

## O SISTEMA SOLAR

Oscar T. Matsuura e Enos Picazzio

### INTRODUÇÃO

O Sistema Solar é constituído pelo Sol, planetas, satélites, asteróides, meteoróides, cometas e poeira zodiacal. O Sol concentra quase a totalidade (99,866%) da massa do Sistema Solar. Por isso, ele exerce uma poderosa atração sobre os demais corpos forçando-os a gravitar ao seu redor, formando assim um sistema propriamente dito.

O tamanho aparente desse Sistema pode ser representado pelo tamanho da órbita de Plutão, o planeta conhecido mais afastado do Sol. A luz do Sol leva apenas 5 horas e meia para chegar até esse planeta. Já a distância média de separação das estrelas na Via Láctea é de 5 anos-luz, ou seja, a luz do Sol gasta cerca de 5 anos para chegar até as estrelas vizinhas. É plausível que várias dessas estrelas tenham seus sistemas planetários. Trazendo isso para uma escala mais familiar, dois sistemas planetários vizinhos seriam como dois vilarejos com raio de apenas 1 km, um bem no extremo sul, outro bem no extremo norte do continente sul-americano. Isso ilustra quão isolado no Universo é o Sistema Solar.

Como o Sol é abordado separadamente, este capítulo tratará exclusivamente dos demais corpos que compõem o Sistema Solar.

## OS PLANETAS

A palavra planeta é de origem grega e significa astro errante, em função do movimento aparente deles em relação às estrelas fixas da esfera celeste.

A massa de todos os planetas corresponde a 0,134% da massa do Sistema Solar. A Tabela 6.1 resume as propriedades físicas mais relevantes dos planetas.  $M$  denota a massa,  $R$  o raio equatorial,  $\rho$  a densidade média,  $\mathcal{A}$  o albedo visual (razão entre a luz solar refletida para todas as direções e a luz solar incidente),  $P_s$  o período sideral de rotação dado em dias solares médios, e  $K$  é o fator do momento de inércia (ver adiante). Alguns dados estão ausentes na Tabela 6.1 porque ainda não são bem conhecidos.

Tabela 6.1. Propriedades físicas mais relevantes dos planetas.

Planeta	$M$ [ton]	$R$ [km]	$\rho$ [g cm <sup>-3</sup> ]	$\mathcal{A}$	$P_s$ [d]	$K$
Mercúrio	$3,3 \times 10^{20}$	2439	5,42	0,12	58,6	
Vênus	$4,87 \times 10^{21}$	6052	5,25	0,76	243,0	
Terra	$5,98 \times 10^{21}$	6378	5,52	0,36	1,00	0,331
Marte	$6,42 \times 10^{20}$	3398	3,94	0,16	1,026	0,376
Júpiter	$1,90 \times 10^{24}$	71900	1,31	0,73	0,410	0,264
Saturno	$5,69 \times 10^{23}$	60330	0,69	0,76	0,426	0,207
Urano	$8,68 \times 10^{22}$	25700	1,22	0,93	0,720	0,216
Netuno	$1,03 \times 10^{23}$	24750	1,66	0,84	0,670	0,290
Plutão	$1,2 \times 10^{22}$	1100	2,1	0,47	6,387	

*Estrutura Interna*

## ■ Densidade Média

A massa do nosso planeta pode ser determinada conhecendo-se o seu raio e a aceleração da gravidade na sua superfície. No caso de outros planetas, a determinação é usualmente feita aplicando-se a terceira lei de Kepler ao movimento de seus satélites. A massa dos planetas que não têm satélite (Mercúrio e Vênus) é determinada mediante a análise de perturbações gravitacionais que esses planetas exercem no movimento de outros planetas, asteroídes ou cometas.

A densidade média de um planeta é simplesmente a razão entre a sua massa e o seu volume. Há planetas com densidades baixas, próximas de  $1 \text{ g cm}^{-3}$  (densidade da água), e planetas com densidades altas da ordem de  $4.5 \text{ g cm}^{-3}$ . Os primeiros (Júpiter, Saturno, Urano, Netuno), tendo Júpiter como paradigma, são classificados como planetas jovianos, e devem ser constituídos, na maior parte, de substâncias leves (hidrogênio e hélio gasoso, gelo de água, metano, dióxido de carbono e amônia).

Planetas com densidade maior (Mercúrio, Vênus, Terra e Marte) formam a classe dos planetas telúricos, pois têm a Terra como paradigma. São constituídos principalmente de substâncias pesadas que basicamente são rochas (silicatos e óxidos) ou metais (níquel e ferro).

O tamanho reduzido e a grande distância heliocêntrica de Plutão dificultam as observações. Quimicamente ele se assemelha mais com os cometas e sua superfície, composta de 99% de nitrogênio, 1 - 2% de monóxido de carbono e 1 - 2% de metano, se parece com a de Tritão, satélite de Netuno.

#### ■ Momento de Inércia

Uma segunda possibilidade de investigarmos o interior dos planetas é através do seu achatamento causado pela rotação. O interior dos planetas pode ser modelado e ajustado de forma que, com a rotação observada, reproduza o achatamento observado. Em seguida, pode-se calcular o momento de inércia do planeta em relação ao seu eixo de rotação. O momento de inércia é pequeno quando o planeta oferece pouca resistência (ou inércia) para entrar em rotação, e vice-versa.

Numa esfera com densidade uniforme, o fator  $K$  do momento de inércia é igual a 0,400. Se a parte central for mais densa do que as partes periféricas, o corpo oferecerá menor resistência para girar e  $K$  será menor que 0,400 e vice-versa.

Todos os planetas têm  $K$  menor que 0,400, mas os jovianos têm  $K$  menor que os telúricos. Isto revela que no interior dos planetas jovianos a matéria densa está mais concentrada no centro do que nos planetas telúricos. Essa matéria mais densa consiste em metais e silicatos fundidos.

#### ■ Equilíbrio Hidrostático

Um estudo mais detalhado do interior planetário pode ser feito através de uma abordagem semelhante àquela utilizada no estudo da estrutura estelar. Numa primeira aproximação, a rotação é ignorada. A estrutura de um planeta supostamente esférico é idealizada como resultante do equilíbrio entre duas forças opostas. Em cada ponto dentro do planeta atua uma força devida à atração gravitacional do próprio planeta, que tenta puxar a matéria para o seu centro. Se não houvesse nenhuma outra força atuando no interior do planeta, este deve-

ria colapsar até se reduzir a um ponto. Isso não ocorre porque a matéria planetária tem capacidade de exercer pressão e resistir à compressão gravitacional. Essa idealização é denominada equilíbrio hidrostático.

Os modelos da estrutura interna dos planetas não têm ainda a confiabilidade dos modelos da estrutura estelar. A matéria estelar, por se achar em temperaturas ou densidades extremas, admite uma descrição física mais simples (por exemplo: gás perfeito, gás degenerado, gás politrópico etc). Já a matéria no interior planetário não se encontra nas condições usuais de laboratório, tampouco nas condições extremas do interior estelar. Nesse estado intermediário, a matéria é sólida ou líquida e a pressão é exercida por forças elétricas que atuam dentro dos átomos impedindo o seu esmagamento. A representação da pressão, nesse caso, é mais complicada.

Todos os planetas têm forma sensivelmente esférica. A rotundidade dos planetas indica que a matéria planetária se torna plástica, se deforma e se acomoda na configuração esférica do equilíbrio hidrostático. Ora, a matéria sólida "escoa", à semelhança de um fluido, somente quando é submetida a uma pressão maior que 1 000 vezes a pressão atmosférica ao nível do mar. Um cálculo simples mostra que tal pressão somente é alcançada pela compressão gravitacional da matéria no interior de corpos com raio maior que algumas centenas de quilômetros. Corpos menores não assumem a forma esférica porque dentro deles as pressões são insuficientes para fluidizar a matéria sólida.

Apesar das dificuldades citadas, o modelo do equilíbrio hidrostático permite concluir que a estrutura interna de Júpiter (Figura 6.1a) deve consistir basicamente num núcleo central contendo silicatos e metais em estado sólido, envolto por camadas sucessivas de hidrogênio em estados diferentes (metálico líquido, molecular líquido e molecular gasoso).

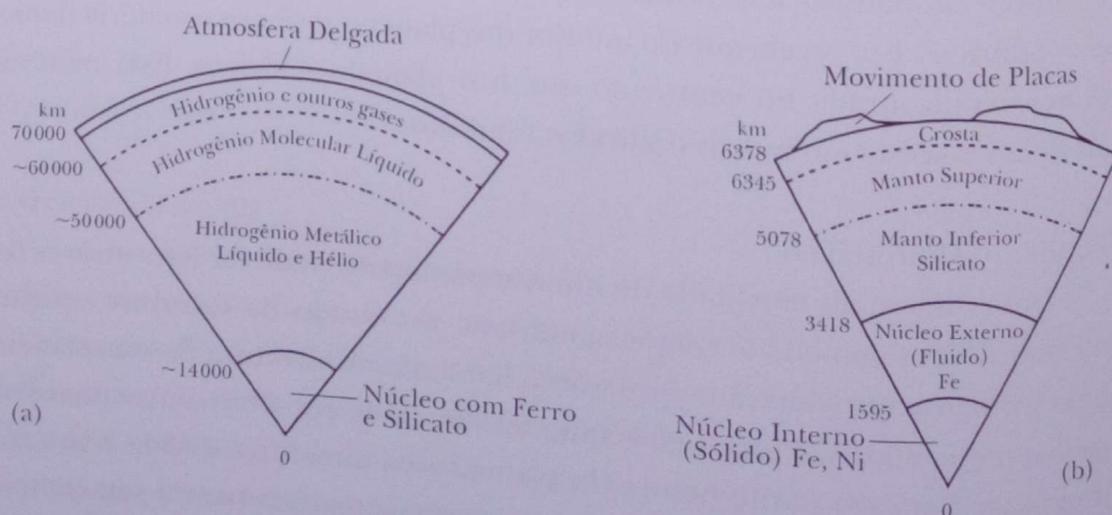


Figura 6.1. Estruturas internas de Júpiter (a) e da Terra (b).

A estrutura interna da Terra (Figura 6.1b), cuja investigação é ajudada através de dados sismológicos, consiste num núcleo interno sólido, constituído de ferro e níquel, envolto pelo núcleo externo de metais líquidos. Acima do núcleo vem o manto de silicatos no estado sólido e, por fim, uma fina crosta sólida.

A temperatura aumenta em direção ao centro dos planetas. Na Terra, um fluxo de calor é trazido para fora através do manto. Este é formado de matéria sólida elástica, capaz de transmitir vibrações sísmicas rápidas. Mas em escalas de tempo mais demoradas, ele se deixa deformar plasticamente. Assim sendo, na escala de tempo de dezenas de milhares de anos, o manto é convectivo e transporta calor de dentro para fora. Esse calor é responsável pela atividade vulcânica e movimento de placas tectônicas. Em Júpiter e Saturno, o fluxo de calor proveniente do interior é comparável ao fluxo de energia captado do Sol. Na Terra, o fluxo de calor interno é desprezível em relação ao fluxo captado de energia solar.

Os planetas jovianos distinguem-se dos telúricos por terem densidades médias inferiores, maior presença de substâncias leves e voláteis em sua composição e maior concentração de matéria densa nos seus núcleos. Eles têm rotação mais rápida que os telúricos, estão além do cinturão principal dos asteróides (os planetas telúricos estão aquém) e têm também massas maiores e maior número de satélites. Todos os planetas jovianos são designados planetas gigantes.

### *Superfície*

A investigação da superfície de planetas não envolvidos por densas atmosferas pode começar pela medição do albedo  $\mathcal{A}$ . Albedos maiores que 0,73 são apresentados pelos planetas jovianos, além do planeta telúrico Vênus. A característica comum desses planetas é que todos encontram-se envolvidos por densas atmosferas, de modo que seus albedos não se referem à superfície, e sim à alta refletividade de suas atmosferas. Em Vênus, por exemplo, o ácido sulfúrico é o responsável pelo elevado albedo. Os demais planetas telúricos têm albedos menores e seus valores decorrem da baixa refletividade das superfícies e da ausência de atmosferas densas.

Durante a formação de um planeta, seu interior fica quente e se funde, permitindo que, durante centenas de milhões de anos, a matéria mais densa flua para as partes mais centrais e vice-versa. Daí resulta a diferenciação entre núcleo e manto. Depois, a crosta se resfria e se solidifica de fora para dentro. Na crosta da Lua, por exemplo, o material menos denso (silicato de alumínio, também conhecido por feldspato) fluiu para a superfície formando a crosta lunar primitiva, com espessura entre 50 e 100 km. Assim, surgiram os continentes lunares, que são as áreas mais elevadas e de coloração mais clara.

Os principais processos que determinam alterações morfológicas posteriores na crosta são: atividade geológica, erosão e formação de crateras por impacto de meteoróides. Como esses processos se sobrepõem e interferem uns em relação aos outros, a análise dos efeitos é intrincada.

#### ■ Atividade Geológica

Esta é uma atividade dinamizada pelo calor interno do planeta, que flui de dentro para fora através do processo convectivo. Embora nos planetas telúricos esse processo seja insignificante face à energia solar absorvida pela superfície, pode causar assimetrias nas superfícies que retratam o padrão convectivo interno. Na Lua, por exemplo, a crosta é assimétrica; sua espessura é de apenas 60 km no hemisfério voltado para a Terra (onde ocorreram vazamentos de lava basáltica formando os mares), mas é de 100 km no hemisfério oposto. Na Terra, a assimetria da distribuição de oceanos e continentes, resultante do tectonismo de placas, também reflete o padrão da convecção interna.

O calor interno, de origem gravitacional e radioativa, guarda relação com o volume do corpo; já a taxa de resfriamento está relacionada com a superfície. Então, *grosso modo*, o tempo de resfriamento é proporcional ao volume dividido pela superfície. Supondo corpos esféricos, quanto maior o raio, mais lentamente o planeta se resfria. Assim, as assimetrias são mais recentes na Terra do que na Lua. A litosfera, camada rígida mais externa, tem na Lua uma espessura 1 000 vezes maior que na Terra. Isto impede que ela se fragmente para formar placas e inibe o transporte de lavas. Esta é a razão pela qual os sismos são mais raros na Lua do que na Terra.

Estudos de crateras lunares revelam que, após um intenso bombardeamento de meteoróides nos primórdios do Sistema Solar, houve um vazamento generalizado de lavas basálticas. Estas, pela baixa viscosidade, escoaram na superfície inundando as regiões mais baixas e, ao se solidificarem, formaram regiões relativamente planas e escuras denominadas mares. Após esta atividade geológica, a superfície lunar adquiriu a aparência geral que tem até hoje. É comum encontrar-se regiões lunares que revelam a solidificação de lavas em escoamento (Figura 6.2).

A atividade geológica é decrescente na seguinte ordem: Terra, Vênus e Marte. Na crosta terrestre, as rochas mais antigas, de terrenos pré-cambrianos, datam de 3,8 bilhões de anos, época em que as áreas continentais correspondiam a apenas 5-10% das atuais. Nos bordos de placas tectônicas a crosta oceânica é empurrada para baixo da crosta continental (subducção). Tal processo formador de continentes tem ocorrido em episódios que duram 300 milhões de anos e iniciaram-se há 2,9 bilhões de anos. O último episódio, há 600 milhões de anos, coincidiu com a fragmentação da Pangéia, isto é, do grande bloco continental primitivo formado pela reunião dos continentes atuais. A fragmentação teria dado

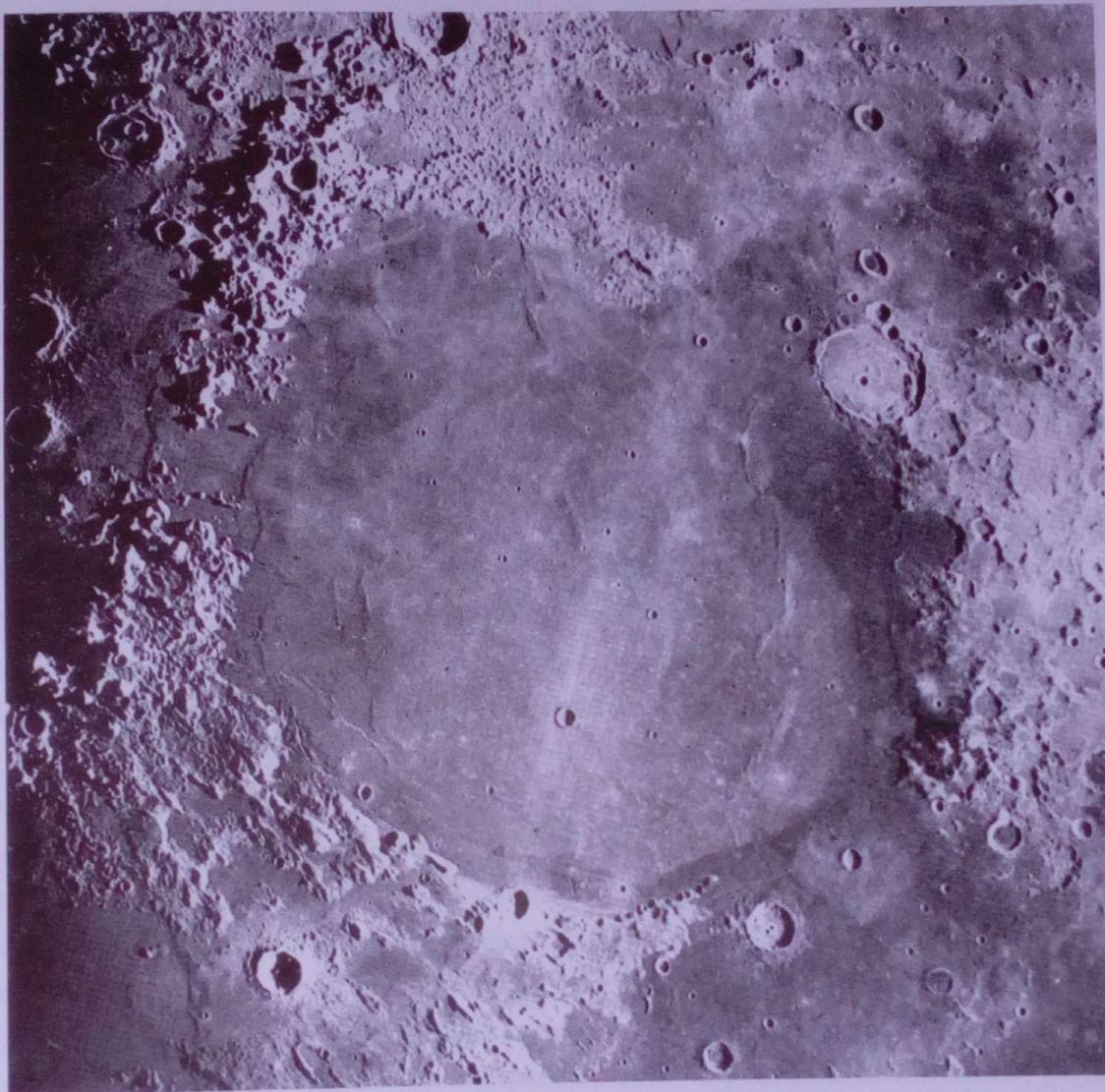


Figura 6.2. Mar da Serenidade. Solidificação de lavas em escoamento (NASA).

origem à deriva ou separação progressiva dos continentes que levaria às forma e posições atuais. Os grandes maciços datam de apenas 50 milhões de anos.

Dada a lenta rotação, Vênus é um planeta bastante esférico, com uma superfície formada por: 65% de vastas planícies onduladas de formação granítica, referentes à crosta primitiva; 27% de regiões baixas e escuras preenchidas com lavas (análogas aos mares lunares), sem marcas de crateras; e 5% de terras elevadas com superfícies muito ásperas e formadas pela Terra de Ishtar ao norte e Terra de Afrodite, perto do equador (Atlas, imagem 5).

A planura, que pode ser devida à alta temperatura na superfície, indica que as deformações se processam com mais facilidade, dificultando a formação de elevações. Nela há inúmeras crateras rasas, com diâmetro de 500-800 km, cavadas entre 600 milhões e alguns bilhões de anos atrás.

Na Terra de Ishtar estão os Montes Maxwell (21 km de altitude), aparentemente elevações que resultaram da ascensão convectiva da crosta. Há indícios de atividade vulcânica associada a formações elevadas. Especula-se que a menor atividade geológica de Vênus em relação à Terra, apesar dos tamanhos similares, deve-se à menor rotação, ausência de satélite e de água na crosta.

Supreendentemente, vulcanismo e atividade geológica foram observados também em pequenos satélites. Os vulcões do satélite de Júpiter, Io, quando vistos no disco, aparecem como manchas escuras ejetando enxofre fundido. Vistos nas bordas do satélite, as nuvens ejetadas assumem a forma de um domo azulado com altura de centenas de quilômetros (Atlas, imagem 6). A superfície é destituída de crateras de impacto, pois foram preenchidas com o derramamento de lavas. No caso dos satélites de Urano, as superfícies de Miranda, Ariel e Titânia também sofreram atividade tectônica recente, o que parece não ter acontecido em Umbriel. As marcas de tectonismo são falhas tensionais na forma de fraturas, incisões profundas e longas. Atividades como esta e o vulcanismo de Io podem ser explicados pela dissipação viscosa da energia de deformação induzida por maré. Maré é a deformação de um corpo pela ação diferencial da força gravitacional. Quanto menor a separação entre dois corpos, maior será esse efeito. Na Terra, o exemplo mais conhecido é o da marés oceânicas. Sobre os corpos rígidos esse efeito é menos perceptível, pois as forças de coesão do material tendem a impedir a deformação. Se, no entanto, a proximidade entre os corpos for grande, a força gravitacional diferencial resultante pode superar a força de coesão do material, resultando na fragmentação. Diz-se que a aproximação entre os corpos ultrapassou o "limite de Roche". Os anéis de Saturno, por exemplo, estão dentro deste limite, por isso são constituídos de inúmeros fragmentos. Para a Terra, o limite de Roche é cerca de 18 500 km, contados de seu centro. Se a Lua se aproximasse mais que essa distância, possivelmente seria fragmentada. Isto pode ocorrer com satélites cujas órbitas são fortemente excêntricas.



## ■ Erosão

Erosão é um processo de alteração do relevo que pode resultar da ação da atmosfera ou hidrosfera, ou da sublimação.

A erosão não ocorre em Mercúrio, nem na Lua. Mas na Terra ela é bastante atuante. Um resultado claro da erosão é a existência de rochas sedimentares cobrindo vastas regiões da superfície. A água líquida é um agente erosivo importante, mas canais podem ser abertos pelo conhecido fenômeno da erosão glacial, ocorrido na Terra após glaciações.

Em Marte, a superfície assemelha-se a um deserto, com dunas e fragmentos de rochas produzidos por impactos (Atlas, imagem 7). Apesar de tênue, sua atmosfera é sede de violentas tempestades de vento que erodem sua superfície arrastando poeira de argila. Marte apresenta, ainda, uma complexa e intrigante rede de “canais” secos de várias idades, em várias partes de sua superfície, assemelhando-se a leitos de rios secos (Figura 6.3a). Alguns atravessam crateras preexistentes; outros mostram-se interrompidos por crateras formadas posteriormente. Nas condições atuais, a pressão do vapor de água é demasiadamente baixa para possibilitar a existência de água no estado líquido. No entanto, é possível que Marte tenha tido água líquida num passado remoto, e que os canais mais antigos (3 bilhões de anos) tenham surgido pela ação erosiva dessa água. Para os canais mais recentes (500 milhões de anos), uma das hipóteses é a existência de gelo subterrâneo (*permafrost*) que migra subterraneamente dos pólos para as regiões equatoriais. Impactos de maior porte ou vulcanismo podem tornar temporariamente fluido este gelo subterrâneo e abrir novos canais.

Atualmente, a água e o gás carbônico em Marte se solidificam nos pólos durante o inverno, formando calotas que atingem raios da ordem de 2 700 km (Figura 6.3b). No verão, permanece uma parte central residual de gelo de água, com raio da ordem de 500 km. Esse fenômeno ocorre alternadamente, isto é, quando é inverno em um pólo, é verão no outro.

Vênus não tem hidrosfera e apesar de ter uma atmosfera densa, perto da superfície ela é estável à convecção. Talvez seja essa a causa da superfície manter-se protegida da erosão por ventos.

## ■ Crateras

Planetas e satélites foram formados pela agregação de planetesimais (ver adiante “Formação do Sistema Solar”, p. 138). Aqueles que não participaram da formação de corpos maiores vagaram erratically no recém-formado Sistema Solar, em órbitas perturbadas pelos planetas maiores já agregados. Mas há 3,9 bilhões de anos, a quantidade deles diminuiu, pois colidiram e produziram crateras em planetas e satélites. As colisões persistem até hoje, mas em taxa muito menor e devidas a fragmentos de asteróides.

a.



b.



Figura 6.3. Marte. (a) Rede de canais secos; (b) Capa polar boreal (Nasa).

A energia envolvida num impacto é imensa, pois a velocidade de colisão é a velocidade orbital relativa somada à velocidade de queda livre (atração gravitacional). Por exemplo, a velocidade de queda livre na Terra (ou a de escape, definida adiante) é  $11,2 \text{ km s}^{-1}$ , e a velocidade orbital de um asteróide da família Apollo em relação à Terra é  $5 \text{ km s}^{-1}$ . Portanto, uma colisão entre estes dois corpos ocorrerá a uma velocidade relativa de  $16 \text{ km s}^{-1}$ ; isto equivale a energia cinética de  $1,3 \times 10^{12} \text{ erg g}^{-1}$ , que é 31 vezes maior que a energia química do TNT. Num impacto, a energia é liberada subitamente, provocando de início compressão e fragmentação da superfície. Com o relaxamento da compressão, ocorre a ejeção de fragmentos e a escavação da cratera. Em alguns casos, estes se tornam novos projéteis criando crateras secundárias. Às vezes, eles são ejetados em determinadas direções formando raios que são vistos com freqüência na superfície lunar (Atlas, imagem 2).

É possível, a partir do tamanho, da profundidade e do formato da cratera, estimar a massa, a velocidade de impacto e o ângulo de incidência do corpo cadente. Quanto maior a energia do impacto, maior será o diâmetro da cratera. A Figura 6.4 mostra a Cratera do Meteoro, no Arizona, com diâmetro de 1,2 km, profundidade atual de 200 m e idade de 2 700 anos. Impactos violentos podem causar metamorfismo de choque (distorção ou alteração na estrutura cristalográfica dos minerais) ou ainda fusão. É comum encontrar matéria metamórfica e/ou ígnea vítrea no fundo de crateras ou misturada com fragmentos ejetados. Rochas trazidas da Lua contêm grande quantidade de vidro, com idades de 3 a 4,1 bilhões de anos. Já na Terra, o vidro natural (como a obsidiana) é muito raro, pois ele sofre o processo de devitrificação, decompondo-se nos minerais originais, sobretudo pela influência da água. Exemplos de impactos extremamente violentos são aqueles que produziram a Bacia Oriental da Lua e a Bacia Caloris, em Mercúrio (Figura 6.5). Nesta última, as ondas emanadas do impacto convergiram e produziram uma impressionante formação no ponto antipodal.

A presença ou ausência de crateras pode nos dar uma idéia da idade do terreno. Em um terreno antigo as crateras não foram obliteradas por fenômenos naturais, tais como escoamento de lavas, recobrimento com fragmentos de crateras vizinhas, ou ainda erosão atmosférica ou hidrosférica. A inexistência de crateras indica a juventude da superfície freqüentemente renovada por sucessivas vazões de líquido (caso de Europa, satélite de Júpiter).

Um mar lunar, ao se formar, apaga as características anteriores da superfície, servindo como registro da posterior história de bombardeamento por meteoróides. Embora pareçam lisos quando vistos da Terra, os mares têm crateras e uma camada de fragmentos produzidos por impactos (Atlas, imagem 2). Os mares são mais recentes do que os continentes lunares. Estes sofreram bombardeamento muito intenso durante 500 milhões de anos, até 3,9 bilhões de anos atrás.



Figura 6.4. Cratera do Meteoro, no Arizona, Estados Unidos (Yerkes Observatory).

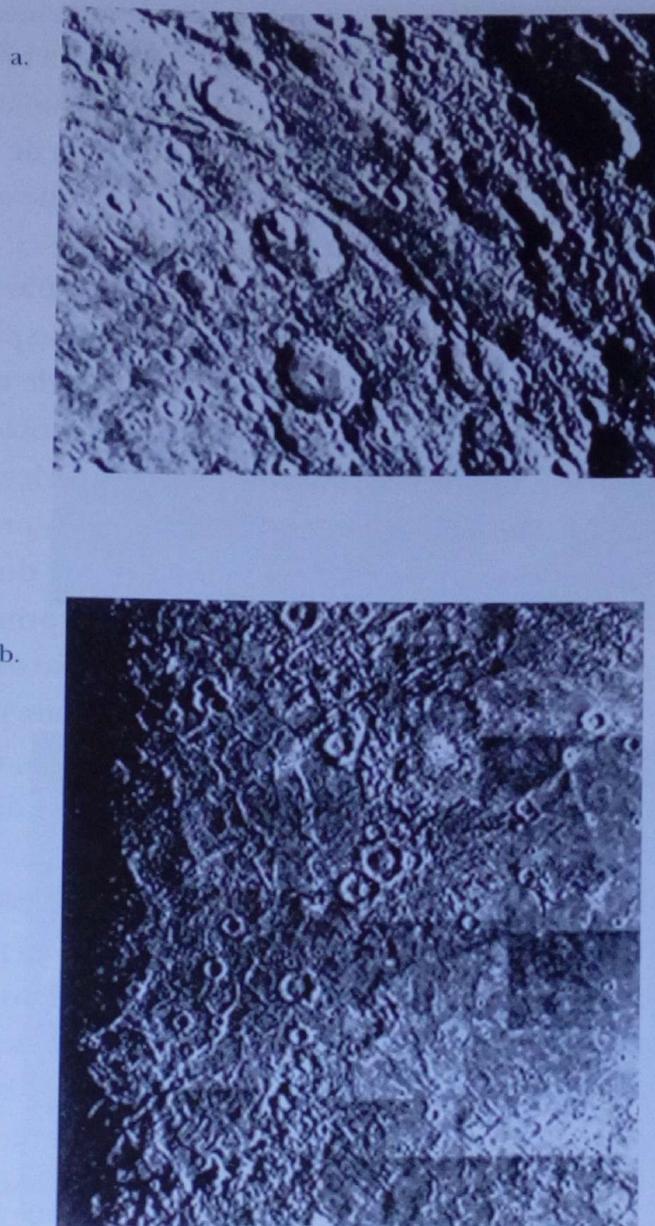


Figura 6.5. Superfície de Mercúrio. (a) Uma escarpa diagonal com cerca de 300 km; (b) Base Caloris, parcialmente iluminada (NASA).

Desde então o bombardeamento não acabou, mas vem se mantendo em taxa bem menor e quase constante. Os últimos mares surgiram há 3 bilhões de anos, tempo que marca também a extinção do vulcanismo lunar em grande escala. Mas a detecção de radônio, as emanações esporádicas de gás e as luminescências vermelhas às vezes observadas da Terra indicam que a Lua não está completamente quiescente.

Em Mercúrio, as crateras não se sobrepõem umas às outras como na Lua, talvez porque lá a crosta tenha demorado mais para se resfriar, ou porque seu interior seja aquecido pela dissipação de energia de deformações de maré induzidas pelo Sol. Uma superfície mais quente é mais plástica e tende a obliterar crateras.

Na Terra, em Marte e em Vênus ocorre um efeito de seleção que privilegia as colisões maiores. É que suas atmosferas exercem ação protetora contra impactos. As marcas ficam mais protegidas em Vênus e Marte do que na Terra, onde a água líquida é um agente eficaz de erosão. Na Terra, principalmente na faixa tropical, a ação da erosão e o recobrimento por vegetação obliteram as crateras. Estas são melhor preservadas nas couraças continentais pré-cambrianas (por exemplo, no leste do Canadá), que são formações antigas, estáveis e livres de efeitos erosivos rigorosos. As crateras mais antigas na Terra datam, no máximo, de 1 bilhão de anos, são poucas e muito erodidas.

No hemisfério norte de Marte, lavas ígneas se solidificaram entre 100 milhões e alguns bilhões de anos, portanto, ele é mais novo e tem poucas crateras. O hemisfério sul, mais antigo, é mais acidentado, apresenta falhas extensas e tem muitas crateras. As crateras maiores são as mais velhas (4 bilhões de anos) e sofrem menos erosão. Como há poucas crateras de porte médio com idade inferior a 3 bilhões de anos presume-se que o processo de erosão é mais recente que essa idade.

Embora a superfície de Vênus apresente inúmeras crateras, não é possível reconhecer, através de dados de radar, se elas têm origem vulcânica, ou se foram formadas por impacto. À primeira vista, a atmosfera de Vênus, embora mais densa, é menos erosiva que a da Terra. As sondas soviéticas *Venera 9* e *10* mostraram imagens de fragmentos rochosos relativamente grandes e angulosos. Isto pode ser uma indicação de inexistência de ação atmosférica erosiva (presente na Terra) ou de cominuição das rochas por impacto freqüente com meteoróides (presente na Lua). A espessa atmosfera protege aquele planeta do bombardeamento por meteoróides menores, preservando crateras e fragmentos formados no passado.

Crateras de impacto também estão presentes em outros satélites. Fobos e Deimos (satélites de Marte) têm superfícies salpicadas de crateras de impacto (Figura 6.6). Elas estão invariavelmente presentes nos satélites dos planetas externos, exceto Io e Europa (satélites de Júpiter). Europa, o mais brilhante dos satélites, apresenta inúmeros traços longos de geometria complicada, interpretados como rachaduras numa fina crosta de gelo (Atlas, imagem 8). Para os demais

a.



b.

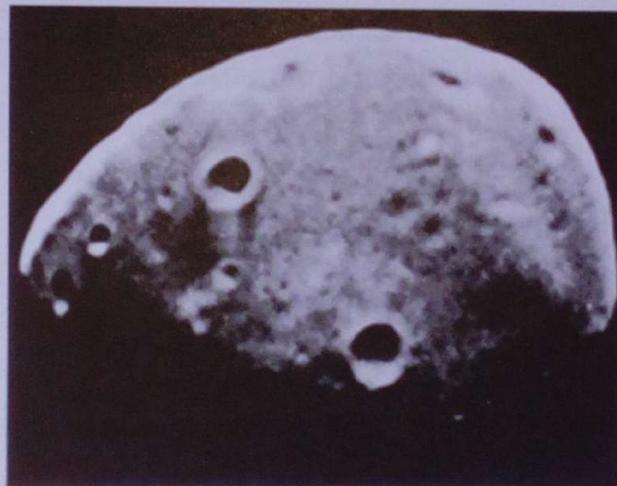


Figura 6.6. Satélites de Marte. (a) Fobos e (b) Deimos (NASA).

satélites de Júpiter, a sonda *Voyager 2* revelou que a superfície de gelo sujo de Ganimedes é marcada por crateras, sendo as mais claras as mais jovens. As superfícies deste satélite e de Callisto mostram ainda faixas de elevações e depressões alternadas rodeando bacias escavadas por grandes impactos.

Parece existir uma história comum de bombardeamento para os planetas internos e seus satélites, mas que não se aplica aos satélites dos planetas externos. Portanto, haveria correspondentemente duas populações distintas de meteoróides.

### *Atmosferas*

#### ■ Retenção e Perda

Os planetas telúricos com atmosfera são Vênus, Terra e Marte. Em todos eles existe uma superfície sólida ou líquida que delimita nitidamente a base da atmosfera. O mesmo não acontece com os planetas jovianos; suas atmosferas são mais espessas. Além de terem massas bem maiores, não há uma superfície que separe nitidamente a atmosfera do interior destes planetas.

A existência de atmosfera é governada, pela força gravitacional. Corpos de pequena massa, ou não têm atmosfera ou, se têm, ela é tênue. Mercúrio e Lua não têm atmosfera há bilhões de anos.

Sir James Jeans (1916) propôs um mecanismo para a formação da atmosfera. O quadrado da velocidade térmica média dos átomos de um gás depende diretamente da temperatura e inversamente da massa do átomo. Portanto, para uma mesma temperatura, átomos mais leves adquirem velocidades maiores. Já o quadrado da velocidade de escape (velocidade mínima para uma partícula abandonar o planeta) depende diretamente da massa do planeta e inversamente da distância ao centro do planeta. Ou seja, quanto mais longe estiver o átomo, menor será a velocidade de escape. Se a velocidade térmica superar a velocidade de escape, o átomo escapa do planeta se o seu movimento for orientado radialmente para fora. Portanto, gases mais leves escapam mais facilmente dos planetas menores (com gravidades menores) e mais próximos do Sol (com atmosferas mais quentes). Moléculas mais pesadas não são perdidas diretamente, mas após sofrerem dissociação seus átomos podem escapar da atmosfera (caso do hidrogênio terrestre proveniente da dissociação da molécula de água).

#### ■ Composição Química

As atmosferas dos planetas distinguem-se também pela composição química (Tabela 6.2). Os planetas telúricos apresentam maior abundância de elemen-



tos pesados e elevado teor de oxigênio combinado ou livre. Em Vênus e Marte, as atmosferas são constituídas essencialmente de  $\text{CO}_2$ ; na Terra predominam o  $\text{N}_2$  e o  $\text{O}_2$ . A acentuada deficiência de H em Vênus deve-se provavelmente à ação destrutiva da fotodissociação da água. No caso de Marte, a carência de H poderia ser explicada por uma combinação de causas, tal como degasamento vulcânico menos efetivo, presença de enormes quantidades de gelo no subsolo e perda atmosférica (definida adiante) mais intensa. Nas atmosferas dos planetas jovianos predominam os elementos leves. Entre os satélites, Titã (o maior satélite de Saturno) é o único com substancial atmosfera, constituída de  $\text{N}_2$ , Ar,  $\text{CH}_4$  e  $\text{H}_2$ . É muito possível que toda a sua superfície seja um oceano de metano líquido, e que na troposfera ocorram chuvas de metano desempenhando papel semelhante ao da água na Terra.

Tabela 6.2. Composição química percentual das atmosferas planetárias. O asterisco indica os principais componentes minoritários.

Planeta	$\text{H}_2$ , He	$\text{CH}_4$	$\text{NH}_3$	$\text{CO}_2$	$\text{N}_2$	$\text{H}_2\text{O}$	$\text{O}_2$ , O	Ar
Vênus				95	<2	<1	<0,1	*
Terra				0,03	78	<1	21	0,9
Marte				95				
Júpiter	99,4	0,5	*					
Saturno	99,1	0,86	*					
Urano	97,6	2,3	*					
Netuno	96,4	3,5						

#### ■ Atmosfera Primitiva e Secundária

É importante a distinção entre uma atmosfera primitiva (adquirida diretamente da Nebulosa Solar Primitiva, definida adiante) e uma atmosfera secundária (resultante de alterações químicas ao longo do tempo). Esta última resulta do degasamento do interior dos planetas e das reciclagens de compostos atmosféricos através da hidrosfera, crosta e biosfera (quando presente). No caso da Terra, os estudos levam à conclusão de que a presente atmosfera deve ter se originado do degasamento do interior planetário após um hipotético bombardeamento intenso por planetesimais com composição de meteoritos condritos carbonáceos (definidos adiante). Pelo degasamento, até hoje os vulcões ejetam quantidades ponderáveis de gás na atmosfera terrestre.

### ■ Estrutura da Atmosfera

Um gráfico da temperatura  $T$  da atmosfera em função da altitude  $h$  (Figura 6.7) revela regiões em que, para  $h$  crescente,  $T$  pode crescer ou decrescer, caracterizando assim a estrutura térmica da atmosfera. Na troposfera, camada inferior, a base é mais quente que o topo; o calor é transportado para cima através da convecção e pela difusão de fótons infravermelhos. É aí que acontecem os fenômenos meteorológicos. Acima dela vem a estratosfera, onde a temperatura cresce com a altura. O aquecimento é devido à absorção de radiação ultravioleta do Sol, no processo produtor de ozônio. Mais acima está a mesosfera, camada em que a temperatura volta a decrescer com a altura. Nela, o processo relevante é o resfriamento radiativo no infravermelho pelo  $\text{CO}_2$ . Acima dela está a termosfera, onde a temperatura volta a crescer com a altura, graças à radiação absorvida para dissociar e ionizar o  $\text{O}_2$ . A região mais externa da atmosfera é a exosfera; todos os átomos provenientes da atmosfera terrestre que atingem esta região se perdem no espaço.

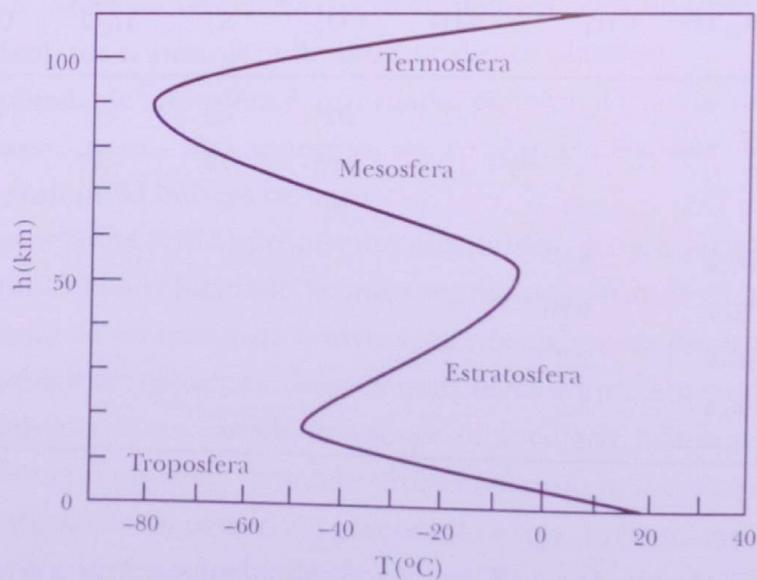


Figura 6.7. Estrutura térmica da atmosfera terrestre.

Nos outros planetas, as atmosferas têm estrutura qualitativamente similar. As diferenças decorrem principalmente das variações de composição química, que determinam diferentes agentes de aquecimento e resfriamento. Desde o solo até o topo da mesosfera, a atmosfera tem composição química razoavelmente uniforme, graças a processos turbulentos que promovem mistura. Exceção a essa mistura é a água que se condensa e se precipita quando seu vapor atinge o ponto de saturação. Na termosfera e acima, a atmosfera tende a se estratificar conforme o peso molecular dos componentes.

### ■ Efeito Estufa

Em um planeta destituído de atmosfera, a luz solar atinge diretamente a superfície sem ser atenuada. Devido à absorção da radiação, a superfície se aquece e passa a emitir radiação infravermelha. É o equilíbrio entre as quantidades de radiação absorvida e emitida que determina a temperatura de equilíbrio radiativo da superfície. Esta temperatura é tanto maior, quanto mais perto do Sol.

Num planeta dotado de atmosfera, a radiação solar é atenuada antes de incidir na superfície, através da absorção e do espalhamento pelas moléculas ou por partículas de poeira em suspensão, gotículas de água e grãos de gelo de nuvens. A superfície absorve parcialmente a radiação incidente, se aquece e passa a emitir radiação infravermelha. Componentes atmosféricos tais como  $\text{CO}_2$ ,  $\text{H}_2\text{O}$  e  $\text{NH}_3$  absorvem os fótons infravermelhos vindos da superfície, aquecendo a atmosfera. Este mecanismo é o efeito estufa, e a temperatura da atmosfera será tanto mais alta, quanto maior for o conteúdo desses compostos químicos. Em Marte o efeito estufa é inoperante, mas em Vênus ele é bastante acentuado e responsável pela temperatura de  $500^\circ\text{C}$  de sua superfície. Na Terra o efeito estufa proporciona uma temperatura adequada à vida e à existência de água nos três estados.

### ■ Circulação da Atmosfera

As atmosferas apresentam também, em diferentes graus, o fenômeno da circulação: massas gasosas que se deslocam como resultado do aquecimento diferencial (latitudinal, diurno e sazonal), numa tendência a homogeneizar a temperatura.

Na Terra a variação diurna de temperatura é relativamente amena, mas as variações latitudinais e sazonais são mais pronunciadas. A insolação nas regiões polares é menor do que na região equatorial, de modo que as células convectivas ascenderão mais alto aqui do que lá. O ar no topo da troposfera equatorial tenderá a se escoar na direção dos pólos, forçando o ar mais frio dos pólos a se deslocar em direção ao equador. Esta é a circulação de Hadley (Figura 6.9). Se o planeta tiver rotação importante, a circulação de Hadley assume (devido à força de Coriolis) um padrão regular tridimensional denominado ondas planetárias. Assim são explicados os ventos alíseos (ou monções), as calmarias nas latitudes de  $30^\circ$  e  $60^\circ$  e as correntes atmosféricas que influenciam os vôos de aviões a jato. Perturbações nas ondas planetárias resultam em regiões de alta pressão perto do equador, e regiões de baixa pressão perto dos pólos. O ar move-se das regiões de alta pressão para as regiões de baixa pressão. Em nosso hemisfério, devido à rotação da Terra, o ar que sai de uma região de alta pressão é progressivamente desviado para a esquerda formando o anticiclone (movimento em sentido anti-horário; Figura 6.8). Já o ar que chega a uma região de baixa pressão forma o ciclone

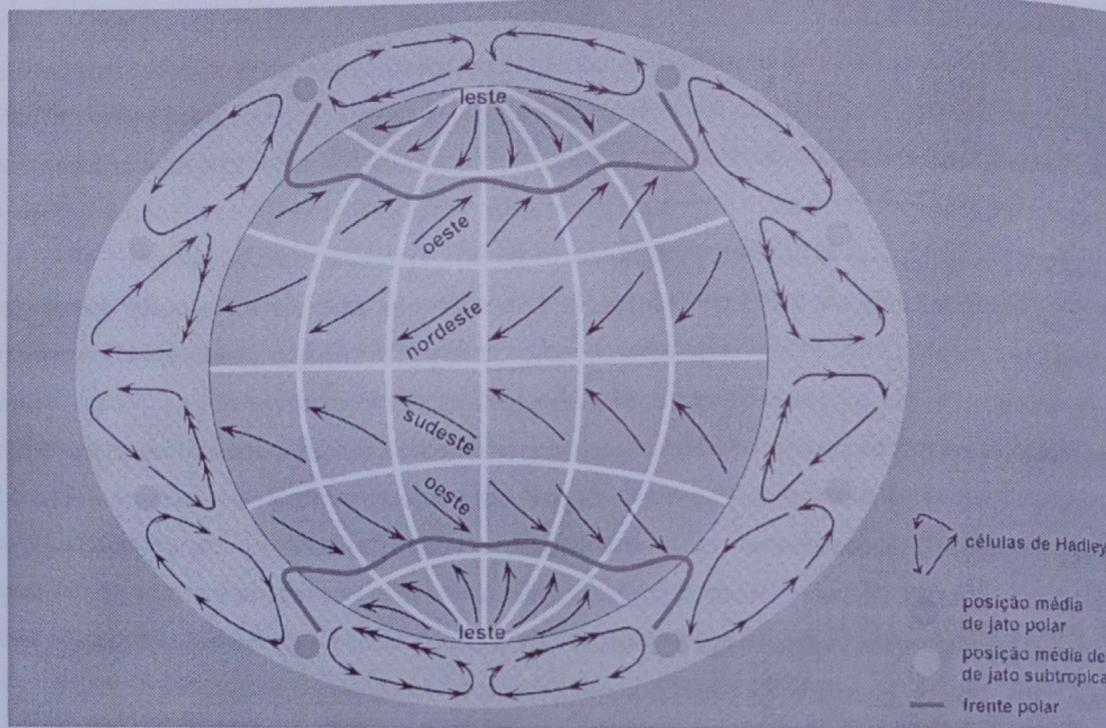


Figura 6.8. Representação esquemática da circulação global.

(movimento em sentido horário). Como o ar quente e úmido ascende do chão e se dirige para regiões de baixa pressão, os ciclones estão associados a tempo chuvoso. Os violentos furacões são ciclones reforçados pelo calor latente de condensação da água.

Na troposfera de Vênus (abaixo de 100 km), diferenças de temperatura entre os hemisférios iluminado e escuro nem chegam a se estabelecer; e entre o equador e os pólos são eliminadas pela circulação. Variações sazonais são mínimas, já que a órbita é sensivelmente circular e o eixo de rotação é quase perpendicular ao plano orbital. O movimento da atmosfera de Vênus pôde ser diagnosticado através do deslocamento de padrões de nuvens de ácido sulfúrico fotografadas em ultravioleta pela sonda *Pioneer* em 1979. Os ventos atingem uma velocidade de  $360 \text{ km h}^{-1}$  no sentido retrógrado, podendo dar uma volta no planeta em apenas 4 dias (uma rotação 60 vezes mais rápida que a do próprio planeta). Já a atmosfera terrestre gira um pouco mais devagar que a Terra. O vento venusiano começa a 10 km de altura, e sua velocidade vai crescendo com a altura até cerca de 100 km.

No caso de Marte, as tempestades de poeira parecem estar relacionadas com a circulação de Hadley e as ondas planetárias.

Em Júpiter, onde a rotação é muito rápida e a atmosfera é muito espessa (irradia menos), não há diferença significativa de temperatura entre equador e pólos. Imagens do planeta mostram faixas marrom avermelhadas e zonas brancas, ambas paralelas ao equador (Atlas, imagem 10). As faixas, mais baixas, são colunas convectivas descendentes. As zonas, mais elevadas, são colunas convectivas ascendentes. Ambas devem ser constituídas de flocos de  $\text{NH}_3$ , mas a coloração avermelhada se deve a cristais de fósforo ou a alguma molécula orgânica. Numa mesma altura, a zona teria pressão maior que a faixa. A força de Coriolis e essas diferenças de pressão são os agentes responsáveis pelo padrão de circulação horizontal de faixas e zonas. Quando se rompem por cisalhamento, podem desenvolver turbilhões como a Grande Mancha Vermelha e outras manchas menores, ovais, escuras ou brancas como aquelas fotografadas pelas *Voyagers 1 e 2*.

#### ■ Magnetosferas Planetárias

Mercúrio, Terra, Júpiter e Saturno possuem campo magnético. Cargas elétricas do vento solar e de origem cósmica podem ser aprisionadas por esse campo. Assim é que se formam os cinturões de Van Allen na Terra, um a  $1,6 R_{\oplus}$  e outro a  $3,5 R_{\oplus}$ , ( $R_{\oplus}$  é o raio da Terra) contendo partículas de alta energia. Cargas elétricas expelidas durante erupções solares, guiadas pelo campo magnético da Terra, atingem a alta atmosfera na região dos pólos magnéticos e excitam as auroras polares.

Na Terra, o campo magnético deve ser gerado pelo mecanismo de dínamo, através da rotação e do movimento convectivo do núcleo externo de ferro líquido. O eixo magnético não coincide com o eixo de rotação. Mecanismo semelhante explica os campos magnéticos de Júpiter e Saturno. Júpiter tem um campo magnético 20 000 vezes mais intenso do que o da Terra; elétrons aprisionados na magnetosfera dão origem a auroras observadas em raios X e no ultravioleta. Vênus e Marte não têm campo magnético importante. No caso de Vênus, a ausência pode ser explicada pela baixa rotação do planeta; em Marte, o núcleo de ferro pode não ser suficientemente quente. Mercúrio tem um grande núcleo de ferro, mas sua rotação é muito lenta para que o dínamo possa atuar. O campo magnético presente (1% do campo terrestre) possui um eixo que coincide com o eixo de rotação, mas não parece ser fósil de um campo primitivo, o que torna a origem do magnetismo de Mercúrio um problema não resolvido. A análise laboratorial de rochas lunares, trazidas pelas missões *Apollo 15* e *16*, leva à conclusão de que a Lua teve um campo duas vezes mais intenso que o da Terra, também gerado por dínamo.

## CORPOS MENORES

Os corpos menores, com dimensões inferiores às planetárias, têm enorme importância no estudo da formação do Sistema Solar. Muitos não foram submetidos a altas pressões e temperaturas; portanto, não sofreram metamorfismos decorrentes da fusão e fracionamento gravitacional. Os que se formaram longe do Sol e por lá permaneceram, a maior parte do tempo, retiveram os compostos voláteis originais. Assim, os corpos menores são relíquias que ainda mantêm intacto o registro das condições físicas e químicas primitivas do Sistema Solar.

### *Asteróides*

Asteróide significa objeto "com aparência estelar". Por ser objeto relativamente próximo, apresenta movimento próprio, isto é, move-se com rapidez em relação às estrelas. Numa fotografia de longa exposição deixa traços sobre o fundo de estrelas fixas. Antigamente, os asteróides recebiam nomes mitológicos, como por exemplo, Ceres (o primeiro asteróide, descoberto em 1801 por Piazzi); hoje são designados pelo ano de descoberta seguido de duas letras alfabéticas. Após a determinação de sua órbita, recebem numeração seqüencial. A maior parte dos asteróides já catalogados (cerca de 2000) tem órbitas circulares e forma, entre Marte e Júpiter, o cinturão de asteróides (Figura 6.9). Sondas espa-



poucos os asteróides do cinturão principal cujo espectro de luz refletida seja compatível com o de condritos ordinários. Uma idéia alternativa é que essa família de asteróides seja oriunda de cometas "defuntos" (cometas de curto período que perderam o conteúdo volátil), mas ela é refutada pelo fato de que as altas temperaturas e os metamorfismos sofridos pelos condritos ordinários são incompatíveis com a natureza de gelo volátil atribuída aos cometas.

Os asteróides da família de Amor são mais numerosos e têm periélio externo à órbita da Terra. Chiron pode ser asteróide ou cometa, mas foi descoberto além da órbita de Saturno.

O tamanho de um asteróide pode ser determinado quando uma estrela é ocasionalmente ocultada, ou através da quantidade de luz solar que reflete. Ceres, o maior, tem diâmetro de 1 025 km, mas somente 30 são maiores que 200 km. Através de ocultação de estrelas foram descobertos asteróides duplos. Em agosto de 1993, a sonda espacial *Galileo* fotografou o asteróide Ida, com cerca de 56 km, e sua lua esférica de 1,5 km (Atlas, imagem 9). Por serem pequenos, não apresentam simetria esférica; isto, associado ao fato de eles girarem, faz com que o brilho devido à reflexão da luz solar não seja constante. Essas modulações da curva de luz permitem inferir o período de rotação que varia de horas a anos.

A massa pode ser determinada através da perturbação gravitacional por ocasião de um encontro próximo ou demorado entre dois asteróides. Juntos, todos os asteróides têm apenas um centésimo da massa de Mercúrio, ou o dobro da massa de Ceres.

A composição química pode ser determinada por espectrofotometria: 60% têm composição similar a dos meteoritos carbonáceos, são escuros e orbitam na parte externa do cinturão; 30% são rochosos-ferrosos (rochas e ferro-níquel em partes iguais), mais claros e orbitam nas partes mais internas; o restante tem composição ferrosa. Vesta é o único asteróide conhecido com espectro de meteorito acondrito (definido adiante).

### *Cometas*

A parte sólida de um cometa, denominada núcleo, é constituída de gelo sujo, tem forma irregular e mede vários quilômetros. A água é o componente majoritário formando hidratos de várias substâncias, tais como, metano, amônia, dióxido de carbono etc. A sujeira misturada ao gelo consiste em matéria meteórica não-volátil de diversos tamanhos, que vão desde grãos submicrométricos de poeira até fragmentos maiores que compõem os chuviros de meteoros (definidos adiante).



Um estudo das características das órbitas dos cometas levou o holandês Jan H. Oort a propor a existência de uma hipotética nuvem que hoje leva seu nome. Essa nuvem constituiria uma espécie de concha que teria um raio médio de 100 000 UA, envolvendo todo o Sistema Solar. Cerca de 100 bilhões de cometas estariam hibernando nessa concha, já que não sofreriam desgaste por vaporização por estarem muito distantes do Sol. O movimento do Sol na Via Láctea induz perturbações gravitacionais devidas a estrelas vizinhas que alterariam as órbitas desses cometas, projetando uns para fora do Sistema Solar e outros para as proximidades do Sol. Quando a segunda alternativa acontece, tem-se um cometa *novo*, cuja órbita é elíptica e o período é da ordem de milhões de anos. Os afélios de cometas *novos* não se confinam ao plano da eclíptica, mas se distribuem por todas as direções no espaço. Esse fato fundamenta a escolha da forma de concha e não de anel para a Nuvem de Oort.

Aos cometas novos contrapõem-se os cometas *periódicos*, denotados por "P/", cuja órbita também é elíptica. Estes, no entanto, formam famílias associadas aos diversos planetas (Júpiter, Saturno, Urano, Netuno), conforme seus afélios se situam na proximidade da órbita de um desses planetas. Portanto, os cometas periódicos têm períodos de centenas de anos no máximo, e suas órbitas jazem geralmente perto do plano da eclíptica. Explica-se a formação dessas famílias através da ação gravitacional dos planetas (captura), quando um cometa se aproxima fortuitamente de um deles. Essa ação pode eventualmente expulsar o cometa do Sistema Solar.

À medida que um cometa se aproxima do Sol, o gelo sujo do núcleo se aquece e se vaporiza, ejetando gases que arrastam consigo grãos de poeira. A *coma* é uma tênue nuvem de gás e de poeira, de forma aproximadamente esférica (raio típico da ordem de 100 000 km), que envolve o núcleo. Trata-se de matéria que o cometa está perdendo definitivamente para o meio interplanetário. Estima-se que a cada vez que um cometa se aproxima do Sol perde cerca de um centésimo de sua massa total. O brilho da coma se deve em parte aos grãos de poeira que refletem a luz do Sol; em parte, às moléculas do gás que reemitem a luz solar por fluorescência ressonante.

As caudas podem ser entendidas como prolongamentos da coma na direção oposta à do Sol. Em cometas brilhantes, seu comprimento pode atingir cerca de 1 UA. Deve-se distinguir dois tipos de cauda (Figura 6.10). A do Tipo I é composta de gás ionizado. Trata-se de moléculas e radicais cometários resultantes da ação fotodissociativa e fotoionizante da radiação solar nas moléculas vaporizadas na superfície do núcleo. Ela é empurrada pelo vento solar. Em última instância, é o campo magnético desse vento que age sobre os íons de origem cometária. Morfologicamente, essa cauda tende a ser mais retilínea, mais estreita e mais estruturada.



Figura 6.10. Cometa Mrkos (1957V) com suas caudas de poeira (encurvada) e de gás ionizado (retilínea) (Caltech).

A cauda do Tipo II é constituída de grãos de poeira de diversos tamanhos, que são empurrados para longe do Sol através da pressão exercida pela radiação solar ao incidir nos mesmos. Essa ação repulsiva é menos intensa do que aquela na cauda do Tipo I. Por isso, a cauda do Tipo II tende a ser encurvada para a direção de procedência do cometa. Essa cauda tende também a ser mais larga e apresenta uma distribuição espacial de brilho mais homogênea.

Se estiver correta a hipótese de que os cometas se formaram juntamente com os demais corpos do Sistema Solar, eles constituem as relíquias mais preciosas a manter intactas as informações sobre as condições físicas e químicas da formação do Sistema Solar, que podem elucidar também algumas questões sobre a origem da vida.

### Meteoritos

Pelo espaço interplanetário vagam objetos ainda menores que os asteróides, que não podem ser vistos através dos telescópios disponíveis: são os meteoróides. Eles consistem em restos de cometas ou fragmentos de asteróides, que tornam-se tangíveis através de meteoros que riscam o céu, ou de crateras que escavam, ou de meteoritos que caem no solo. Sua quantidade aumenta rapidamente à medida que o tamanho diminui, e a velocidade de encontro com a Terra é, no mínimo,  $11 \text{ km s}^{-1}$  (velocidade de escape da Terra) e, no máximo,  $53,5 \text{ km s}^{-1}$  (meteoróide com órbita parabólica e retrógrada). Diariamente, centenas de toneladas de meteoróides bombardeiam a alta atmosfera, mas um meteoróide atravessa incólume a atmosfera e cai no solo se sua massa for maior que a massa da coluna de ar deslocada durante a queda. Meteoróides com massa superior a 100 t resistem à queda criando crateras no solo. Abaixo desse limite, o ar exerce forte pressão e atrito, daí resultando freamento, fusão, incandescência e fragmentação. Meteoróides com 5 a 50 cm (1 kg a 1 ton) têm suas crostas fundidas na baixa atmosfera, podendo a parte interna resistir e atingir o solo; suas quedas são acompanhadas do fenômeno de bolas de fogo. Partículas de 0,5 mm a 0,5 cm (1 mg a 1 g), causadoras do fenômeno de meteoros ou estrelas cadentes, são totalmente destruídas, ainda a grandes altitudes. Partículas com dezenas de microns sofrem fusão na alta atmosfera, se vaporizam, e parte se recondensa em esférulas microscópicas. Partículas submicrométricas e micrométricas são freadas na alta atmosfera e lá permanecem.

A parte do meteoróide que sobrevive à queda é denominada meteorito. Cerca de 1/3 do acervo de meteoritos é do tipo *de queda*, pois suas quedas foram testemunhadas. O restante é do tipo *achado* fortuitamente no solo e cuja origem

extraterrestre foi reconhecida. A Antártida é um local propício para a coleta de meteoritos deste tipo.

#### ■ Classificação

Quanto à composição química, os meteoritos se dividem em três grandes grupos: rochosos, ferrosos e rochosos-ferrosos. Os rochosos por sua vez subdividem-se em acondritos e condritos.

Os meteoritos rochosos acondritos são similares a rochas ígneas da Terra (basaltos vulcânicos) que sofreram fracionamento. Geralmente se apresentam como brechas, isto é, agregados cimentados de fragmentos de rochas de tipos diferentes. Os fragmentos fazem supor impactos violentos.

Os rochosos condritos são diferentes das rochas terrestres. Neles constata-se a presença de esferas milimétricas, gotas fundidas a altas temperaturas que se solidificaram: os côndrulos (Figura 6.11a). A presença do ferro metálico e a ausência de FeO indicam que os côndrulos formaram-se em um ambiente redutor à parte e foram incorporados ao meteorito posteriormente.

Os meteoritos condritos têm as maiores idades radiométricas (aproximadamente a mesma do Sol) e se subdividem em carbonáceos e ordinários.

Os primeiros têm, além dos côndrulos, inclusões ricas de cálcio e alumínio que também se solidificaram a altas temperaturas. Os côndrulos e as inclusões acham-se incrustados numa matriz escura formada de grãos finos de silicatos hidratados condensados a baixas temperaturas. Sua cor escura se deve a compostos orgânicos, inclusive aminoácidos. Fica claro que minerais formados em circunstâncias completamente diferentes foram justapostos. Os minerais de baixa temperatura encontrados neste tipo de meteorito revelam que eles jamais foram aquecidos a temperaturas superiores a 200 K. As partículas micrométricas de Brownlee, encontradas na alta atmosfera da Terra, também têm natureza carbonácea e origem provavelmente cometária.

Os condritos ordinários não têm minerais hidratados, nem compostos orgânicos voláteis, e são do tipo mais comum. Aquilo que corresponderia à matriz dos carbonáceos é composto de minerais de alta temperatura, é mais duro, mais claro e não tem inclusões de cálcio e alumínio. A matriz não se diferencia muito dos próprios côndrulos. Alega-se que esses meteoritos sofreram metamorfismo térmico, mas a causa do reaquecimento não é conhecida.

Os meteoritos ferrosos consistem quase que exclusivamente de ferro, com 5 a 10% de níquel. Quando tratada adequadamente, sua superfície apresenta os padrões de Widmanstätten: listas finas e paralelas compostas de liga pobre de níquel, e entre elas uma liga rica de níquel (Figura 6.11b). Esta separação ocorre pela difusão de átomos através da estrutura cristalina, quando o material é submetido a um resfriamento muito lento (apenas alguns K em milhões de anos).

a.



b.

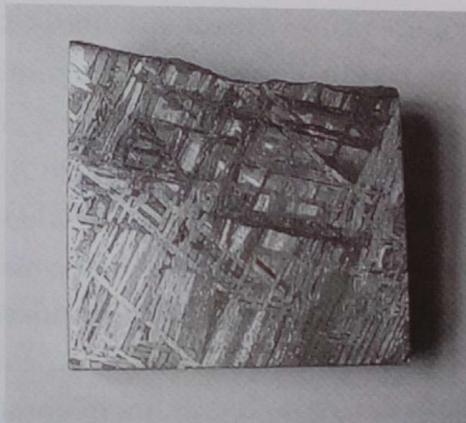


Figura 6.11. (a) Imagem magnificada dos côndrulos; (b) Padrão cristalino de Widmanst tten (Museum National d'Histoire Naturelle).

Nos meteoritos *de queda* este tipo representa cerca de 3%, já entre os *achados* é majoritário: 66%.

Os meteoritos rochosos-ferrosos (que são minoritários) têm minerais silicatos e ferro-níquel em proporções comparáveis; cristais arredondados de olivina aparecem escuros numa matriz clara de ferro-níquel.

A análise detalhada da composição química e isotópica dos meteoritos fornece importantes subsídios ao estudo das abundâncias cósmicas dos elementos mais pesados. Meteoritos expostos à radiação cósmica no espaço sofrem modificações isotópicas nas suas camadas mais externas: núcleos pesados se fragmentam em núcleos mais leves. A contagem desses núcleos possibilita estimar quanto tempo, após a fragmentação, a superfície ficou exposta à radiação. Os valores vão de 1 bilhão de anos para os meteoritos ferrosos até 10 milhões de anos para os condritos ordinários. Isto pode ser explicado, ou pela maior fragilidade dos condritos ordinários, ou pela maior probabilidade de colidirem com a Terra, pelo fato de pertencerem à família de Apollo.

### *Meteoros*

Meteoros são efêmeros traços luminosos produzidos pelo atrito de fragmentos cósmicos que penetram a atmosfera terrestre. Ao contrário dos meteoritos, que devem ter origem asteroidal, os meteoros, na maioria, são causados por fragmentos de material frágil, pouco denso, mais condizente com origem cometária. Os meteoros *esporádicos* ocorrem isoladamente em qualquer parte do céu e seus traços têm orientação aleatória. Numa noite clara pode-se ver, em média, 10 deles por hora a olho nu. Meteoros *de chuva* são aqueles cujos traços convergem para uma determinada direção no céu denominada radiante. O radiante é um mero efeito de perspectiva e é designado em função da constelação onde se localiza: por exemplo, Aquáridas, Táuridas etc. estão localizados nas constelações de Aquário, de Touro etc. Chuveiros podem produzir até milhares de meteoros por hora. Eles podem perdurar por vários dias, e são observados quando a Terra, anualmente, cruza ou tangencia a órbita de certos cometas periódicos. É que grãos e fragmentos liberados pelo cometa descrevem órbitas semelhantes à órbita do cometa e preenchem um volume tubular ao longo da órbita do cometa. Portanto, os chuveiros persistem pelo tempo em que a Terra atravessa esse volume tubular. Com o tempo, esses chuveiros perdem intensidade, pois os grãos e fragmentos se dispersam pela ação de forças gravitacionais e não-gravitacionais. Assim, meteoros esporádicos foram chuveiros no passado. São exemplos de chuveiros: Dracônidas (meados de outubro) e Andromédidas (final de novembro), produzidos pelos cometas periódicos P/Giacobini-Zinner e P/Biela, respectivamente.

A Terra orbita em torno do Sol a uma velocidade aproximada de  $30 \text{ km s}^{-1}$ , e a incidência de meteoros é maior na direção para a qual a Terra se move. Como a Terra gira, essa direção nasce no leste à meia-noite e passa pelo meridiano ao amanhecer. Num dado local, portanto, a incidência maior ocorre da meia-noite até o meio-dia seguinte. A observação visual é dificultada após o nascer do Sol, mas então os meteoros podem ser observados por radar, através das ondas de rádio que eles refletem.

### *Poeira Zodiacal*

A poeira zodiacal é uma nuvem de grãos (medindo 1 a  $10 \mu\text{m}$ ) acumulados no plano da eclíptica, e que se manifesta através da reflexão da luz solar, dando origem à luz zodiacal: uma faixa de luz no céu ao longo da eclíptica. Ela é tênue, mas tanto mais intensa quanto mais perto do Sol. Assim, sua observação deve ser feita no horizonte leste, pouco antes do nascer do Sol, ou no horizonte oeste, logo após o pôr-do-sol. A observação requer, além de uma atmosfera o mais livre possível de nuvens e poeira em suspensão, que a faixa zodiacal próxima ao Sol fique o mais vertical possível no horizonte, condição esta mais comum nos trópicos. Em latitudes médias do nosso hemisfério, ela ocorre ao amanhecer, após o equinócio de outono, e ao anoitecer antes do equinócio de primavera.

Os grãos de poeira zodiacal descrevem órbitas aproximadamente circulares em redor do Sol, segundo um movimento espiral convergindo para o Sol. Esse espiralamento é consequência da diminuição gradativa da velocidade orbital do grão, explicada pelo efeito Poynting-Robertson. Esse efeito é mais eficiente nas proximidades do Sol (dentro de  $6 R_{\odot}$ ) e para grãos pequenos. Mas grãos muito pequenos, submicrométricos, são empurrados para fora do Sistema Solar pela pressão de radiação. Ao se aproximarem do Sol, grãos de poeira zodiacal sofrem aquecimento pela radiação solar. Temperaturas maiores que 2000 K podem vaporizar completamente os grãos, de acordo com a composição química. Grãos parcialmente vaporizados podem ficar tão pequenos que passam a ser expulsos pela pressão de radiação. Por esses processos, a poeira zodiacal é reciclada em questão de apenas 5 milhões de anos. Impõe-se a necessidade de um suprimento de nova poeira. Ela pode ser produzida por colisão entre asteróides, ou por cometas de curto período nas proximidades do Sol. Dados do satélite astronômico infravermelho IRAS revelam a existência de grãos de poeira zodiacal nas partes mais externas do Sistema Solar. À medida que se afasta do Sol diminuem a temperatura dos grãos (de 280 K para 170 K) e a espessura da camada.

## FORMAÇÃO DO SISTEMA SOLAR

Uma boa teoria cosmogônica deve dar conta de forma coerente e verossímil dos seguintes fatos: (1) a distância dos planetas ao Sol, aproximadamente expressa por uma relação matemática empírica (lei de Titius-Böde); (2) as órbitas são praticamente circulares e coplanares (Mercúrio e Plutão são exceções); (3) o sentido comum do movimento orbital dos planetas e da rotação do Sol; (4) a rotação dos planetas é no mesmo sentido do movimento orbital (Vênus e Urano são exceções); (5) os sistemas de satélites e anéis são para os planetas gigantes o que os planetas e os asteróides são para o Sol; (6) as diferenças sistemáticas de composição química que distinguem os planetas telúricos dos jovianos; (7) embora 99,87% da massa do Sistema Solar esteja no Sol, e apenas 0,13% nos planetas, 99% do momento angular está nos planetas e somente 0,5% no Sol; e (8) os cometas de longo período têm órbitas excêntricas com inclinações quaisquer.

Não há, até o momento, uma teoria cosmogônica inteiramente satisfatória; todas elas contêm elementos sujeitos a controvérsia. Alguns avanços ocorreram ultimamente graças a contribuições oriundas de áreas como: exploração espacial, meteorítica, simulação numérica de processos dinâmicos, estudo de nuvens moleculares densas e de estrelas na fase pré-Sequência Principal.

Há duas questões cruciais: A formação do Sol e dos planetas é simultânea? A matéria-prima dos planetas tem origem estelar ou interestelar? As teorias mais antigas, designadas catastróficas, propunham a origem estelar dos planetas. Por exemplo, resto de uma supernova que teria explodido perto do Sol, ou matéria arrancada do Sol numa aproximação de algum corpo celeste. Como contrapartida às teorias catastróficas, houve uma proposta de que o material planetário foi capturado do meio interestelar pelo Sol, quando este cruzou os braços espirais da Galáxia. Todas essas teorias pressupõem o Sol formado antes dos planetas. Mas a proposta que vem se firmando cada vez mais é a da Nebulosa Solar Primitiva (NSP), primeiramente proposta por Laplace, em 1796: os planetas seriam subprodutos da formação do Sol, e todo o Sistema Solar teria se formado da matéria interestelar. Corroboram esta proposta a semelhança das abundâncias relativas de elementos químicos (deutério, hidrogênio, lítio, silício e ferro) dos planetas e do meio interestelar e as idades do Sol e dos planetas confirmadas pela datação dos meteoritos condriticos. As abundâncias relativas menores de deutério e lítio do Sol podem ser explicadas através da destruição pelas reações termonucleares.

A formação de estrelas tem início quando uma nuvem interestelar entra em colapso gravitacional; este é um processo galopante, pois a atração gravita-



cional promove acumulação de matéria que, por sua vez, passa a atrair cada vez mais fortemente a matéria circunvizinha, e só o esgotamento da matéria na nuvem, ou a atuação de alguma força de origem diferente (magnética, rotacional) pode sustar o colapso. A massa crítica que deflagra a instabilidade inicial é a chamada *massa de Jeans*. Abaixo desse valor, a nuvem interestelar não entra em colapso e, portanto, não forma estrela. Para valores típicos de uma nuvem interestelar densa, a nuvem colapsada tem massa de 1 000 a 1 milhão de vezes maior que a massa solar. Vê-se, portanto, que uma multidão de estrelas, e não uma estrela individual, resulta de um único colapso. Por isso é que são comuns estrelas em aglomerados, associações e sistemas múltiplos. A formação de estrelas individuais provém da fragmentação da nuvem, coadjuvada pela sua rotação.

A história da NSP começa quando o fragmento que deu origem ao Sistema Solar adquiriu individualidade (Figura 6.12). Isso ocorreu há 4,6 bilhões de anos. O colapso gravitacional desse fragmento ocorreu até o momento em que a sua parte central se tornou suficientemente densa e opaca para impedir o escape da radiação. Isto provocou aquecimento e aumento da pressão na parte central, desacelerando a contração. O proto-Sol passou a emitir radiação infravermelha cuja energia era de origem gravitacional, e todo o seu interior era convectivo.

Um fator indispensável nesta discussão é a rotação da NSP. De acordo com a lei de conservação do momento angular, a NSP passou a girar mais rapidamente à medida que se contraía. Se a rotação inicial for muito alta, cerca de metade da massa pode se destacar formando uma estrela companheira (que não foi o caso do Sol). Rotação mais lenta dá origem a um disco de matéria no plano equatorial, cuja explicação é a seguinte: a gravidade atrai a matéria para o centro de massa, mas a força centrífuga atua perpendicularmente ao eixo de rotação, empurrando a matéria para longe deste. Dessa combinação de forças resultou, no centro do fragmento, um adensamento maior de matéria, o proto-Sol, e um disco equatorial de gás e poeira, que inicialmente se estendia até a órbita de Plutão.

Perto do Sol as temperaturas no disco foram sempre mais elevadas do que nas partes periféricas, em virtude da radiação solar. Quase todos os grãos que vieram do meio interestelar sobreviveram, à exceção daqueles que ficaram no interior da atual órbita de Mercúrio, que se vaporizaram. Por causa da agitação térmica, o gás demorou mais que os grãos para se sedimentar no plano equatorial. Em cada distância heliocêntrica, somente se condensaram materiais cujos pontos de fusão eram mais altos que a temperatura local. Foi por esse mecanismo que, na região dos planetas telúricos, apenas os materiais refratários (silicatos, óxidos) se condensaram em grãos, passando a coexistir com os de origem interestelar que sobreviveram. As substâncias mais voláteis foram perdidas nas proximidades do proto-Sol, mas puderam se condensar a distâncias maiores. Na região de Júpiter, Saturno, Urano, Netuno e de formação dos cometas, condensaram-se



Figura 6.12. Formação dos planetas a partir da Nebulosa Solar Primitiva (NSP).

compostos de C, N, O, e H, tais como água, dióxido de carbono, metano e amônia. Isso determinou a diferenciação entre os planetas telúricos e jovianos.

Com a sedimentação da matéria no disco, a densidade numérica dos grãos cresceu. A colisão entre eles e as forças de van der Waals propiciaram o crescimento dos mesmos até dimensões centimétricas. Os grãos centimétricos não formaram diretamente um único planeta sólido, mas inúmeros objetos com centenas de metros descrevendo órbitas fechadas. Colisões lentas propiciaram a coalescência de corpos com dimensões quilométricas, os planetesimais. As baixas velocidades relativas e a atração gravitacional deram origem aos corpos asteroidais e planetas telúricos.

Longe do Sol, as temperaturas mais baixas permitiram a formação de gelos, cuja aderência natural promoveu um crescimento mais rápido de planetesimais. A formação dos planetas gigantes foi concluída antes que a dos planetas telúricos. No início, os planetas jovianos cresceram por acumulação, de forma semelhante aos planetas telúricos, mas quando a massa atingiu cerca de 15 massas terrestres, começou o colapso do gás circunvizinho. Plutão, no entanto, parece ter sido um satélite que se desgarrou de Netuno.

Os satélites podem ser classificados em regulares e irregulares. Os primeiros possuem movimento de acordo com o sentido de rotação do planeta e no seu plano equatorial. Eles podem se originar de discos circumplanetários. Os satélites irregulares devem ter sido capturados. A captura é favorecida pela presença do gás que produz forças de arrasto, causa o espiralamento do satélite e até mesmo a sua possível queda no planeta. Fobos e Deimos orbitam no plano equatorial de Marte em órbitas circulares no sentido direto, mas podem ser asteróides capturados. Para a Lua, a teoria mais recente propõe que, nas fases finais da formação da Terra, um corpo comparável a Marte colidiu de raspão com a Terra, e os fragmentos formaram um disco geocêntrico: a parte mais interna sofreu efeitos de maré da Terra e se dissipou; a parte mais externa teria formado a Lua.

Os anéis de planetas jovianos devem representar matéria circumplanetária que não conseguiu se agregar em satélites, ou matéria capturada que se fragmentou por efeito de maré.

Uma explicação moderna para a origem do cinturão de asteróides é que, na época da formação dos planetas, a região dos asteróides também tinha planetesimais, só que estes não conseguiram juntar-se e constituir um planeta porque não muito longe Júpiter estava crescendo rapidamente pelo acréscimo de planetesimais. Quando este planeta havia crescido bastante, sua influência gravitacional tornou-se poderosa a ponto de tornar sensivelmente excêntricas as órbitas de planetesimais mais próximos. Muitos desses planetesimais foram lançados para a atual região do cinturão principal, e ali eles colidiram com outros planetesimais

que lá estavam. Uns foram expulsos e outros foram fragmentados. Asteróides seriam fragmentos de planetesimais, e como as colisões continuam acontecendo, o número de fragmentos menores é crescente, não havendo uma fronteira nítida que separe asteróides menores de meteoróides e poeira zodiacal.

Cometas têm sido concebidos como planetesimais constituídos de gelo e de fragmentos rochosos, formados além da órbita de Urano. Ainda recém-formados, foram perturbados pelos planetas gigantes e se alojaram bem longe, na Nuvem de Oort.

Para se discutir a possível origem dos meteoritos, os seguintes pontos devem ser lembrados: os meteoritos ferrosos resfriaram-se lentamente; meteoritos ferrosos e acondritos sofreram fracionamento gravitacional. Logo, esses meteoritos estiveram dentro de corpos maiores. Os condritos ordinários sofreram metamorfismo térmico, mas não contêm nenhum mineral de alta pressão. Isto sugere que seus progenitores devem ter um diâmetro não superior a 200 km. O reaquecimento requerido pode provir não da energia gravitacional mas do calor radiogênico de isótopos de vida curta como, por exemplo, o  $^{26}\text{Al}$ . Os condritos carbonáceos, por sua vez, apresentam diferentes composições isotópicas do oxigênio nas inclusões de cálcio e alumínio. Parece que esses produtos de altas temperaturas se condensaram antes que o gás da NSP tivesse tempo para se misturar e assumir composição isotópica normal. Excluindo os condritos ordinários, meteoritos de diferentes tipos devem, em geral, ser fragmentos colisionais de diferentes asteróides do cinturão. Os condritos ordinários relacionam-se com a família de Apollo, mas ainda não é possível decidir se essa família consiste em cometas "defuntos", ou descende do cinturão principal.

Cem milhões de anos após o surgimento da NSP, o proto-Sol começou a emitir um intenso vento que dissipou os últimos restos de gás e poeira, desobstruindo a passagem para a luz visível. Nessa época, o astro entrava na fase T Tauri, e o Sistema Planetário já estava formado.