epídoto, cianita, andaluzita, sillimanita, granadas, zeólitas etc.	2
Carbonatos, Óxidos, Sulfetos, Halóides etc.		3
<b>Total</b>		<b>100</b>

### 2.1.4 Nomenclatura dos minerais

A nomenclatura dos minerais é hoje controlada pela Comissão de Novos Minerais e Novos Nomes de Minerais (CNMNM) da Associação Mineralógica Internacional (IMA), criada em 1959. Os nomes de novos minerais devem ter, no caso brasileiro, a terminação “ita”. Em contraposição, a terminação “ito” é usada para nomes de rochas. Os minerais conhecidos desde épocas remotas e cujos nomes já têm uso consagrado podem não respeitar esta regra.

Outras recomendações para a criação de um nome para um novo mineral são:

- que o nome indique a localização geográfica de sua descoberta.
- que o nome indique uma de suas propriedades físicas.

Exemplos: tetraedrita (devido ao seu hábito tetraédrico), cianita (devido a sua cor mais comum, azul).

- que o nome indique a presença de um elemento químico predominante.

Exemplos: molibdenita, cuprita, arsenopirita, lantanita.

- que o nome homenageie uma pessoa proeminente. Exemplos: andradita (em homenagem a José Bonifácio de Andrada e Silva, 1763-1838, geólogo e patriarca da independência brasileira); arrojadita (em homenagem a Miguel Arrojado Ribeiro Lisboa, 1872-1932, geólogo brasileiro).

Quando ocorrem apenas pequenas variações químicas na composição de um mineral, utiliza-se o termo **variedade** em contraposição a “espécie mineral”. Por exemplo, quando parte do zinco da espécie mineral esfalerita ( $ZnS$ ) é substituído por ferro, gerando assim a fórmula  $(Zn,Fe)S$ , origina-se uma variedade de esfalerita enriquecida em Fe, e não uma outra espécie e, portanto, não recebe um novo nome.

### 2.1.5 Identificação dos minerais

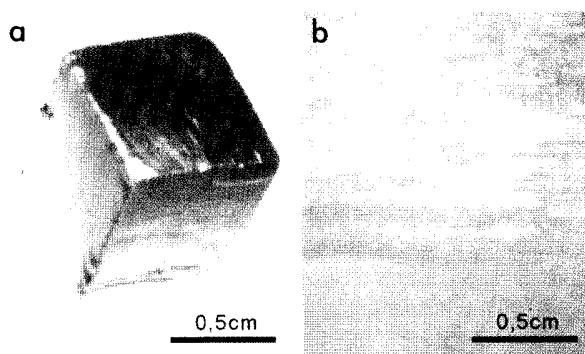
Os minerais mais comuns podem, muitas vezes, ser identificados simplesmente com a observação de suas propriedades físicas e morfológicas, que são decorrentes de suas composições químicas e de suas estruturas cristalinas. Utilizamos para fins de identificação rápida de minerais as seguintes propriedades: hábito cristalino, transparência, brilho, cor, traço, dureza, fratura, clivagem, densidade relativa, geminação, propriedades elétricas e magnéticas.

#### Hábito cristalino

É a forma geométrica externa, habitual, exibida pelos cristais dos minerais, que reflete a sua estrutura cristalina (Fig. 2.5). É chamada simplesmente hábito do mineral e pode ser observada, sobretudo, quando o mineral cresce em condições geológicas ideais. Os hábitos mais comuns são: o laminar, o prismático (os cristais aparecem alongados como prismas), o fibroso, o acicular, o tabular (em forma de tábuas ou tijolos) e o equidimensional.

## Transparência

Os minerais que não absorvem ou absorvem pouco a luz são ditos transparentes. Os que absorvem a luz consideravelmente são translúcidos e dificultam que imagens sejam reconhecidas através deles. Obviamente, estas características dependem da espessura do mineral: a maioria dos minerais translúcidos torna-se transparente quando em lâminas muito finas (Fig. 2.6). Existem, contudo, os elementos nativos metálicos, óxidos e sulfetos que absorvem totalmente a luz, independentemente da espessura. São os minerais **opacos**.



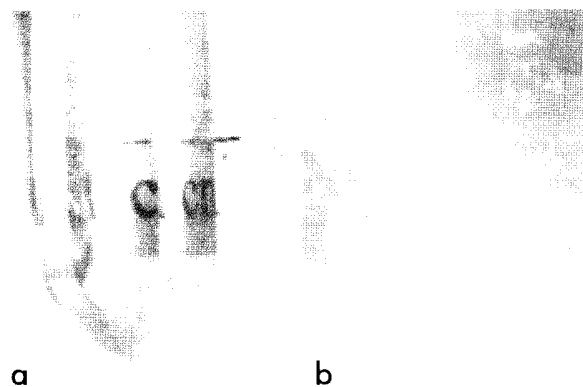
**Fig. 2.5** Exemplos de hábitos cristalinos: (a) cubo de pirita ( $\text{FeS}_2$ ) visto por um eixo ternário, mostrando também sua cor amarela e seu brilho metálico; (b) fibras de gipsita ( $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ). Foto: I. McReath.

## Brilho

É a quantidade de luz refletida pela superfície de um mineral. Os minerais que refletem mais de 75% da luz incidente exibem **brilho** metálico (Fig. 2.7a). É o caso da maioria dos minerais opacos.

Os que não atingem esta reflexão têm brilho não-metálico. Entre os tipos de brilho não-metálico, é usual distinguir alguns característicos, como o vítreo (o brilho da fratura fresca do vidro), o gorduroso (o brilho do azeite), o sedoso etc. (Fig. 2.7b).

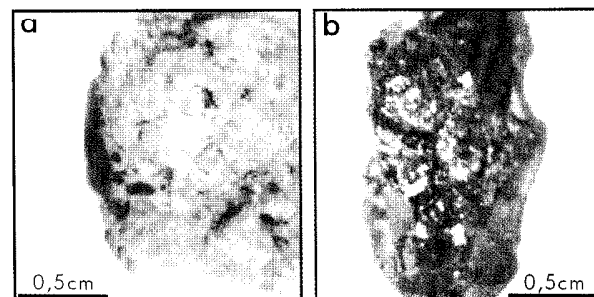
O brilho metálico, como o nome diz, é o brilho dos metais polidos, que todos estamos acostumados a ver em objetos de uso comum. Por causa disso, alguns esquemas sistemáticos de identificação de minerais utilizam o tipo de brilho - metálico ou não-metálico - como o primeiro critério de identificação. Entretanto, é bom lembrar que alguns minerais (a pirita, por exemplo) podem sofrer leve oxidação superficial, o que resulta na perda pelo menos parcial do brilho metálico natural.



**Fig. 2.6** Transparência e translucidez: (a) escala vista através do quartzo ( $\text{SiO}_2$ ) transparente, variedade cristal de rocha; (b) a luz é parcialmente transmitida pelo quartzo translúcido, variedade leitosa, porém a escala embaixo da amostra, na parte inferior, não é visível. Foto: I. McReath.

## Cor

A cor de um mineral resulta da absorção seletiva da luz. O simples fato de o mineral absorver mais um determinado comprimento de onda do que os outros faz com que os comprimentos de onda restantes se componham numa cor diferente da luz branca que chegou ao mineral. Os principais fatores que colaboram para a absorção seletiva são a presença de elementos químicos de transição (ferro, cobre, níquel, cromo, vanádio etc.) na composição química do mineral, os defeitos na sua estrutura atômica, e a presença de pequeníssimas inclusões de minerais, dispersas através dos cristais. Alguns minerais têm cores bastante características, sendo chamados de idiocromáticos (por exemplo, o enxofre, amarelo). Outros são alocromáticos, isto é, sua cor varia amplamente. A turmalina e o quartzo, por exemplo, ocorrem em muitas cores. Conseqüentemente, a cor do mineral nem sempre é propriedade confiável na sua identificação.



**Fig. 2.7** Brilhos: a) não metálico, tipo terroso no minério bauxita (oxi-hidróxido de Al); b) metálico [galena ( $\text{PbS}$ )]. Foto: I. McReath.

### Traço

O **traço** é a cor do pó do mineral. É obtida riscando o mineral contra uma placa ou um fragmento de porcelana, em geral de cor branca (Fig. 2.8). Esta propriedade só é útil como elemento identificador dos minerais opacos ou minerais ferrosos, que apresentam freqüentemente traços coloridos (vermelho, marrom, amarelo etc.). A maioria dos minerais translúcidos ou transparentes exibe traço branco. Ao provar minerais mais duros que a porcelana (aproximadamente 7 na escala de Mohs - ver a seguir), o traço resultante não é do mineral, mas sim da porcelana. A cor do pó destes minerais somente pode ser observada por moagem do mineral.



Fig. 2.8 Traço vermelho (risco de comprimento de 1 cm, aproximadamente, na parte superior sobre placa de porcelana) da hematita ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ), mineral de cor cinza escura e brilho metálico. Foto: I. McReath.

### Dureza

A **dureza** é a resistência que o mineral apresenta ao ser riscado. Para classificá-la, utiliza-se a **escala de Mohs**, em homenagem ao mineralogista australiano F. Mohs, que a elaborou com base na dureza de minerais relativamente comuns utilizados como padrões e que varia de 1 a 10, em ordem crescente de dureza. Na falta destes, podem ser usadas algumas alternativas apresentadas na coluna à direita da Tabela 2.4. A lâmina de aço risca todos os materiais com dureza menor que 5 e, por sua vez, é riscada por todos os materiais com dureza maior que 5,5.

Tabela 2.4 Escala de Mohs e padrões secundários.

Mineral padrão	Dureza	Padrão secundário
talco	1	
gipsita	2	unha (2,5)
calcita	3	alfinete (3,5)
fluorita	4	
apatita	5	lâmina de aço (5 - 5,5)
ortoclásio	6	
quartzo	7	porcelana (~7)
topázio	8	
coríndon	9	
diamante	10	

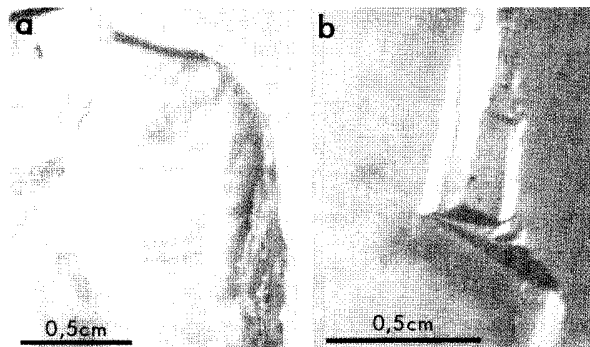


Fig. 2.9 Fratura e clivagem: a) fratura conchoidal do quartzo; b) três clivagens perfeitas, em padrão romboedral, cujos planos se destacam pela iluminação, de brilhante a bastante escuro; cristal de calcita ( $\text{CaCO}_3$ ), variedade de espato da Islândia. Foto: I. McReath.

### Fratura

Denomina-se **fratura** a superfície irregular e curva resultante da quebra de um mineral. As superfícies de fratura, obviamente controladas pela estrutura atômica interna do mineral, podem ser irregulares ou conchoidais (são estes os tipos mais comuns de fratura) (Fig. 2.9a).

### Clivagem

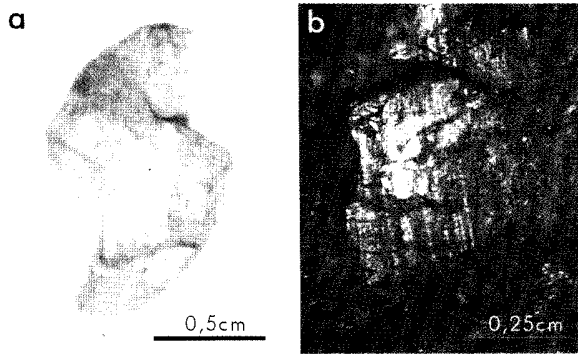
Muito freqüentemente, ocorrem superfícies de quebra que constituem planos de notável regularidade. Neste caso, a quebra passa a ser denominada clivagem, que pode ser perfeita, boa ou imperfeita. A maioria dos minerais, além de mostrar superfícies de fratura, apresenta uma ou mais superfícies de clivagem, nomeadas segundo sua orientação com referência a faces de sólidos geométricos (por exemplo, clivagem cúbica, clivagem romboédrica etc., Fig. 2.9b).

### Densidade relativa

É o número que indica quantas vezes certo volume do mineral é mais pesado que o mesmo volume de água (a 4°C). A **densidade relativa** da maioria dos minerais formadores de rocha oscila entre 2,5 e 3,3. Alguns minerais que contêm elementos de alto peso atômico (por exemplo, Ba, Pb, Sr etc.) apresentam densidade superior a 4. Com alguma prática, pode-se avaliar manualmente, de forma qualitativa, a maior ou menor densidade do mineral ou seu agregado. No entanto, a determinação precisa deste valor é feita utilizando-se uma balança especial.

## Geminação

É a propriedade de certos cristais de aparecerem intercrescidos de maneira regular. Os diferentes indivíduos de um cristal geminado relacionam-se por operações geométricas. A **geminação** pode ser simples (dois indivíduos intercrescidos) ou múltipla (polissintética). O tipo de geminação é, muitas vezes, uma propriedade diagnóstica do mineral (Fig. 2.10).



**Fig. 2.10** Exemplos de geminados: (a) geminado simples em cruz da estaurolita (mineral da família dos silicatos); (b) geminação polissintética (repetida) na labradorita, da família silicática dos plagioclásios; o padrão destaca-se pela alternância de finas bandas que apresentam reflexões alternadamente mais e menos fortes; este padrão de geminação, quando visível, serve para distinguir os plagioclásios dos feldspatos alcalinos. Foto: I. McReath.

## Propriedades elétricas e magnéticas

Muitos minerais são maus condutores de eletricidade. Exceções a esta regra se devem à presença de ligações atômicas totalmente metálicas, como é o caso dos metais nativos ouro, prata, e cobre, todos excelentes condutores. Nas estruturas em que as ligações atômicas são apenas parcialmente metálicas, por exemplo, sulfetos, os minerais são semicondutores. No caso dos minerais considerados não-condutores, as ligações iônicas e covalentes predominam.

Piezoelasticidade e piroelectricidade são propriedades elétricas especiais. Elas aparecem em minerais que se cristalizam em classes de simetria sem centro de simetria. Piezoelasticidade é a propriedade que um mineral tem de transformar uma pressão mecânica em carga elétrica. Se uma placa de quartzo, convenientemente cortada, for pressionada, surgirão cargas positivas e negativas extremamente regulares. Esta característica faz com que o quartzo seja muito usado pela indústria eletroeletrônica, no controle das rádio-freqüências. O Brasil tem grande importância como

fornecedor de quartzo para esta finalidade. Piroelectricidade é a eletricidade originada pelo aumento de calor. Os minerais sem centro de simetria, quando aquecidos, emitem uma corrente elétrica. Os primeiros pirômetros, usados para medida de temperaturas em altos fornos, foram fabricados explorando a elevada piroelectricidade das turmalinas.

Entre os minerais mais comuns, a magnetita ( $\text{Fe}_3\text{O}_4$ ) e a pirrotita ( $\text{Fe}_{1-x}\text{S}$ ) são os únicos atraídos por um campo magnético (ímã de mão). Este “1-x” na fórmula química da pirrotita significa que a relação Fe:S é menor que 1; ficam vazias, então, algumas posições destinadas ao Fe.

A orientação dos minerais magnéticos nas rochas ígneas é importante no estudo do paleomagnetismo terrestre (Caps. 4 e 6). Sua presença é de grande valor para as explorações minerais baseadas em técnicas de sensoriamento remoto, uma vez que os minérios associados à magnetita são mais facilmente localizados, mesmo em subsuperfície, por meio de magnetômetros especiais.

## 2.2 Rochas: Unidades Formadoras da Crosta

### 2.2.1 O que são rochas?

Por definição, as rochas são produtos consolidados, resultantes da união natural de minerais. Diferente dos sedimentos, por exemplo areia de praia (um conjunto de minerais soltos), as rochas têm os seus cristais ou grãos constituintes muito bem unidos. Dependendo do processo de formação, a força de ligação dos grãos constituintes varia, resultando em rochas “du-ras” e rochas “brandas”.

Chama-se **estrutura** da rocha o seu aspecto geral externo, que pode ser maciço, com cavidades, orientado ou não etc. A **textura** se revela por meio da observação mais detalhada do tamanho, forma e relacionamento entre os cristais ou grãos constituintes da rocha.

Outra informação importante no estudo das rochas é a determinação dos seus minerais constituintes. Na agregação mineralógica constituinte das rochas, reconhecemos os minerais **essenciais** e minerais **acessorios**. Os essenciais estão sempre presentes e são os mais abundantes numa determinada rocha, e as suas proporções determinam o nome dado à rocha. Os

acessórios podem ou não estar presentes, sem que isto modifique a classificação da rocha em questão. Quando os minerais agregados pertencerem à mesma espécie mineralógica, a rocha será considerada monomineralica. Quando forem de espécies diferentes, ela será plurimineralica (Tabela 2.5).

**Tabela 2.5 Rochas monomineralicas e plurimineralicas.**

Rochas monomineralicas	Rochas plurimineralicas
Calcário	Gnaisse
Mármore	Gabro
Quartzito	Granito

### 2.2.2 Classificação genética das rochas

Classificar as rochas significa usar critérios que permitam agrupá-las segundo características semelhantes. Uma das principais classificações é a genética, em que as rochas são agrupadas de acordo com o seu modo de formação na natureza. Sob este aspecto, as rochas se dividem em três grandes grupos:

#### Ígneas ou magmáticas

Estas rochas resultam do resfriamento de material rochoso fundido, chamado magma (Fig. 2.12a). Quando o resfriamento ocorrer no interior do globo terrestre, a rocha resultante será do tipo **ígnea intrusiva**. Se o magma conseguir chegar à superfície, a rocha resultante será do tipo **ígnea extrusiva**, também chamada de **vulcânica** (Fig. 2.12b). A rocha vulcânica mais abundante é o **basalto**, cuja composição química é rica em piroxênios e plagioclásio cálcico. O Cap. 16 trata especificamente dos magmas e rochas ígneas.

Para reconhecer se a rocha é intrusiva ou extrusiva é necessário avaliar sua textura. O resfriamento dos magmas intrusivos é lento, dando tempo para que os minerais em formação cresçam o suficiente para serem facilmente visíveis. Alguns cristais podem chegar a vários centímetros. O **granito** (Fig. 2.11) é a rocha ígnea intrusiva mais abundante na crosta terrestre.

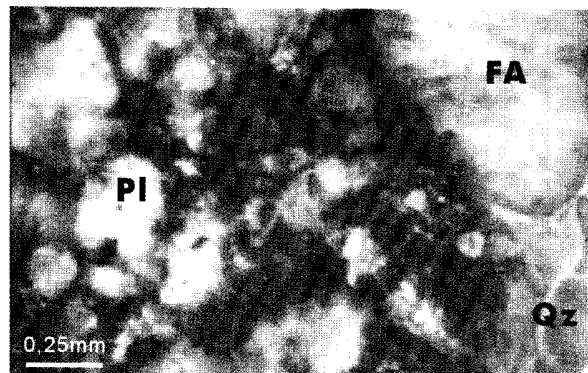


Fig. 2.11 Detalhe de uma chapa de granito polida. As massas róseas (por exemplo, FA) são o feldspato alcalino, as brancas (por exemplo, PL), o plagioclásio. Junto ao quartzo (as massas levemente esbranquiçadas, por exemplo, QZ), os feldspatos formam os minerais essenciais que somam em torno de 80% do volume da rocha. A mica preta (biotita) e o anfibólio (hornblenda) compõem a maior parte das áreas escuras.

O resfriamento dos magmas extrusivos é muito mais rápido. Muitas vezes, não há tempo suficiente para os cristais crescerem muito. A rocha extrusiva tende a ter, portanto, uma textura de granulação fina.

Outro fato que chama a atenção no estudo das rochas ígneas é que a sua cor é bastante variável. As rochas ígneas escuras são mais ricas em minerais contendo magnésio e ferro (daí o nome "**máfico**"). O **gabro**, de composição equivalente ao basalto, é uma rocha ígnea, intrusiva, plutônica e máfica. As rochas ígneas claras são mais ricas em minerais contendo silício e alumínio (**siálicas**), que incluem os feldspatos e o quartzo, ou sílica (daí, o nome **félsico**). O granito é uma rocha ígnea, intrusiva, plutônica, siálica e félsica. Esta diferença na constituição química dos magmas indica que existem diferentes tipos de magmas (Cap. 16).

#### Sedimentares

Parte das rochas **sedimentares** é formada a partir da compactação e/ou cimentação de fragmentos produzidos pela ação dos agentes de intemperismo e pedogênese (Cap. 8) sobre uma rocha preexistente (protólito) (Fig. 2.12b), e após serem transportados pela ação dos ventos, das águas que escoam pela superfície, ou pelo gelo, do ponto de origem até o ponto de deposição (Fig. 2.12c). Para que se forme uma rocha sedimentar é necessário, portanto, que exista uma rocha anterior, que pode ser ígnea, metamórfica e mes-

mo outra sedimentar, fornecendo, pelo intemperismo, **sedimentos** (partículas e/ou compostos químicos dissolvidos) que serão as matérias-primas usadas na formação da futura rocha sedimentar. Os compostos químicos dissolvidos representam a matéria-prima para os sedimentos químicos. Os sedimentos (Fig. 2.12c) sempre se depositam em camadas sobre a superfície terrestre.

Quando a rocha sedimentar é constituída por partículas (clastos) preexistentes, ela é classificada como clástica. O processo geológico que une as partículas sedimentares é conhecido como litificação ou diagênese, e compreende uma combinação entre os processos de compactação e cimentação. A litificação ocorre em condições geológicas de baixa pressão (peso dos sedimentos posteriores) e baixa temperatura (~250°C) e, por isso, as rochas clásticas não têm, salvo raras exceções, a mesma consistência dura das rochas ígneas.

As rochas sedimentares clásticas são classificadas de acordo com o tamanho de suas partículas constituintes, como veremos no Cap. 14. Elas são facilmente reconhecidas, pela seqüência de camadas horizontais com espessuras variáveis que normalmente exibem.

As rochas sedimentares químicas ou não-clásticas são formadas pela precipitação dos radicais salinos, que foram produzidos pelo intemperismo químico, e agora encontram-se dissolvidos nas águas dos rios, lagos e mares. Entre os principais ânions salinos estão os carbonatos, cloretos e sulfatos, enquanto os principais cátions são os mais solúveis, os alcalinos Na e K, e os alcalino terrosos Mg e Ca.

Os depósitos sedimentares de origem orgânica são acúmulos de matéria orgânica tais como restos de vegetais, conchas de animais, excrementos de aves etc. que, por compactação, acabam gerando, respectivamente, turfa, coque e guano. São pseudo-rochas porque as suas partículas agregadas não são minerais.

### Metamórficas

As rochas **metamórficas** (Cap. 18) resultam da transformação de uma rocha preexistente (protólito) no estado sólido. O processo geológico de transformação se dá por aumento de pressão e/ou temperatura sobre a rocha preexistente, sem que o ponto de fusão dos seus minerais seja atingido. Os geólogos não consideram transformações metamórficas aquelas que ocorrem durante os processos de intemperismo e de litificação.

O metamorfismo regional ocorre em grandes extensões da subsuperfície do globo terrestre, em conseqüência de eventos geológicos de grande porte como, por exemplo, na edificação de cadeias de montanhas. Dependendo dos valores alcançados pela variação de pressão e temperatura têm-se os metamorfismos regionais de baixo, médio e alto grau. As principais rochas metamórficas formam-se no metamorfismo regional. Muitas rochas metamórficas são reconhecidas graças a sua estrutura de **foliação**, ou seja, a orientação preferencial que os minerais placóides assumem, bem como a sua estrutura de camadas dobradas (Fig. 2.12d), devido às deformações que acompanham o metamorfismo regional (Cap. 19). O metamorfismo local restringe-se a domínios de terreno que variam entre centímetros e dezenas de metros de extensão. Quando, no metamorfismo local, o aumento de temperatura predomina, fala-se em metamorfismo termal ou de contato. Por exemplo, as rochas regionais submetidas ao contato com uma câmara magmática podem sofrer este tipo de metamorfismo. As rochas resultantes são chamadas hornfels. No metamorfismo dinâmico predomina o aumento de pressão no fenômeno da transformação das rochas, como em zonas de falhas.

Quando a temperatura do metamorfismo ultrapassa um certo limite, determinado pela natureza química da rocha e pela pressão vigente, freqüentemente na faixa de 700-800°C, as rochas começam a se fundir, produzindo novamente um magma (Fig. 2.12e).

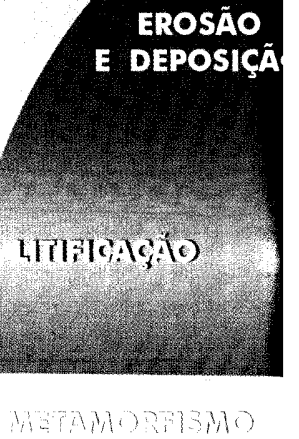
### 2.2.3 Distribuição e relações das rochas na crosta terrestre

A crosta terrestre representa a camada sólida externa do planeta. Ela está dividida em crosta continental, que corresponde às áreas continentais emersas, e crosta oceânica, que constitui os assoalhos oceânicos (Cap. 5). Tanto uma como outra são formadas por rochas. Estudos da distribuição litológica da crosta continental indicam que 95% do seu volume total correspondem a rochas cristalinas, ou seja, rochas ígneas e metamórficas e apenas 5% a rochas sedimentares. Entretanto, considerando a distribuição destas rochas em área de exposição rochosa superficial, os números se modificam para 75% de rochas sedimentares e apenas 25% de rochas cristalinas. Isto indica que as rochas sedimentares representam uma fina lâmina rochosa que se dispõe sobre as ígneas e metamórficas, consideradas principais na constituição litológica da crosta continental.

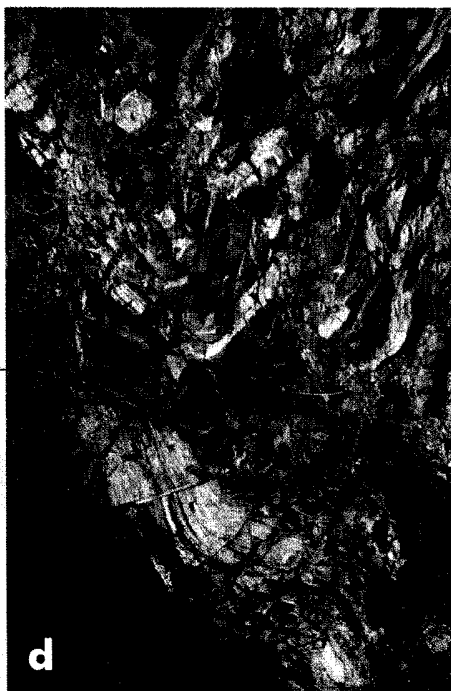


Os agentes de erosão podem movimentar o material que forma o manto de intemperismo, incluindo o solo. A falta de vegetação contribui para a erosão. A deposição dos sedimentos (foto c) ocorre nas zonas mais baixas, em bacias de sedimentação. Com o tempo, este material pode ser soterrado, compactado e transformado em rocha sedimentar (Litificação).

**SEDIMENTO**  
**ROCHA SEDIMENTAR**



Qualquer tipo de rocha pode sofrer metamorfismo em ambiente de altas P e T, com produção de dobras (foto d) e foliações, além de recristalizações minerais, gerando rocha metamórfica.



**ROCHA METAMÓRFICA**

**FUSÃO PARCIAL**

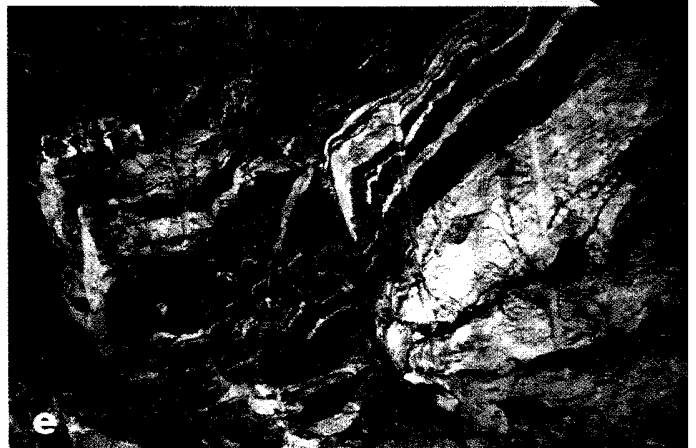


Fig. 2.12 O ciclo das rochas



# O CICLO DAS ROCHAS

O intemperismo altera as características físicas e químicas das rochas ígneas, metamórficas e sedimentares quando expostas na superfície terrestre, formando um manto de intemperismo, constituído por material friável (foto b). A pedogênese é a formação do solo na parte superior do perfil.

**SOLO**

**PEDOGÊNESE**

**INTEMPERISMO**

**MANTO DE  
INTEMPERISMO**

**SOLIDIFICAÇÃO**

**ROCHA  
ÍGNEA**

**MAGMA**

Qualquer tipo de rocha (ígneas, metamórficas ou sedimentares) pode ser levada a ambientes geológicos de P e T ainda mais altos que o ambiente metamórfico. Neste caso, pode ocorrer a fusão parcial. No exemplo (foto e), as massas claras são compostas por feldspatos e quartzo cristalizados pelo magma formado pela fusão dos minerais menos refratários, enquanto as partes escuras são compostas pelos minerais mais refratários que não chegam a fundir.



No vulcanismo, o magma quente chega à superfície, onde se derrama como lava (foto a). Sua solidificação forma rocha ígnea vulcânica. Se o magma ficar preso no interior da crosta terrestre, forma rocha ígnea plutônica após sua solidificação.



As relações entre os três tipos genéticos de rochas na crosta não se dão ao acaso. Ao contrário, existe uma disposição rígida que reflete exatamente os eventos geológicos que ocorreram em determinada região. É possível, para o geólogo, descrever a história geológica da crosta, através do estudo das rochas e dos tipos de contatos que existem entre elas. As fontes de informações para este estudo são os mapas geológicos, cortes rochosos em estradas e ferrovias, perfurações de poços para obtenção de água e petróleo etc.

#### 2.2.4 O ciclo das rochas

As rochas terrestres não constituem massas estáticas. Elas fazem parte de um planeta cheio de energia, que promove, com sua alta temperatura e pressão interna, todos os processos de abalos sísmicos, movimentos tectônicos de placas e atividades vulcânicas em uma dinâmica muito intensa (Caps. 3 e 6). Da mesma forma, a atividade intempérica e erosiva externa, envolvendo os agentes atmosféricos como o calor do Sol, chuvas, ventos, geleiras, também atuam sobre estas rochas, causando constantes alterações (Caps. 8 a 13). Em suma, a Terra é um planeta vivo em contínua modificação.

As atuais rochas ígneas superficiais da Terra estão sofrendo o constante ataque dos agentes intempéricos – os componentes atmosféricos  $O_2$  e  $CO_2$ , a água e os organismos – que lentamente reduzem-nas a material fragmentar, incluindo tanto os detritos sólidos da rocha original como os novos minerais formados durante o intemperismo (Fig. 2.12b). A ação de agentes de erosão e transporte – a água corrente, os ventos ou o gelo – redistribui o material fragmentar através da superfície, depositando como sedimentos (Fig. 2.12c), incoesos no início. Transformam-se em rochas sedimentares, porém, pela compactação dos fragmentos e expulsão de água intersticial e pela

cimentação dos fragmentos uns aos outros. As rochas sedimentares, por sua vez, por aumento de pressão e temperatura, gerarão as rochas metamórficas (Fig. 2.12d). Ao aumentar a pressão e, especialmente, a temperatura, em determinado ponto ocorrerá a fusão parcial (Fig. 2.13e) e novamente a possibilidade de formação de uma nova rocha ígnea, dando-se início a um novo ciclo.

Esta seqüência de eventos geológicos é apenas uma das várias alternativas que a natureza tem para estabelecer um relacionamento genético entre as rochas de nossa crosta.

#### 2.2.5 Utilidade dos minerais e rochas

Os minerais e rochas representam bens minerais de grande importância ao conforto e bem-estar da humanidade. Encontram utilizações das mais diversas formas, nas áreas da metalurgia (ferrosa e não ferrosa), da construção civil, da indústria de fertilizantes, etc. (Cap. 21).

#### Leituras recomendadas

- DANA, J. D. *Manual de Mineralogia*. Porto Alegre: LTC, Rio de Janeiro, 1976.
- DEER, W.A., HOWIE, R. A. & ZUSSMAN, J. *Minerais constituintes das rochas – uma introdução*. Lisboa: Fundação Calouste Gulbenkian, 1966.
- ERNST, G.W. *Minerais e Rochas*. São Paulo: Edgard Blücher, 1971.
- KLEIN, C. & HURLBUT, Jr., C.S. *Manual of Mineralogy*. New York: John Wiley & Sons, 1993.
- LEINZ, V. & SOUZA CAMPOS, J. E. *Guia para determinação de minerais*. São Paulo: Nacional, 9ª ed., 1982.