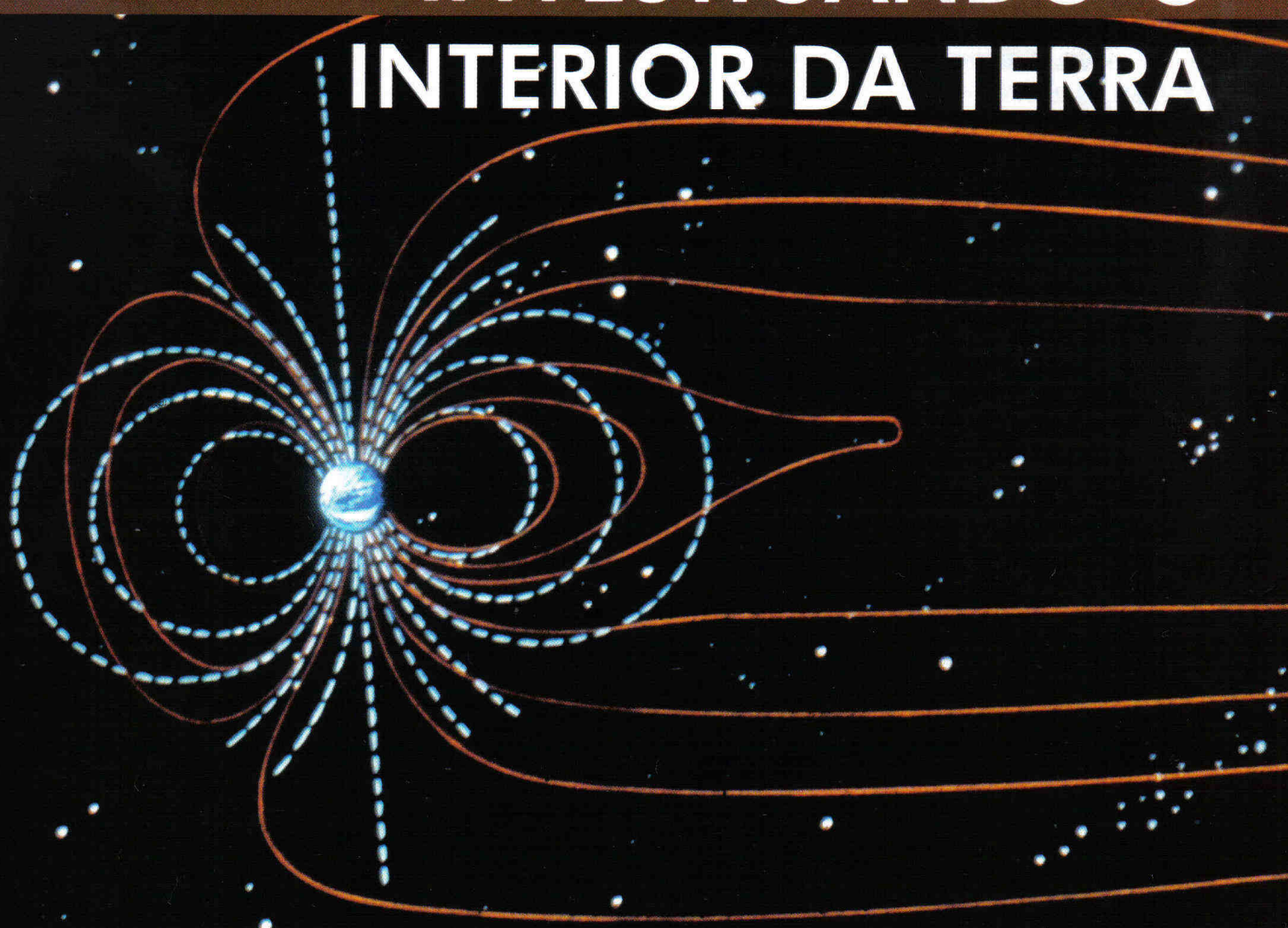


# 4

## INVESTIGANDO O INTERIOR DA TERRA



**Marcia Ernesto**  
**Leila Soares Marques**

O estudo das propriedades físicas fundamentais do interior da Terra corresponde ao ramo das Geociências denominado Geofísica. Muitas informações sobre o comportamento dinâmico do interior do nosso planeta resultam do estudo de suas propriedades físicas, tais como a gravidade e o magnetismo. Através do estudo global do campo da gravidade, obtém-se informação acerca das dimensões, forma e massa da Terra, bem como do modo como a massa se distribui no interior do planeta. Em escala local, a análise das variações de gravidade é o fundamento da prospecção gravimétrica. O uso criterioso desta última, combinado com informações geológicas, permite localizar, identificar e avaliar o potencial econômico de jazidas de minérios diversos, carvão, petróleo, sal, matéria-prima para indústria cerâmica e de construção, etc.

O campo magnético terrestre origina-se no núcleo terrestre e a observação na superfície da Terra da forma e variações desse campo magnético permite estudar a dinâmica dessa região da Terra. As rochas da superfície terrestre, ao se formarem, registram as informações do campo geomagnético da época, e a recuperação dessas informações permite desvendar a história do magnetismo terrestre no passado geológico. Além disso, através das propriedades magnéticas das rochas, é possível localizar jazidas minerais e traçar os movimentos pretéritos dos blocos litosféricos durante a evolução da Terra.

O objetivo deste capítulo é fornecer os conceitos fundamentais sobre a gravidade e o campo magnético terrestres e ilustrar de que forma estas características físicas trazem informações sobre a própria estrutura interna do planeta.

## 4.1 O que é a Gravidade?

Embora os estudos empíricos sobre o movimento de queda livre tenham sido iniciados e publicados por Galileu no final do século XVI, a formulação da teoria da gravitação universal só ocorreu praticamente um século depois, quando Newton publicou os seus estudos no ano de 1687. Nessa época, o conhecimento de que a Terra possui forma aproximadamente esférica já estava totalmente difundido, visto que em 1522 Magalhães havia concluído a primeira viagem de circunavegação.

A gravitação é uma propriedade fundamental da matéria, manifestando-se em qualquer escala de grandeza, desde a atômica até a cósmica. Os fenômenos gravitacionais são descritos pela lei de Newton, na qual duas massas esféricas  $m_1$  e  $m_2$ , com densidades unifor-

mes nos seus interiores, atraem-se na razão direta do produto de suas massas e na razão inversa do quadrado da distância entre os seus centros, conforme descrito pela equação 4.1:

$$F = G \frac{m_1 \cdot m_2}{r^2} \quad (4.1)$$

na qual  $m_1$  e  $m_2$  são as massas das esferas,  $r$  é a distância entre elas,  $F$  é a força de atração que age sobre cada uma das esferas e  $G$  é a constante da gravitação universal (veja tabela de unidades no final do livro).

De acordo com a lei de Newton (equação 4.1), se a esfera com massa  $m_1$  estiver fixa e a esfera com massa  $m_2$  puder movimentar-se, ela irá se deslocar em direção à primeira, devido à força  $F$ . Neste caso, sua aceleração  $a_g$  será igual a  $F/m_2$  ou, substituindo-se na equação 4.1:

$$a_g = \frac{F}{m_2} = \frac{(G \cdot m_1)}{r^2} \quad (4.2)$$

Portanto, a aceleração  $a_g$  depende apenas da distância entre as duas esferas e da massa  $m_1$ , que cria um campo de aceleração gravitacional ao seu redor, o qual é igual em todas as direções, ou seja, é isotrópico. Estas características fazem com que um corpo, mesmo possuindo massa muito elevada, produza um campo menos intenso do que um outro, com massa muito menor, mas situado mais próximo. Como exemplo, podemos citar a queda de meteoritos sobre a superfície terrestre. Embora sendo atraídos pelo Sol, muitos deles acabam caindo na Terra, de massa muito menor, ao passarem em órbita próxima.

Além disso, como o campo gravitacional é isotrópico, as forças de atração tendem a aglutinar massa em corpos esféricos. Esta característica explica a forma aproximadamente esférica do Sol e dos planetas que compõem o Sistema Solar, os quais foram formados a partir de uma nuvem de gás e poeira interestelares, há 4,6 bilhões de anos, durante o processo de acreção (Cap. 1).

Como a Terra executa um movimento de rotação ao redor de si mesma com um período de 24 horas, qualquer ponto do seu interior ou de sua superfície sofre o efeito da aceleração centrífuga dada pela expressão:

$$a_c = \omega^2 r \quad (4.3)$$

na qual  $\omega = 2\pi/T$  é a velocidade angular de rotação,  $T$  é o período de rotação e  $r$  é a distância ao eixo de rotação. Como a aceleração centrífuga é dirigida per-

pendicularmente ao eixo de rotação, os únicos locais onde não há aceleração centrífuga ( $a_c = 0$ ) são aqueles situados sobre o eixo de rotação, ou seja nos pólos. Todos os outros pontos da Terra sofrem uma aceleração centrífuga cuja intensidade é diretamente proporcional à distância do eixo de rotação, atingindo valores máximos na linha do Equador, como pode ser observado na Fig. 4.1.

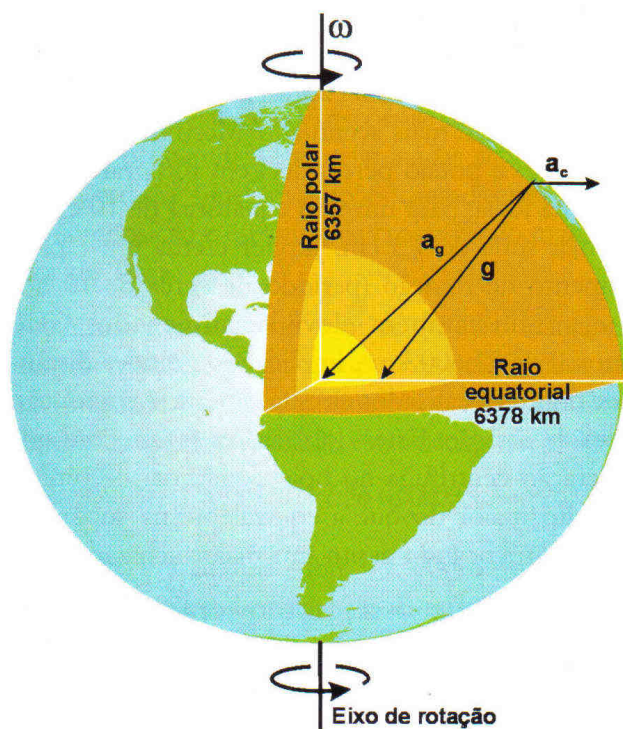


Fig. 4.1 A aceleração da gravidade varia de ponto para ponto sobre a superfície terrestre. A Terra é achatada nos pólos e executa movimento de rotação, portanto a aceleração da gravidade em um dado local resulta da soma vetorial das acelerações gravitacional  $a_g$  e da centrífuga  $a_c$ . A direção da aceleração da gravidade  $g$  não é radial e sua intensidade atinge valores máximos nos pólos e mínimos na região equatorial.

A soma vetorial da aceleração gravitacional e da aceleração centrífuga é denominada aceleração da gravidade (Fig. 4.1) ou simplesmente **gravidade**.

$$g = a_g + a_c \quad (4.4)$$

Tanto a direção como a intensidade de  $g$  variam conforme a posição sobre a superfície terrestre. Embora o componente gravitacional  $a_g$  possua intensidade aproximadamente constante, sua direção é variável, sendo praticamente radial e apontando para o centro da Terra. Já o componente centrífugo  $a_c$  tem direção sempre perpendicular ao eixo de rotação terrestre, mas sua intensidade varia em função da latitude. Desta forma, a intensidade de  $g$  é máxima nos pólos e igual ao

componente  $a_g$ , diminuindo gradualmente em direção ao Equador, onde atinge o valor mínimo. Como pode ser observado na Fig. 4.1, a direção de  $g$  só coincide com aquela do componente gravitacional  $a_g$  nos pólos e no Equador, sendo que nas demais latitudes ela não é radial.

## 4.2 Medindo a Gravidade

Através da medida do campo da gravidade da Terra foram obtidas importantes informações sobre o seu interior, determinando-se também diversas de suas características, como sua forma e interações com outros corpos do Sistema Solar.

Como vimos anteriormente, o campo da gravidade associa a cada ponto da superfície terrestre um vetor de aceleração da gravidade  $g$ . Esse vetor caracteriza-se por sua intensidade, denominada gravidade, e por sua direção, denominada vertical. A gravidade é medida por meio de **gravímetros**, enquanto a vertical é obtida por métodos astronômicos. Em gravimetria, em homenagem a Galileu, utiliza-se como unidade de aceleração o Gal (ver tabela de unidades no final do livro).

Dois tipos de gravímetros podem ser utilizados em medidas da gravidade. Os **gravímetros absolutos** (Fig. 4.2) medem diretamente a intensidade da aceleração da gravidade em um dado ponto, sendo os do tipo queda

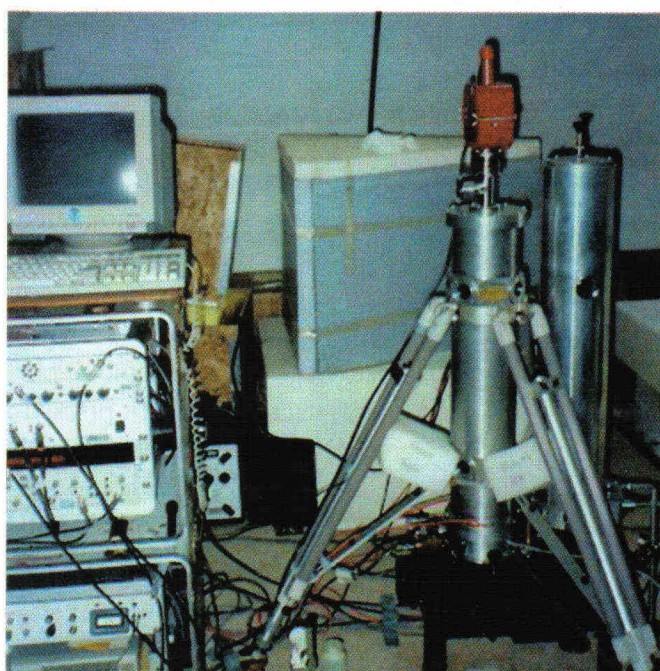


Fig. 4.2 Experimento realizado em Valinhos (SP) para a medida da gravidade utilizando um gravímetro absoluto.

livre (que se baseiam na medida do tempo de percurso de um corpo em queda livre) os mais utilizados atualmente. Como são de difícil transporte, ficam instalados em laboratórios. Por outro lado, os gravímetros diferenciais são basicamente balanças de mola que determinam com precisão o peso de uma massa de valor constante, cuja variação é causada por diferenças no valor de  $g$ . Este tipo de gravímetro mede a diferença de gravidade entre dois pontos distintos, e nos casos em que o valor em um dos pontos é conhecido, pode-se determinar a gravidade no outro.

Em levantamentos gravimétricos de detalhe é necessário medir pequenas variações da gravidade, causadas por estruturas ou corpos localizados na subsuperfície, requerendo uma sensibilidade instrumental da ordem de 0,01 mGal. Para essa finalidade são geralmente utilizados gravímetros diferenciais, que possuem maior sensibilidade do que os absolutos. Nesses gravímetros é possível medir, por exemplo, variações do valor de  $g$  quando o instrumento é colocado sobre uma mesa ou sobre o assoalho de um mesmo local. Entretanto, como sofrem deriva, isto é, diferenças temporais nas medidas devido a mudanças nas propriedades elásticas de seus componentes, esses gravímetros devem ser aferidos em locais cuja gravidade é conhecida, antes de se iniciar a aquisição de um novo conjunto de medidas. Como isso nem sempre é possível, costuma-se ao final de cada dia de trabalho retornar ao ponto da primeira medida e efetuar nova leitura. Dessa forma, determina-se a deriva do instrumento durante o período, para posteriores correções.

### 4.3 A Forma da Terra

Como a intensidade de  $g$  é maior nos pólos do que no Equador, a Terra não possui forma totalmente esférica, sendo que o seu raio equatorial (6.378 km) é ligeiramente maior do que o raio polar (6.357 km). Portanto, a Terra possui a forma de um **esferóide achatado** nos pólos e isto explica, por exemplo, porque um objeto é levemente mais pesado nos pólos do que no Equador. O grau de deformação do esférico é medido pelo seu achatamento, definido como sendo a diferença relativa entre os raios equatorial e polar do esférico, conforme a expressão:

$$f = \frac{a - c}{a} \quad (4.5)$$

na qual  $a$  é o raio equatorial,  $c$  é o raio polar e  $f$  é o achatamento.

Como a diferença entre os raios equatorial e polar é relativamente pequena (21 km), em comparação com as dimensões da Terra, seu achatamento é muito pequeno, sendo de  $1/298,247$ , quando calculado precisamente. Portanto, em primeira aproximação, podemos considerar que a Terra é esférica.

A atração gravitacional mantém a Terra, os outros planetas do Sistema Solar e o próprio Sol coesos. Entretanto, contrariamente ao que ocorre na Terra, nem todos os planetas possuem achatamento tão pequeno. Por exemplo, Júpiter apresenta um achatamento polar ( $1/15$ ) bem mais acentuado. Mesmo assim, esse achatamento é pouco perceptível em fotografia. Para se ter uma idéia, para um raio equatorial de 10 cm, o raio polar seria de 9,3 cm. Júpiter efetua um rápido movimento de rotação (período de cerca de 10 horas) e possui também elevadas dimensões (raio equatorial de 71.600 km), implicando grandes distâncias de pontos localizados em sua superfície em relação ao eixo de rotação. Estes dois fatores fazem com que a aceleração centrífuga no bojo equatorial de Júpiter seja muito maior do que a equivalente na superfície terrestre, provocando assim um maior achatamento.

O achatamento terrestre forneceu informações fundamentais para o conhecimento do interior do nosso planeta. Com a suposição de que a Terra possui densidade constante e é constituída por um fluido em perfeito equilíbrio hidrostático, Newton calculou um achatamento de  $1/230$ . Com os conhecimentos atuais sobre a velocidade de rotação da Terra e de suas dimensões, o achatamento polar teórico é de  $1/299,5$ , bastante próximo do valor aceito hoje, obtido por meio da observação precisa das órbitas de satélites artificiais.

Esse resultado indica que grande parte do interior da Terra comporta-se como um fluido. A princípio, isto parece contraditório, tendo em vista os resultados obtidos pela Sismologia, que indicam que a crosta, manto terrestre e núcleo interno são sólidos. A explicação para esse fato é que as rochas do manto terrestre comportam-se como um sólido elástico em curtos intervalos de tempo (segundos), durante a passagem das ondas sísmicas por exemplo, e como um fluido viscoso na escala do tempo geológico (milhões de anos). Considerando que a Terra formou-se há 4,6 bilhões de anos, houve tempo suficiente para ocorrer deformação plástica das rochas que compõem o manto terrestre, originando assim, seu achatamento devido ao movimento de rotação.

### 4.4 Interpretando Anomalias Gravimétricas

Na superfície terrestre, o valor médio da gravidade é de aproximadamente 9,80 m/s<sup>2</sup> ou 980 Gal. Devido ao movimento de rotação e ao achatamento na região polar, o valor da gravidade diminui cerca de 5,3 Gal dos pólos ao Equador, o que representa uma variação em torno de 0,5%. Além disso, a atração exercida pela Lua e pelo Sol, bem como as diferenças de altitude entre os pontos de medida causam alteração no valor da gravidade. Como todas essas variações se superpõem, torna-se necessário quantificá-las e eliminá-las ao máximo para, então, estudar aquelas variações causadas por diferenças na composição e estrutura da crosta ou do manto superior da Terra.

A maior variação no valor de g é a latitudinal, causada pela rotação e achatamento terrestres. O valor teórico da gravidade  $\gamma$  ao nível do mar é descrito pela Fórmula Internacional da Gravidade, estabelecida em 1980 como:

$$\gamma(\phi) = 978,0318(1 + 0,0053024\text{sen}^2\phi - 0,00000587\text{sen}^22\phi)\text{Gal} \quad (4.6)$$

na qual  $\phi$  é a latitude sobre um ponto do elipsóide de referência, cuja superfície é a que melhor se ajusta à forma da Terra.

As variações da gravidade devido à ação da Lua e do Sol (efeitos de maré) são descritas por meio de tabelas publicadas periodicamente. As variações causadas por diferenças de altitude, devido à topografia do terreno, também podem ser eliminadas através de duas correções, denominadas **correção ar-livre** e **correção Bouguer**. Esta última deve seu nome a uma homenagem a Pierre Bouguer por seus estudos, no século XVIII, sobre a força de atração gravitacional exercida pela Terra.

A correção de ar-livre é aplicada para eliminar o efeito causado pela diferença de altitude entre o ponto de observação e o nível do mar (Equação 4.6) no valor da gravidade. Esta correção é dada por  $0,03086 \times h$  mGal, onde h é a altitude em metros, e deve ser somada ao valor medido, já que a gravidade diminui com a altitude.

Como existem massas rochosas entre o ponto de medida e o nível do mar, em áreas continentais, aplica-se a correção Bouguer para eliminar o efeito gravitacional dessa porção crustal, sendo conveniente conhecer a sua densidade com a melhor exatidão possível. A correção de Bouguer é dada por  $-0,0419 \times \rho$  mGal por metro de altitude, em que  $\rho$  é a densidade em g/cm<sup>3</sup>. Quando esse parâmetro é desconhecido, utiliza-se 2,67 g/cm<sup>3</sup>,

que corresponde à média da crosta continental. A correção Bouguer é aplicada conjuntamente com a de altitude (ar-livre), restando apenas o efeito devido à atração dos materiais situados abaixo do nível do mar.

Em regiões muito acidentadas, é efetuada uma terceira correção, denominada **correção de terreno**, que leva em conta as feições topográficas de uma área. Em geral, como seus valores não ultrapassam algumas dezenas de mGal, são aplicadas somente nos levantamentos de detalhe. Em áreas oceânicas, onde as medidas são realizadas no nível do mar, costuma-se efetuar apenas correções ar-livre, enquanto em áreas continentais utiliza-se também a correção Bouguer.

Se o interior da Terra fosse uniforme, os valores previsto e medido da gravidade seriam iguais, após todas essas correções. Entretanto, como existem importantes variações laterais e verticais nas rochas que compõem o interior da Terra, esses valores são geralmente distintos. A diferença entre o valor medido e o previsto é chamada de **anomalia de gravidade**. Dependendo da correção aplicada, a anomalia recebe o nome de anomalia ar-livre ou de anomalia Bouguer.

As anomalias gravimétricas resultam de variações na densidade dos diferentes materiais que constituem o interior da Terra. Os contrastes de densidade entre diferentes tipos de rochas modificam a massa e causam, conseqüentemente, mudanças nos valores da gravidade (Fig. 4.3).

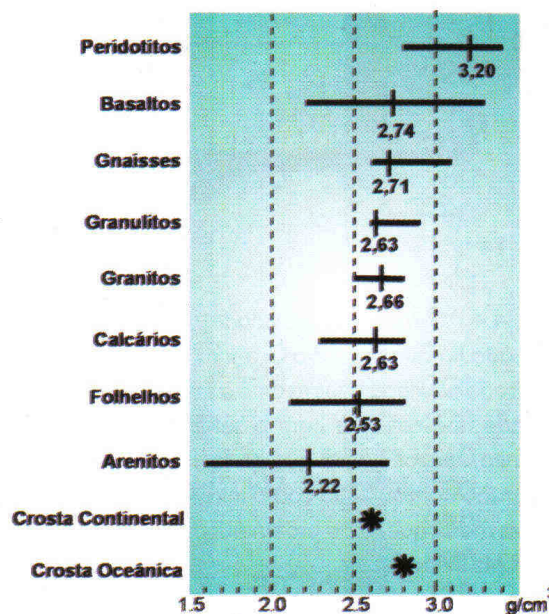


Fig. 4.3 Intervalos de variação da densidade de algumas rochas freqüentemente encontradas na superfície terrestre e densidades médias para essas mesmas rochas. A título de comparação, encontram-se também representados os valores médios da crosta continental e da crosta oceânica.

Nas anomalias negativas de gravidade, os valores medidos são menores do que os previstos, após todas as correções, sendo causadas por rochas com densidade relativamente baixa ou sedimentos localizados na sub-superfície, em contato com outras rochas de maior densidade existentes no substrato. Por exemplo, anomalias negativas são encontradas em cadeias montanhosas (que possuem raízes profundas constituídas por rochas com densidade relativamente baixa), ou ainda associadas à presença de corpos rochosos intrusivos de baixa densidade (Fig. 4.4).

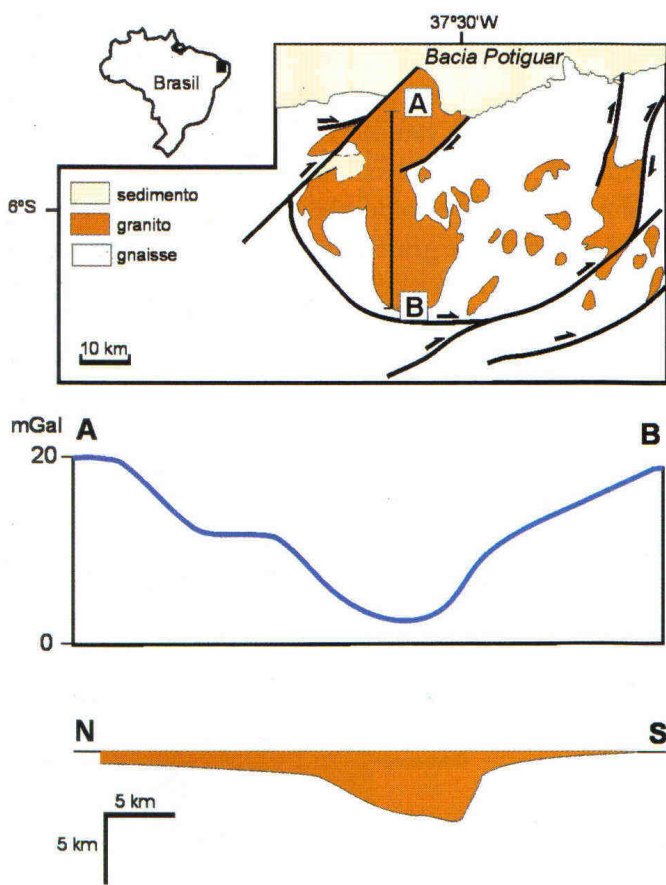


Fig. 4.4 Anomalia de gravidade causada pelo granito Tourão (situado no Estado do Rio Grande do Norte, Brasil). O perfil A-B, indicado no mapa, mostra uma acentuada queda no valor de gravidade que coincide com o setor de maior profundidade do granito, menos denso que as rochas encaixantes. Note que a extensão horizontal do corpo intrusivo (~ 50 km) é cerca de dez vezes maior que a sua profundidade máxima (~ 5 km). Cortesia de R.I.F. Trindade.

As anomalias negativas são geradas também pela presença de domos de sal de baixa densidade, formados pela evaporação da água de antigos mares rasos. Como este ambiente é propício para a de-

posição de matéria orgânica, que pode originar petróleo, essas anomalias podem indicar áreas potencialmente favoráveis à prospecção.

Anomalias positivas de gravidade ocorrem quando os valores de gravidade medidos são maiores do que os previstos e são causados pela presença de materiais com alta densidade na superfície ou em profundidade. Assim, locais onde ocorrem rochas com alta densidade são caracterizados por apresentarem anomalias positivas. Na região meridional do Brasil há uma anomalia dessa natureza (Fig. 4.5), causada por uma das maiores manifestações de vulcanismo basáltico do planeta, que originou, há aproximadamente 130 Ma, a Formação Serra Geral da Bacia do Paraná.

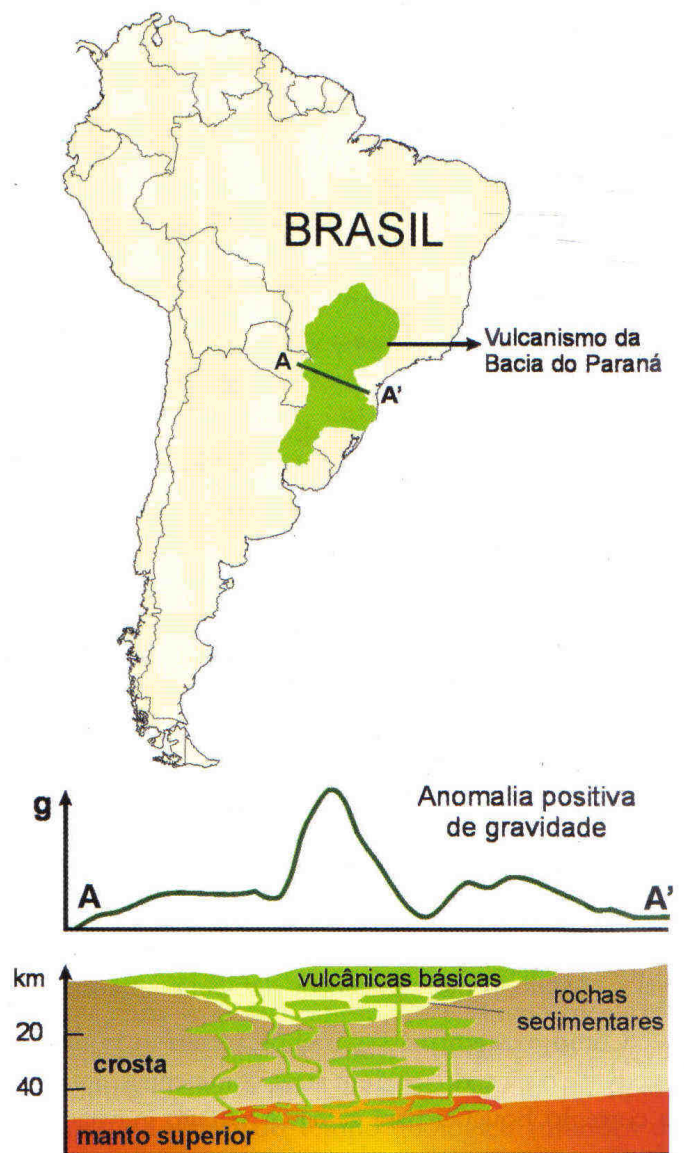


Fig. 4.5 Anomalias positivas de gravidade podem ser causadas pela presença de rochas de alta densidade próximas da superfície. Na Bacia do Paraná, onde houve a extrusão de uma grande quantidade de magmas básicos, observa-se uma pronunciada anomalia positiva de gravidade.

Depósitos de minerais metálicos de alta densidade localizados em sub-superfície podem também ser identificados em levantamentos gravimétricos de detalhe, por produzirem anomalias positivas de gravidade.

A representação de anomalias gravimétricas é feita por meio de mapas de curvas iso-anômalas, cujas linhas unem pontos com os mesmos valores de anomalia. Nesses mapas (Fig. 4.6) ocorrem altos e baixos gravimétricos causados por diferenças na densidade dos materiais que ocorrem na crosta e no manto superior. As anomalias que possuem dimensões de até dezenas de quilômetros são denominadas anomalias locais, e são geralmente associadas a corpos rochosos relativamente pequenos, com densidade anômala, localizados próximos da superfície (na crosta superior). Por outro lado, as anomalias regionais possuem dimensões de até milhares de quilômetros e são, em geral, associadas a feições de grande escala. Por exemplo, os altos gravimétricos de escala regional que ocorrem em bacias oceânicas profundas são causados pela proximidade das rochas do manto, uma vez que a crosta oceânica é pouco espessa (6 a 7 km).

## 4.5 O Princípio da Isostasia

Entre 1735 e 1745 foi realizada uma expedição francesa para o Peru, liderada por P. Bouguer, com o objetivo de determinar a forma da Terra. Nessa viagem, Bouguer notou que as montanhas da Cordilheira dos Andes exerciam uma força de atração gravitacional menor do que a esperada para o respectivo volume. Cerca de um século mais tarde, G. Everest fez a mesma observação nos Himalaias, durante uma expedição à Índia. Na época, foi sugerida a hipótese de que as montanhas teriam menor massa do que as áreas adjacentes; não havia, entretanto, uma explicação geológica razoável para esse tipo de fenômeno comum.

A explicação viria em 1855, quando J. H. Pratt e G. Airy propuseram, independentemente, hipóteses para explicar essas observações, e em 1889 o termo **isostasia** foi utilizado para denominar o mecanismo que as explica. De acordo com o conceito de isostasia, há uma deficiência de massa abaixo das rochas da cordilheira aproximadamente igual à massa das próprias montanhas.

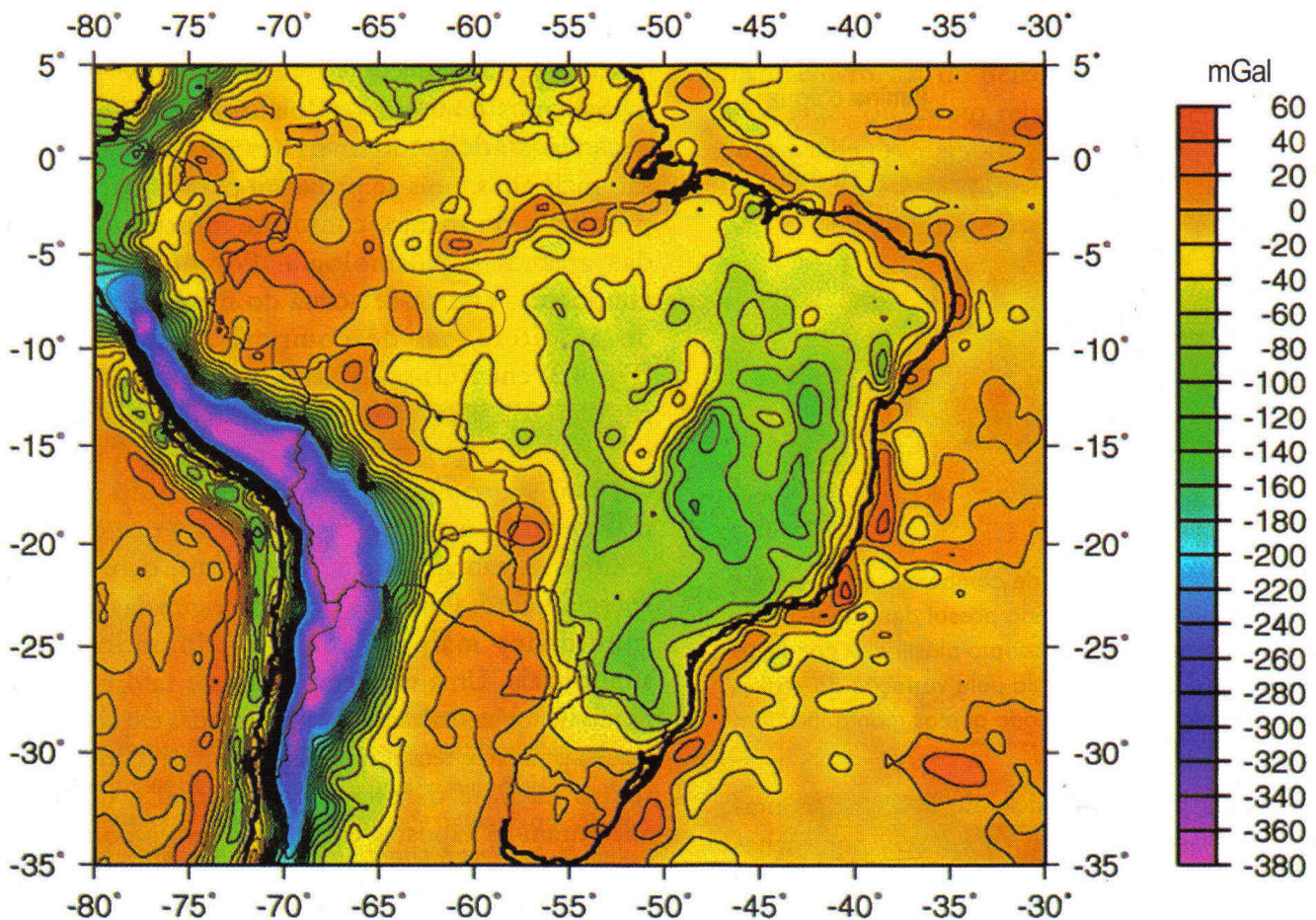
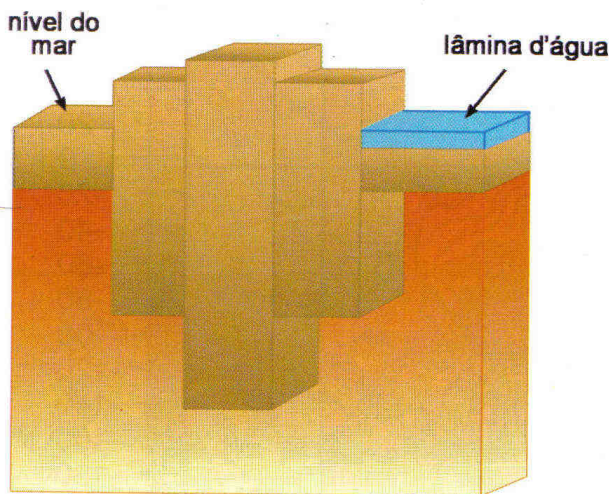


Fig. 4.6 Mapa de anomalias Bouguer do Brasil e áreas adjacentes. O intervalo das linhas de contorno é de 20 mGal. Fonte: Sá et al. 1993.

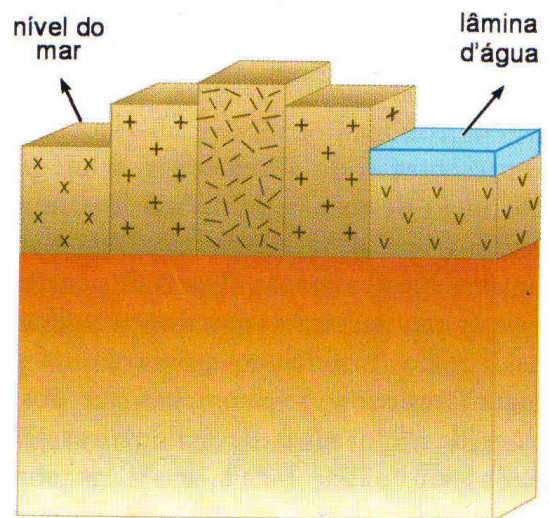
O conceito de isostasia baseia-se no princípio de equilíbrio hidrostático de Arquimedes, no qual um corpo ao flutuar desloca uma massa de água equivalente à sua própria. Nesse caso, uma cadeia montanhosa poderia comportar-se como uma rolha flutuando na água. De acordo com este princípio, a camada superficial da Terra relativamente rígida flutua sobre um substrato mais denso. Sabemos hoje que essa camada corresponde à crosta e parte do manto superior, que integram a **litosfera**. O substrato denso é denominado **astenosfera** (Cap. 5), comportando-se como um fluido viscoso, no qual ocorrem deformações plásticas na escala do tempo geológico. O equilíbrio isostático é atingido quando um acúmulo de carga ou perda de massa existente na parte emersa é contrabalançada, respectivamente, por uma perda de massa ou acúmulo de carga na parte submersa.

Nas duas hipóteses de **compensação isostática**, a superfície terrestre é considerada suficientemente rígida para preservar as feições topográficas e menos densa do que o substrato plástico. No modelo de Airy, as montanhas são mais altas por possuírem raízes profundas, da mesma forma que um imenso bloco de gelo flutuando no mar (Fig. 4.7).



**Fig. 4.7** Ilustração do modelo de compensação isostática de Airy. A camada superior rígida possui densidade constante mas inferior àquela do substrato plástico. A condição de equilíbrio isostático é atingida pela variação da espessura da camada superior, de modo que as montanhas têm raízes profundas.

Por outro lado, no modelo de Pratt, as montanhas são elevadas por serem compostas por rochas de menor densidade do que as existentes nas regiões vizinhas (Fig. 4.8), havendo neste caso diferenças laterais na densidade.



**Fig. 4.8** Ilustração do modelo de compensação isostática de Pratt. A camada superior rígida é composta por blocos de igual profundidade, mas com densidades diferentes e menores do que aquela do substrato plástico. A condição de equilíbrio isostático é atingida pela variação da densidade, de modo que as rochas sob as cadeias montanhosas são menos densas, enquanto as das bacias oceânicas são mais densas.

Sabemos hoje que os dois modos de **compensação isostática** ocorrem na natureza. As montanhas são mais altas, pois se projetam para as partes mais profundas do manto, conforme informações obtidas através da Sismologia. Por outro lado, os continentes situam-se acima do nível do mar devido às diferenças de composição e densidade (Fig. 4.3) entre crosta continental e a crosta oceânica (Fig. 4.9). Mesmo após ter sofrido intemperismo e erosão intensos no decorrer do tempo geológico, a crosta continental situa-se acima do nível do mar devido à isostasia, pois à medida que a erosão remove as camadas mais superficiais, ocorre lento soerguimento. Portanto, rochas originadas em profundidades maiores acabam atingindo níveis superficiais. Uma confirmação desse fato é a ocorrência de rochas metamórficas, formadas em condições de alta pressão e temperatura, compatíveis com as existentes na base da crosta continental e que hoje encontram-se expostas em várias regiões do planeta. No Brasil, estas rochas (granulitos) são vistas, por exemplo, em vários pontos do Estado da Bahia (Cráton do São Francisco).

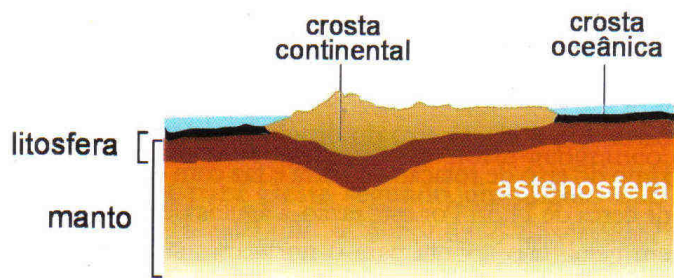
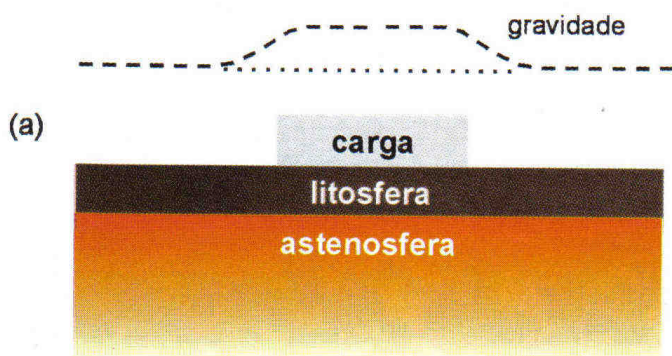


Fig. 4.9 Os dois modelos de compensação isostática operam simultaneamente. As montanhas possuem raízes profundas, compostas por rochas com densidade relativamente baixa, fazendo com que a crosta e a litosfera sejam mais espessas nessas regiões, conforme previsto no modelo de Airy. Por outro lado, a crosta oceânica situa-se em níveis topográficos mais baixos do que a crosta continental, devido à sua maior densidade, conforme previsto no modelo de Pratt.

Em geral, a litosfera suporta grandes esforços sem sofrer deformação. Entretanto, em algumas situações geológicas, uma carga muito elevada pode ser adicionada ou removida da litosfera, deformando-a. Podemos citar como exemplo a adição de massa causada pelo extravasamento de grandes quantidades de basaltos em províncias ígneas, pela sedimentação ou pela formação de calotas de gelo. Essa massa adicional faz com que a litosfera entre em **subsidência**, para que o equilíbrio isostático seja atingido. Atualmente, na Groenlândia, está ocorrendo um processo desse tipo, devido ao peso da espessa camada de gelo da sua superfície, de modo que suas rochas encontram-se abaixo do nível do mar.



O processo oposto, **soerguimento**, resulta da remoção de uma carga existente na superfície da crosta, como nos casos do degelo de calotas glaciais ou da erosão intensa de áreas montanhosas. A Escandinávia, por exemplo, encontra-se em fase de soerguimento (de até 1cm/ano), retornando ao equilíbrio isostático, devido ao desaparecimento do gelo que ali existia há cerca de 10.000 anos. Esse movimento persistirá até que o equilíbrio isostático seja totalmente atingido. Nessas situações, a falta de equilíbrio isostático pode ser revelada pela presença de anomalias de gravidade (Fig. 4.10).

#### 4.6 A Terra como um Imenso Ímã

Hoje estamos absolutamente familiarizados com o magnetismo terrestre através do uso da bússola para orientação. Este instrumento nada mais é do que uma agulha imantada, livre para girar no plano horizontal, sendo atraída pelos pólos magnéticos da Terra. Desde há séculos, esta propriedade física da Terra é conhecida e tem-se relatos de que a bússola já era usada por volta de 1100 d.C. pelos chineses, a quem é atribuída sua descoberta. Evidentemente, a forma da bússola era muito diferente da atual: uma coleção de contos persas escritos em 1232 descreve uma folha de ferro em forma de peixe usada como bússola dez anos antes ou, como relatado por escritores árabes, uma agulha magnetizada flutuava em água apoiada em madeira ou junco.

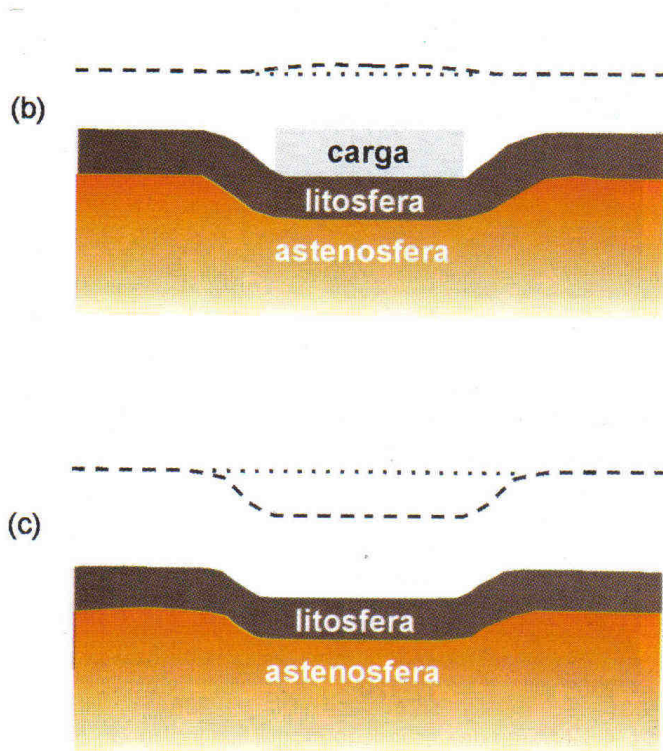


Fig. 4.10 Movimentos verticais da litosfera causados pela adição (a) e remoção (c) de uma carga (calota de gelo, sedimentos, derrames de basaltos, etc.) na sua superfície. A linha pontilhada refere-se ao valor da gravidade antes da adição ou remoção da carga (situação de equilíbrio isostático). A linha tracejada indica como a gravidade varia com a adição ou remoção da carga quando ainda não ocorreu a compensação isostática, como ilustrado em (a) e (c).

Mas as primeiras investigações sobre o fenômeno do magnetismo só tiveram início em 1269 com as experiências de Petrus Peregrinus de Maricourt. Ele esculpiu magnetita (mineral magnético de óxido de ferro) numa forma esférica, da qual aproximava pequenos ímãs. Desenhou sobre a superfície esférica as direções indicadas por eles, obtendo linhas que circundavam a esfera e interceptavam-se em dois pontos, da mesma forma que as linhas da longitude sobre a Terra interceptam-se nos pólos. Por analogia, ele denominou esses pontos de pólos do ímã. Na Inglaterra, William Gilbert repetiu e ampliou tais experiências, reunindo todo o conhecimento de até então sobre magnetismo no tratado *De Magnete*, publicado em 1600. A partir das semelhanças no comportamento magnético com a magnetita esférica, ele reconheceu que a própria Terra era um imenso ímã.

Mas foi apenas depois de 1838 que se pôde conhecer melhor a distribuição do campo magnético terrestre, quando Carl Friedrich Gauss começou a fazer medidas sistemáticas da intensidade do campo geomagnético. Através de análise matemática, mostrou que 95% do campo magnético da Terra originam-se no seu interior e somente uma pequena parte restante provém de fontes externas.

Por outro lado, a conclusão de Gilbert de que o campo magnético da Terra é semelhante ao da esfera de magnetita equivale a dizer que a Terra é uma esfera uniformemente magnetizada. A forma do campo magnético

dessa esfera é semelhante à de um ímã de barra que chamamos de dipolo. Podemos então imaginar a Terra como uma esfera, no centro da qual existe um dipolo ou ímã de barra (Fig. 4.11). O eixo do **dipolo** geocêntrico está próximo do eixo de rotação da Terra e faz com ele um ângulo de cerca de  $11,5^\circ$ . Por esta razão, a agulha de uma bússola, em geral, não aponta para o norte mas sua direção faz

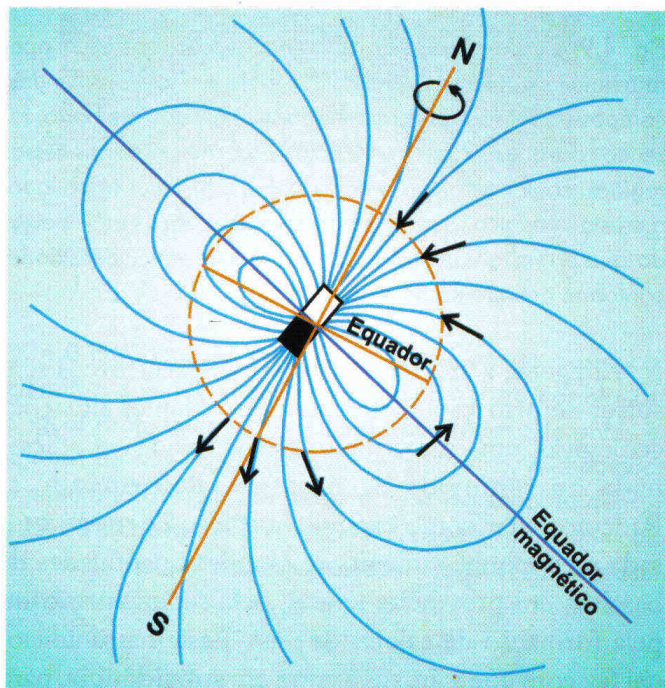


Fig. 4.11 O campo magnético terrestre é equivalente ao campo de um dipolo, cujo eixo faz um ângulo de  $11,5^\circ$  com o eixo de rotação da Terra e está um pouco afastado de seu centro.

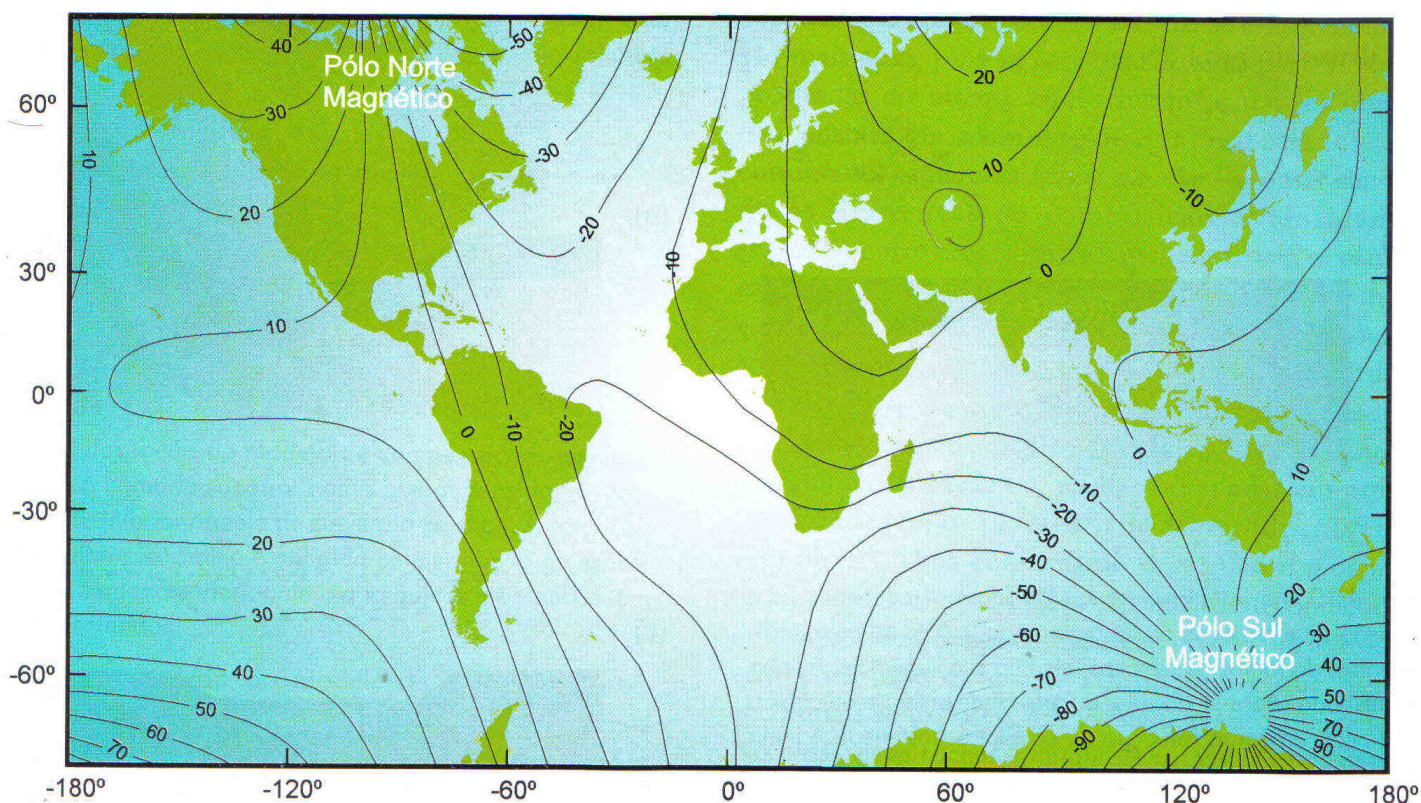


Fig. 4.12 Mapa de declinação magnética indicando a posição dos pólos e a linha de declinação zero. Fonte Langel et al., 1980.

um ângulo com a direção norte-sul, fato este já conhecido dos grandes navegantes desde o século XVI. Esse ângulo de desvio da agulha é a **declinação magnética**.

A agulha da bússola desvia do norte geográfico para Leste ou para Oeste segundo um ângulo que dependerá do local onde se encontra o observador em relação aos pólos geográfico e magnético. Desta forma, se o ponto de observação e esses pólos estiverem alinhados sobre o mesmo meridiano, então a declinação será zero. Se o eixo do dipolo coincidisse com o eixo geográfico, não haveria declinação (Fig. 4.12). Somente nos pontos correspondentes à linha de declinação zero (ou linha agônica) da Fig. 4.12 é que a agulha indicará o norte geográfico verdadeiro.

Entretanto, o campo magnético da Terra não é um dipolo perfeito e cerca de 5% desse campo é irregular, ou seja, não-dipolar. A conjugação desses dois campos provoca desvios nas linhas de declinação magnética, bem como em todas as linhas de força do campo magnético terrestre, pois o campo não-dipolar é diferente para cada região da superfície da Terra, resultando numa distribuição de intensidades (Fig. 4.13) diferente daquela esperada para um campo dipolar.

A intensidade do campo geomagnético é muito fraca, cerca de  $50.000 \times 10^{-9}$  T ou 50.000 nT (T representa Tesla que é a unidade de indução magnética no Sistema Internacional; correntemente usa-se também

a unidade gamma -  $\gamma$  que equivale 1 nT; (ver tabela de unidades no final do livro). Isto corresponde a um campo centenas de vezes mais fraco do que o campo entre os pólos de um ímã de brinquedo. A intensidade varia conforme a região considerada sobre a superfície da Terra, sendo menor próximo ao Equador e maior em direção aos pólos (60.000 nT no pólo magnético norte e 70.000 nT no pólo magnético sul), como pode ser observado na Fig. 4.13.

Uma agulha imantada livre para girar em torno de um eixo horizontal não permanece na horizontal. Ela acompanha as linhas de força do campo magnético (Fig. 4.11), de tal forma que a extremidade norte da agulha inclina-se para baixo no hemisfério Norte e, para cima no hemisfério Sul. O ângulo que a agulha faz com o plano horizontal é chamado de **inclinação magnética**. Sobre os pólos magnéticos a agulha coloca-se na posição vertical e portanto a inclinação é de  $90^\circ$ . Em pontos intermediários, o ângulo de inclinação varia até chegar a zero no equador magnético, onde as linhas de força são paralelas à superfície. Os pólos magnéticos estão localizados a aproximadamente  $78^\circ\text{N } 104^\circ\text{W}$  e  $65^\circ\text{S } 139^\circ\text{E}$ , portanto não são diametralmente simétricos, afastando-se cerca de 2.300 km do antípoda. Desta forma, a melhor representação do campo magnético terrestre é a de um dipolo cujo eixo está deslocado em relação ao centro da Terra de 490 km. Este dipolo é chamado **dipolo excêntrico**.

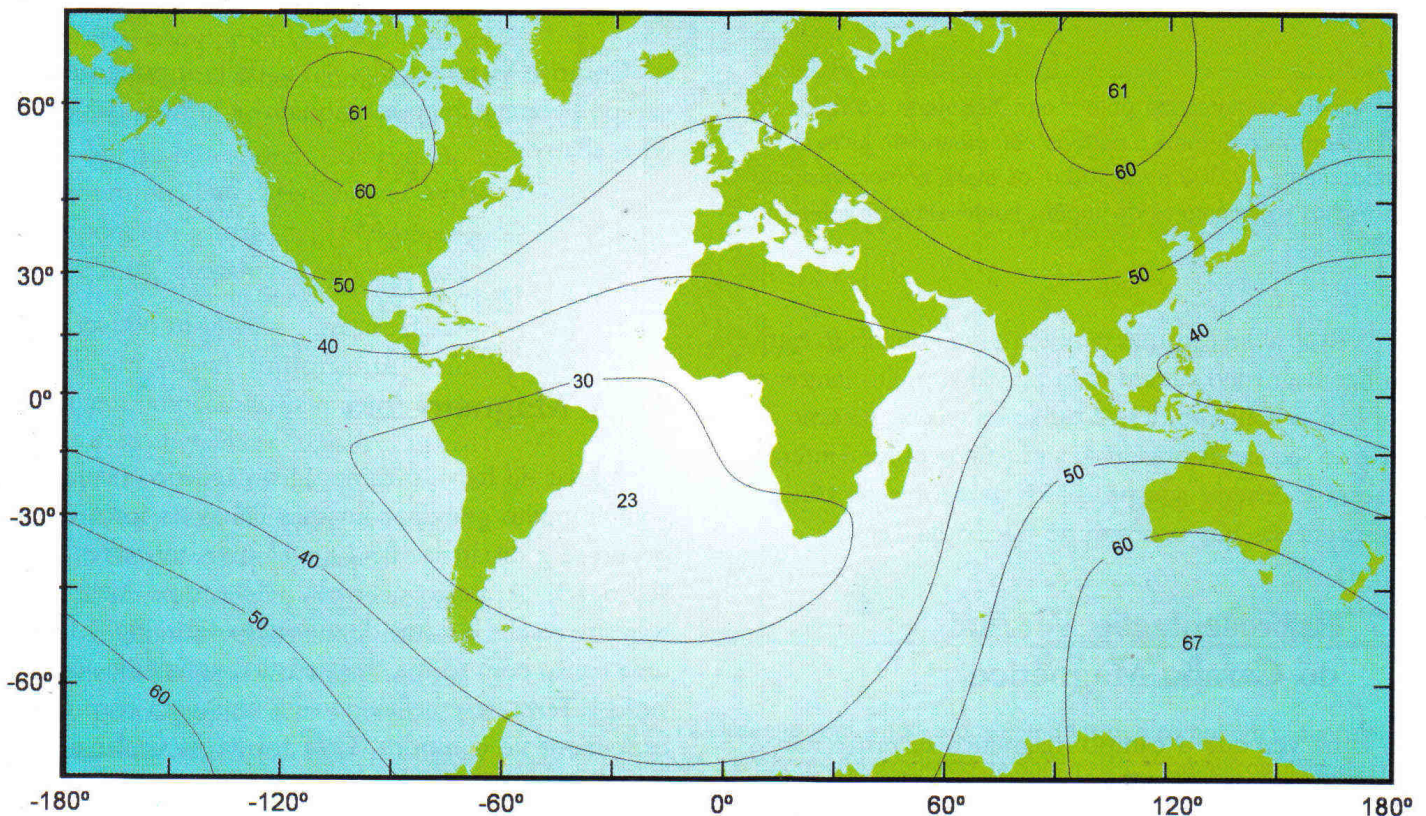


Fig. 4.13 Mapa de intensidade total do campo geomagnético em milhares de nT.

Os pólos magnéticos migram a uma velocidade de cerca de  $0,2^\circ$  por ano ao redor do pólo geográfico (Fig. 4.14), em geral sem se afastar mais do que  $30^\circ$  deste último, porém descrevendo uma trajetória irregular. Assim é que a declinação magnética de um local muda continuamente, aumentando ou diminuindo. Torna-se então necessário corrigir o valor de declinação conhecido para um determinado ponto da superfície terrestre a cada cinco anos aproximadamente. Como se pode deduzir facilmente, os pólos magnéticos levam alguns milhares de anos para percorrer os  $360^\circ$  de trajetória ao redor dos pólos geográficos.

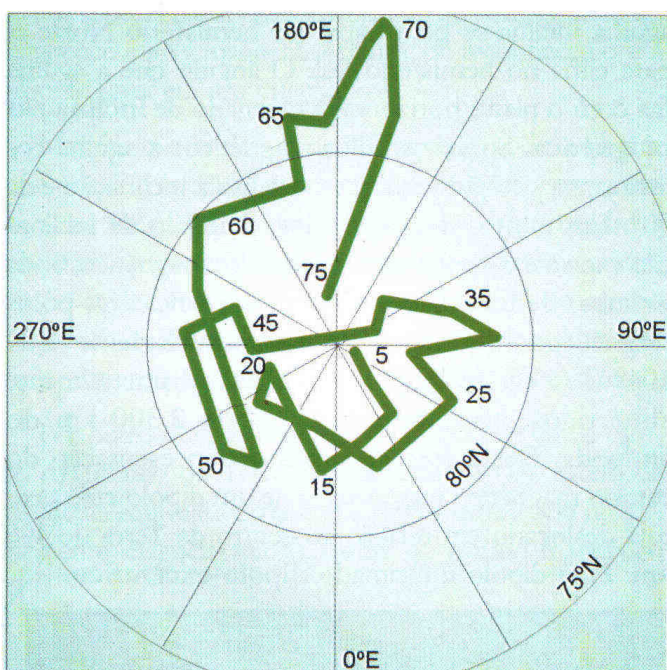


Fig. 4.14 Movimento do pólo magnético norte ao redor do pólo geográfico durante o período compreendido entre aproximadamente 69.000 e 45.500 anos atrás, como registrado em rochas sedimentares do Japão. Fonte: Dawson e Newitt, 1982.

Não só a direção, mas também a intensidade do campo geomagnético variam com períodos muito lentos e, por isso, o conjunto dessas variações recebe o nome de **variação secular**. A origem da **variação secular** é interna à Terra e deve-se aos processos geradores do campo geomagnético que ocorrem no núcleo da Terra.

## 4.7 Representação Vetorial do Campo Magnético

Uma vez que o campo magnético terrestre não é constante no espaço, variando tanto em direção como em intensidade, torna-se necessário representá-lo

vetorialmente num sistema de eixos ortogonais convenientemente escolhidos, como mostra a Fig. 4.15. O eixo  $x$  tem direção norte-sul,  $y$  tem direção leste-oeste e o eixo vertical  $z$  é tomado com sentido positivo para baixo. O ângulo de declinação  $D$  é o ângulo entre o meridiano magnético que passa pelo ponto considerado e a direção norte-sul. A inclinação magnética  $I$  é o ângulo que o vetor campo magnético total  $F$  faz com o plano horizontal

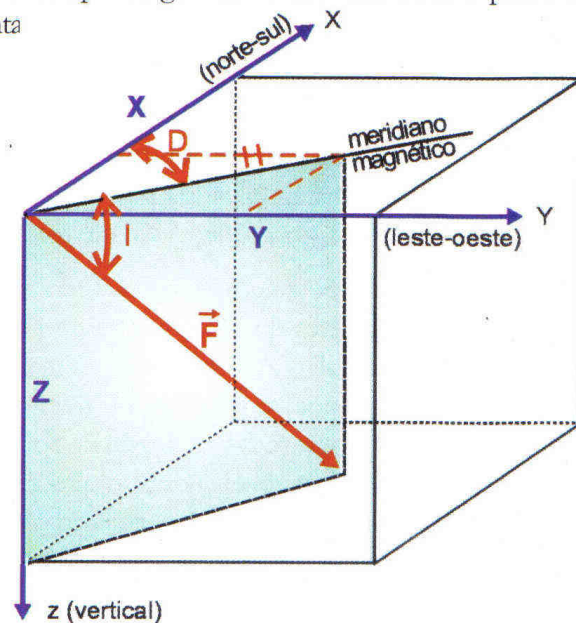


Fig. 4.15 Representação vetorial do campo geomagnético. Os eixos  $x$  e  $y$  coincidem com as direções geográficas e o eixo  $z$  tem sentido positivo em direção ao centro da Terra. Os ângulos  $D$  e  $I$  são, respectivamente, a declinação e inclinação magnéticas.

Como é visto na Fig. 4.15, os componentes do campo geomagnético relacionam-se através das equações abaixo:

$$F = (H^2 + Z^2)^{1/2} \quad (4.7) \text{ ou}$$

$$F = (X^2 + Y^2 + Z^2)^{1/2} \quad (4.8)$$

$$D = \arctg \left( \frac{Y}{X} \right) \quad (4.9) \text{ e}$$

$$I = \arctg \left( \frac{Z}{H} \right) \quad (4.10)$$

## 4.8 A Magnetosfera

Apesar de fraco, o campo geomagnético ocupa um volume muito grande, com suas linhas de força estendendo-se a distâncias de 10 a 13 raios terrestres (vide seção 4.3). A região ocupada pelo campo magnético terrestre recebe o nome de **magnetosfera** (Fig. 4.16). É uma região com forma característica, assimétrica em relação à Terra, assemelhando-se a uma gota com cauda extremamente comprida. Essa forma particular é consequência principalmente do chamado **vento solar**, que será explicado a seguir.

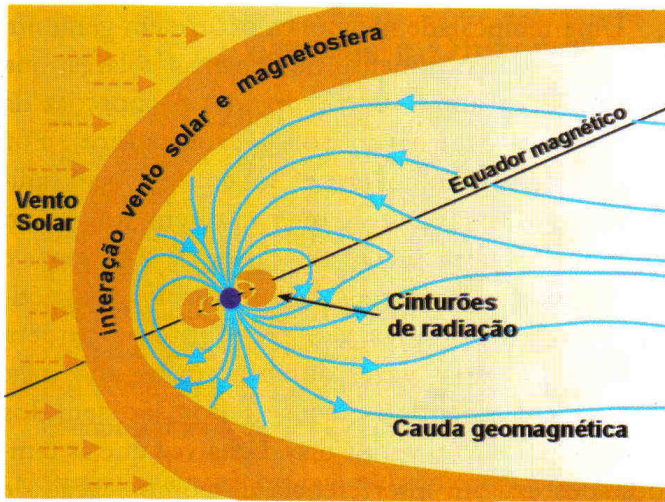


Fig. 4.16 Representação esquemática da magnetosfera e ação do vento solar sobre as linhas de força do campo geomagnético.

Observações com equipamentos a bordo de naves espaciais levaram à conclusão de que o espaço entre o Sol e a Terra não é um vácuo quase perfeito como se acreditava, mas está preenchido por um gás ionizado constituído de partículas com diferentes energias (núcleos de átomos, principalmente de hidrogênio e elétrons), que são emitidas pelo Sol e por isso chamado de **vento solar**. O vento solar flui a uma velocidade de cerca de 300 a 500 km/s; próximo da Terra exerce uma pressão sobre o campo magnético, comprimindo-o. No lado da Terra que não está sendo iluminado pelo Sol, isto é, no lado noite, as linhas de força do campo não sofrem essa pressão e estendem-se a distâncias que correspondem a mais de 2.000 vezes o raio da Terra, chegando a atingir a Lua.

O campo magnético terrestre desempenha um papel importante como blindagem, impedindo que as partículas solares mais energéticas atinjam a superfície terrestre, causando danos à biosfera. Quando ocorrem erupções solares, há emissão de grande quantidade de partículas de alta velocidade, que alcançam a Terra em algumas dezenas de minutos. Parte dessa radiação é bloqueada pelo campo geomagnético e não atinge a atmosfera. Entretanto, nas regiões polares, onde as linhas de força do campo geomagnético colocam-se perpendicular-

mente à superfície da Terra, as partículas penetram facilmente até a atmosfera superior ou **ionosfera** inferior (60 km a 100 km de altitude), porque são conduzidas pelas próprias linhas de campo.

A ionosfera corresponde à camada mais externa da atmosfera terrestre (Fig. 4.17) e se caracteriza por ser uma camada eletricamente condutora, constituída por íons e outras partículas carregadas (elétrons e prótons). Por essa razão, ela é utilizada na radiocomunicação, propagando e refletindo ondas de rádio. Quando essa camada é invadida por um fluxo de radiação solar mais intenso, sua condutividade elétrica é alterada, podendo causar interrupções na comunicação de rádio.

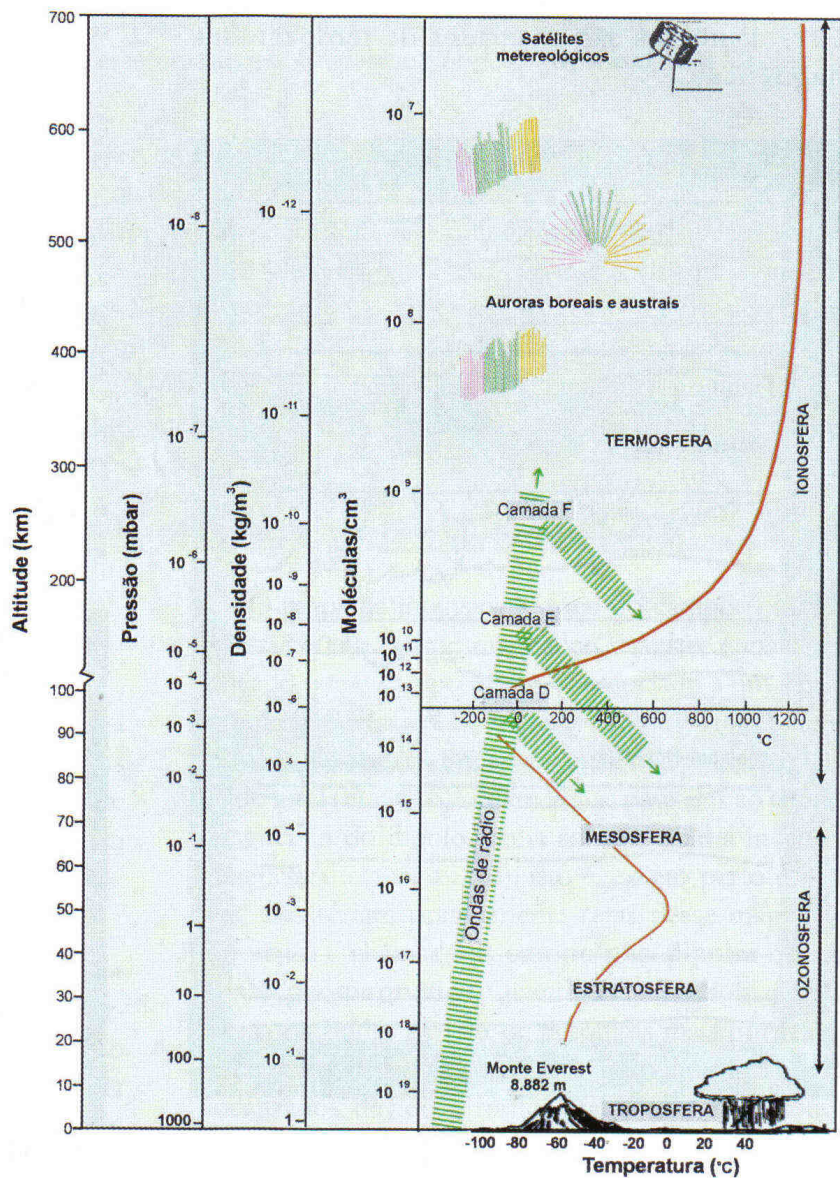


Fig. 4.17 Desenho esquemático das camadas que compõem a atmosfera, ilustrando a propagação e reflexão de ondas eletromagnéticas utilizadas na radiocomunicação. A linha vermelha representa a variação de temperatura na Ozonosfera e na Ionosfera. Fonte: A. Miller, 1972.

## 4.9 Por que o Campo Magnético é Variável?

O efeito da atividade solar é sentido pela magnetosfera continuamente, sendo que o lado da Terra iluminado pelo Sol (lado dia) é o lado que sofre as perturbações. O lado noite, em geral, não é afetado. Dependendo da intensidade da atividade solar, faz-se a distinção entre dias magneticamente calmos e dias ativos ou perturbados (Fig. 4.18). A magnitude das variações geomagnéticas regulares (dias calmos) é somente cerca de 1/1.000 da intensidade do campo geomagnético total. Em determinados dias, contudo, ocorrem grandes perturbações equivalentes a vários graus na declinação e a até 1.000 nT (1.000 G) ou mais em intensidade. Esses distúrbios são chamados de **tempestades magnéticas**.

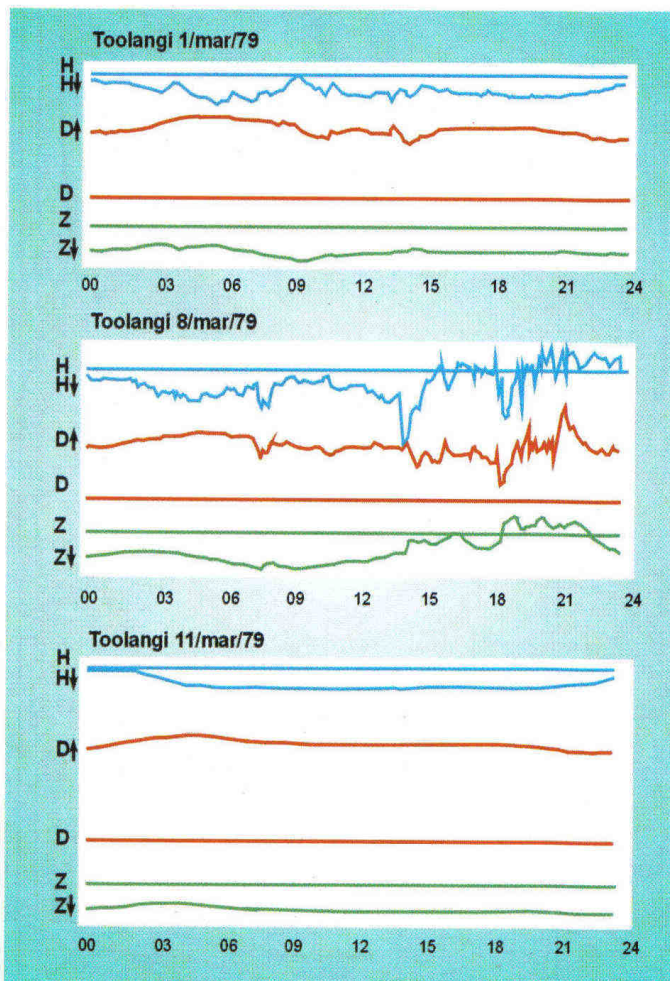


Fig. 4.18 Diagramas de variação da intensidade geomagnética ao longo de períodos de 24 horas durante dias magneticamente calmos (11/03/1979) e perturbados (1 e 8/03/1979), conforme registrado no observatório magnético de Toolangi, Austrália.

Uma tempestade magnética ocorre em geral um dia após o aparecimento das chamas solares, que são emissões luminosas de grandes proporções da região mais externa do Sol (a **cromosfera**). Por ocasião desses fenômenos, o Sol emite não só radiação de onda visível, mas também um fluxo corpuscular que viaja com velocidade de 1000 km/s e atinge toda a Terra causando distúrbios magnéticos. As tempestades são freqüentes e podem ocorrer até várias vezes durante um mesmo mês. Têm início repentino e seus efeitos são sentidos durante um dia ou vários dias. Uma vez que as tempestades causam interferência na comunicação de rádio, é interessante poder prever sua ocorrência. Entretanto, os seus "sintomas" só são percebidos nas observações magnéticas pouco antes de acontecerem.

Uma tempestade pode ser acompanhada pelo aparecimento de um dos fenômenos luminosos mais intensos e fascinantes no céu, que são as auroras boreais ou austrais nas regiões polares norte ou sul, respectivamente. A aurora é causada pela emissão de luz da atmosfera superior numa forma parecida com uma descarga elétrica (Fig. 4.19). Aparece como uma cortina luminosa de cor esverdeada ou rósea, com a borda inferior a cerca de 100 km de altura e a superior talvez a 1.000 km. O fluxo de energia emitido por uma aurora intensa é apenas três vezes menor do que o fluxo de energia refletido pela Lua na fase cheia.

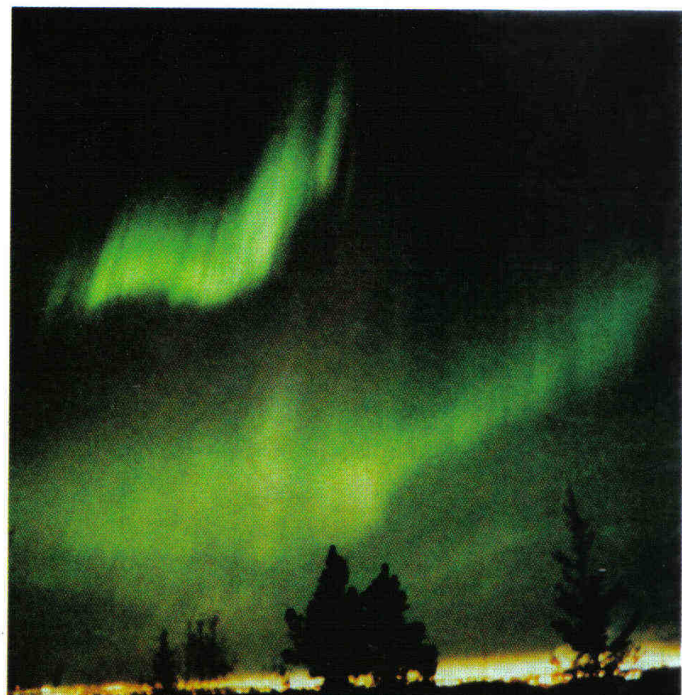


Fig. 4.19 Fotografia de uma aurora boreal.

## 4.1 Auroras e Outras Manifestações do Campo Geomagnético

Um dos fenômenos naturais mais espetaculares da Terra são as auroras, que podem ser vistas em noites claras em locais situados a altas latitudes, tanto no hemisfério norte como no sul. As auroras ocorrem na alta atmosfera (~100 km de altitude) e são causadas por partículas energéticas, principalmente elétrons que são guiados para dentro da atmosfera pelo campo magnético da Terra. Portanto, as estruturas observadas nas auroras são frequentemente alinhadas com o campo geomagnético. As auroras podem ser muito ativas e às vezes apresentam uma fase expansiva em que se espalham por uma região correspondente a vários graus de latitude no lado noite da Terra e dissipam energia a taxas comparáveis com o consumo de energia elétrica dos Estados Unidos. A cor dominante das auroras é o verde, mas outras cores podem ser vistas em períodos de alta atividade. A cor verde deve-se a emissões de energia por átomos de oxigênio e a cor vermelha que pode aparecer nas bordas, às emissões de nitrogênio molecular.

Partículas energéticas que não são conduzidas pelas linhas de força do campo geomagnético às regiões polares são também aprisionadas por este campo e quando desaceleradas concentram-se em regiões anelares ao redor da Terra, com mais de 36.000 km de raio, chamadas de Cinturões de Van Allen. Quando esses cinturões foram detectados, há cerca de 40 anos, acreditava-se que eram muito estáveis, sendo seus elétrons dissipados em períodos de meses. Pela rede de satélites, verificou-se, entretanto, que os elétrons podem ser acelerados pelas variações do campo geomagnético, até atingirem velocidades próximas às da luz. Nessas condições, os elétrons podem atravessar uma lâmina de alumínio com mais de um centímetro de espessura.

Estações e ônibus espaciais orbitam a cerca de 450 km da superfície da Terra estando, portanto, mergulhados nos campos elétricos mais intensos dos cinturões; seus equipamentos eletrônicos podem estar sujeitos a interferências, devido à ação dos elétrons acelerados. Da mesma forma, os satélites de telecomunicação estão sujeitos a essa interferência, que pode causar mau funcionamento de "pagers" e telefones celulares. Foi o que realmente aconteceu em maio de 1998, quando dez satélites científicos dos EUA receberam sinais de que os elétrons estavam acelerando e, finalmente, em 19 de maio, o satélite Galaxy 4 sofreu pane e 45 milhões de usuários perderam o serviço de "pagers". Os cientistas esperam que os Cinturões de Van Allen tornem-se particularmente dinâmicos no final do ano 2000, durante o período de máxima atividade solar, que irá produzir violentas tempestades solares, causando intensas emissões de partículas elétricas e fortes tempestades geomagnéticas.

Fonte: Space Science News, NASA, 08/12/98.

## 4.10 Mapas Magnéticos e Anomalias Magnéticas

A distribuição do campo geomagnético sobre a superfície da Terra é melhor observada em cartas isomagnéticas, isto é, mapas nos quais linhas unem pontos que correspondem a um mesmo valor de um determinado parâmetro magnético.

Contornos de igual intensidade para qualquer componente do campo são chamados de **linhas isodinâmicas** (Figs. 4.12 e 4.13). É importante observar que um fenômeno como o campo geomagnético mostre tão pouca relação com as feições principais da geologia e geografia. As linhas isomagnéticas cruzam continentes e oceanos sem distúrbios e não mostram relações óbvias com as grandes cadeias de montanhas ou com as cadeias submarinas. Esse fato deixa claro que a origem do campo geomagnético necessariamente tem de ser profunda.

O mapa da intensidade total do campo (Fig. 4.13) mostra que o campo magnético terrestre é mais complicado que o campo que seria associado a um simples dipolo geocêntrico. Se o campo fosse exatamente um campo dipolar, as linhas de mesmo valor da intensidade total (Fig. 4.13) seriam linhas paralelas ao equador magnético do dipolo (linha sobre a qual a inclinação magnética é igual a zero), isto é, exceto perto dos pólos, elas seriam praticamente retas nesse mapa. Esta diferença é chamada de **campo não-dipolar** ou **anomalia geomagnética**. Quando as cartas isomagnéticas são construídas a partir de pesquisas mais pormenorizadas, os contornos aparecem superpostos por campos localizados devido a fontes magnéticas na crosta da Terra. Estas anomalias com seções transversais de 1 a 100 km ou mais não podem ser representadas num mapa de escala global (Fig. 4.20).

Concentração de minerais magnéticos em rochas e algumas correntes elétricas fracas na crosta ou nos ocea-

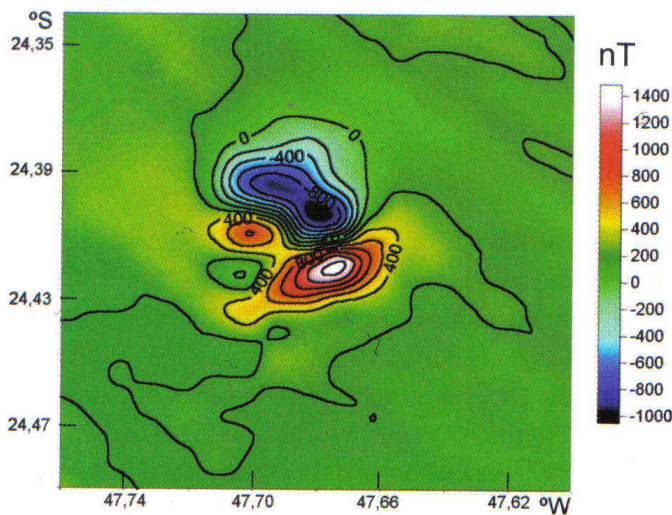


Fig. 4.20 Anomalia magnética de intensidade total gerada por concentração de minerais magnéticos em corpo ígneo intrusivo na região de Jiquiá, Estado de São Paulo. Cortesia de W. Shukowsky.

nos são as principais fontes responsáveis pelos campos localizados. Essas irregularidades de superfície ou anomalias magnéticas podem ter intensidades correspondentes a uma pequena porcentagem do campo normal mas, acima de jazidas de ferro ou depósitos magnéticos próximos à superfície, estas anomalias podem exceder o campo da Terra. É na busca e interpretação dessas anomalias que se baseia o método magnético em prospecção geofísica.

#### 4.11 O Mecanismo de Dínamo na Geração do Campo Magnético

Como visto até aqui, o campo magnético da Terra é razoavelmente bem representado por um dipolo magnético localizado em seu centro. Entretanto, cabe a pergunta – o que poderia causar esse magnetismo? A presença de minerais permanentemente magnetizados nas camadas superficiais da Terra não é suficiente para explicar a intensidade do campo geomagnético. Além do mais, esses minerais não são suficientemente móveis para explicar as mudanças periódicas na direção e intensidade do campo. Desta forma, algum outro mecanismo capaz de gerar um campo magnético com as características observadas deve ser proposto. A análise de ondas sísmicas indica que pelo menos parte do núcleo da Terra é fluido. Já é universalmente aceito que o movimento desse fluido metálico gera correntes elétricas que, por sua vez, induzem campo magnético. Entretanto, discute-se ainda de que forma o fluido metálico flui no núcleo, que fonte de energia coloca o fluido em movimento e como esse movimento dá origem a um campo magnético. Essas

questões são difíceis de responder porque o núcleo não pode ser investigado diretamente e as altas pressões e temperaturas lá existentes são difíceis de reproduzir em laboratório. Mas a combinação de resultados teóricos e experimentais já permitiu estabelecer alguns fatos.

O núcleo consiste de uma esfera gigante, essencialmente metálica, do tamanho aproximado do planeta Marte. Sob condições normais, o núcleo fluido conduz calor e eletricidade até melhor que o cobre, e tem provavelmente a mesma viscosidade que a água. Com um raio médio de 3.485 km, corresponde a cerca de 1/6 do volume da Terra e a cerca de 1/3 de sua massa. A densidade do núcleo varia de, no mínimo, 9 vezes a densidade da água nas suas bordas até 12 vezes a densidade da água no seu centro. Os cálculos de densidade combinados com as hipóteses acerca da origem do sistema solar sugerem que o núcleo é composto principalmente de ferro e níquel com traços de elementos mais leves como enxofre e oxigênio. No seu interior, localiza-se um núcleo interno com propriedades diferentes. Tem um raio de 1.220 km, o que corresponde a 2/3 do tamanho da Lua e, ao contrário do núcleo externo, é sólido.

A partir dessas informações, a única teoria viável de geração do campo magnético terrestre é aquela que trata o núcleo como uma espécie de **dínamo auto-sustentável**. Este modelo foi desenvolvido por volta de 1950 por Bullard e Elsasser. Um dínamo é qualquer mecanismo que converte energia mecânica em energia elétrica, como aquele utilizado em centrais hidrelétricas. O dínamo da Terra é auto-sustentável porque, depois de haver sido disparado por um campo magnético que poderia ter sido muito fraco (como por exemplo o próprio campo do sistema solar), continuou produzindo seu próprio campo sem suprimento de campo externo. O líquido metálico do núcleo terrestre, movendo-se de maneira apropriada (Fig. 4.21), age como um dínamo, necessitando apenas de um suprimento contínuo de energia para manter o material em movimento.

Uma das fontes de energia mais prováveis nesse caso seria a movimentação do fluido causada pelo seu resfriamento, com a cristalização e fracionamento de fases minerais densas, liberando energia potencial. Pode-se estabelecer assim um movimento de convecção provocado por diferenças de temperatura e composição do fluido, que devem ser mantidas para que o movimento não cesse. O movimento de rotação da Terra exerce uma força no fluido do núcleo, chamada **força de Coriolis**, que atua em qualquer massa que descreva um movimento de rotação. Esta é a mesma força responsá-

vel pelos movimentos ciclônicos do ar e das correntes marinhas. A massa é acelerada em uma direção perpendicular ao seu movimento, fazendo com que, no caso do fluido condutor do núcleo, estabeleçam-se espirais de material condutor que vão gerar campo magnético com resultante aproximadamente paralela ao eixo de rotação da Terra.

## 4.12 O Magnetismo da Terra no Passado Geológico

As observações do campo magnético terrestre resumem-se a apenas alguns séculos, considerando-se aí aquelas mais rudimentares em que, por questões práticas de navegação, media-se a declinação em rotas marítimas e portos visitados. Este é um intervalo de tempo muito curto em comparação à história da Terra. Então cabe perguntar: terá tido o campo magnético terrestre sempre o mesmo padrão que o atual? Terá sempre existido o magnetismo da Terra ou será apenas transitório?

Questões desse tipo puderam ser respondidas a partir de quando se verificou (meados do século XX) que a história magnética da Terra não se perde completamente, mas fica registrada como um magnetismo fóssil nas rochas. Alguns minerais que contêm ferro, ao serem submetidos a um campo magnético, comportam-se como ímãs permanentes, isto é, esses minerais retêm uma magnetização que é chamada **remanescente**, mesmo depois de cessada a ação do campo magnético. Substâncias desse tipo são chamadas **ferromagnéticas**. Os principais minerais magnéticos presentes nas rochas são os óxidos de ferro, como por exemplo, a **magnetita** ( $\text{Fe}_3\text{O}_4$ ) e a **hematita** ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ). Embora estejam presentes em pequena proporção (cerca de 1%), esses minerais são, em geral, os responsáveis pelas propriedades magnéticas de uma rocha.

A intensidade de magnetização das rochas é em geral fraca mas, através de instrumentos sensíveis, é possível determinar a direção da magnetização remanescente e

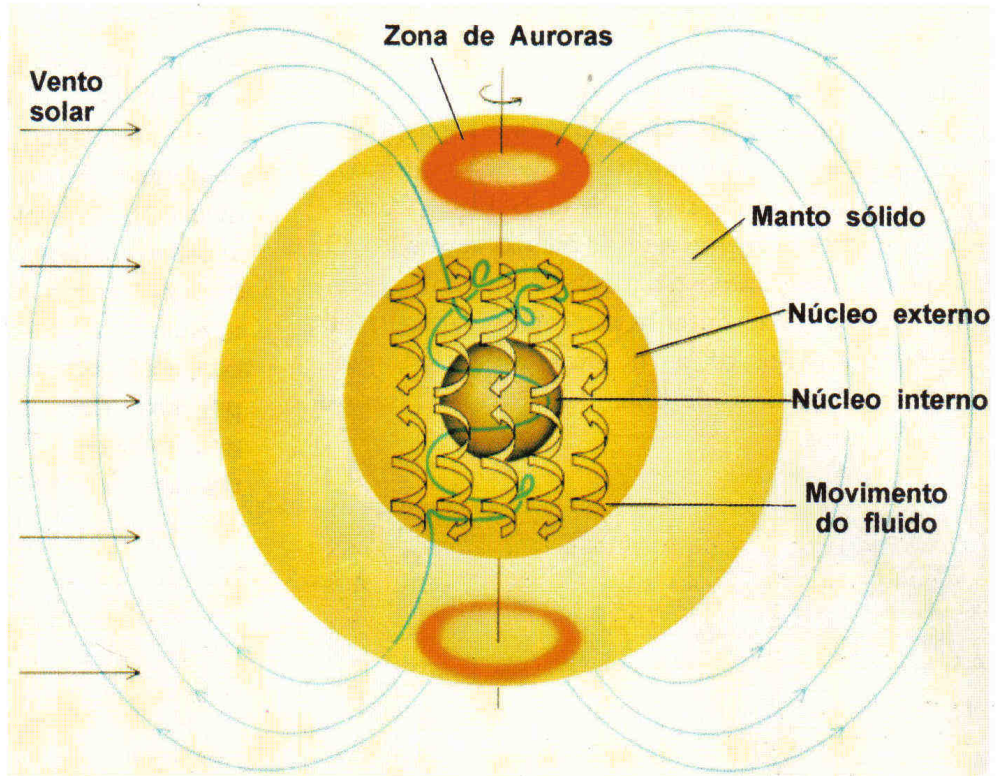


Fig. 4.21 Movimento do fluido condutor do núcleo externo e geração do campo magnético dipolar, indicado pelas linhas de força. Fonte: Jeanloz, 1983.

tentar reconstruir o passado magnético da Terra. O estudo sistemático das rochas com essa finalidade é chamado de **Paleomagnetismo**. O mesmo princípio do Paleomagnetismo pode ser aplicado a cerâmicas e fornos arqueológicos e este estudo recebe o nome de **Arqueomagnetismo**. Esses materiais cerâmicos são particularmente apropriados para se determinar a intensidade do campo durante os tempos históricos. Foi através do Arqueomagnetismo que se constataram as variações de intensidade do campo da Terra.

Os estudos paleomagnéticos indicam que a Terra tem tido um campo magnético significativo, pelo menos durante os últimos 2,7 bilhões de anos. Entretanto, várias rochas apresentam magnetização inversa à esperada, isto é, compatível com um campo geomagnético de polaridade oposta à do campo atual, com linhas de força que emergem do pólo norte e convergem para o pólo sul. Acreditava-se, a princípio, que aquelas rochas teriam propriedades especiais, adquirindo magnetização contrária à do campo magnetizante. Porém, grande número de experiências mostrou que somente algumas poucas rochas apresentavam tal propriedade. Datações por métodos radiométricos, associadas a determinações de polaridade demonstram claramente que tem havido intervalos nos quais as rochas de todas as regiões da

Terra adquiriram magnetização com polaridade igual à atual e, alternadamente, intervalos em que todas as rochas adquiriram polaridade oposta. Nos anos 60 foi estabelecida uma **escala de reversões** (Fig. 4.22), agrupando-se os dados normais e reversos de várias regiões da Terra numa seqüência cronológica, confirmando conclusivamente a realidade das reversões. O campo geomagnético permanece em uma determinada polaridade durante intervalos variáveis de aproximadamente  $10^5$  a  $10^7$  anos, e para completar-se uma transição de polaridade são necessários  $10^3$  a  $10^4$  anos.

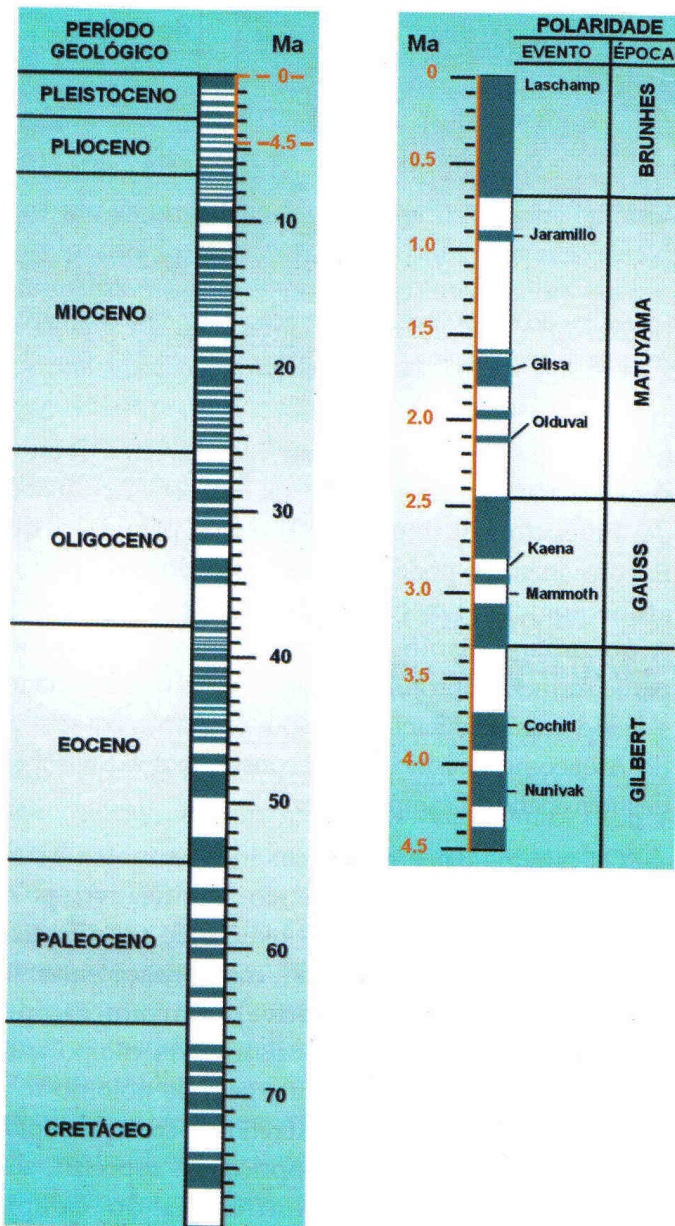


Fig. 4.22 Escala de inversões de polaridade ou reversões do campo geomagnético nos últimos 80 milhões de anos. Faixas escuras representam polaridade normal e faixas claras, polaridade inversa. À direita, detalhe da coluna, ressaltando épocas e eventos de polaridade ocorridos nos últimos 4,5 milhões de anos e que recebem nomes especiais.

### 4.13 A História Gravada das Inversões de Polaridade

Na época em que se iniciaram as pesquisas magnéticas nas rochas da crosta oceânica, feitas por navios oceanográficos levando a bordo magnetômetros, revelou-se um fato surpreendente. A nordeste do Oceano Pacífico, foi mapeado um padrão de anomalias magnéticas lineares, diferente de qualquer padrão conhecido nos continentes. Esse padrão é formado por faixas de polaridades alternadas e dispostas simetricamente em relação à **cadeia meso-oceânica**, como ilustrado na Fig. 4.23.

Vine e Mathews propuseram em 1963 que esse padrão "zebrado" era consequência da expansão do assoalho oceânico e das reversões do campo geomagnético, através de um processo representado esquematicamente na Fig. 4.23. O material fundido

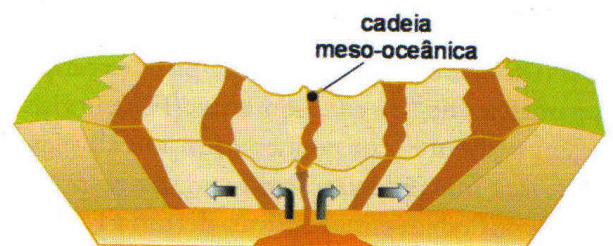
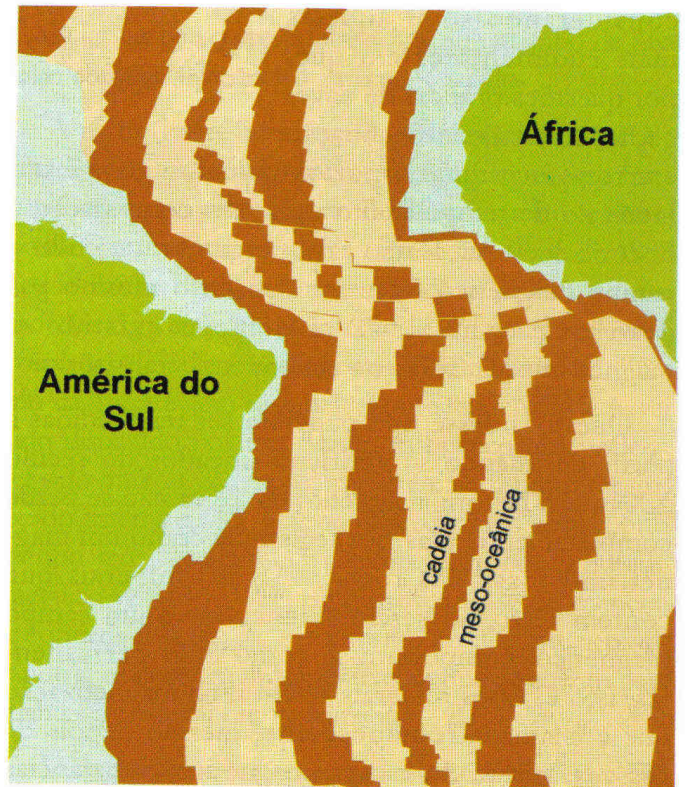


Fig. 4.23 Padrão "zebrado" de anomalias do assoalho oceânico e sua relação com a tectônica de placas.

do manto, ascendendo em correntes de convecção através das cadeias oceânicas, esfria ao atingir a superfície terrestre. Os minerais ferromagnéticos (principalmente magnetita) cristalizados nesse magma adquirem magnetização induzida pelo campo geomagnético. Essa magnetização será permanentemente retida por esses minerais quando atingirem temperaturas abaixo de um certo valor característico. Essas temperaturas são chamadas de **temperaturas de Curie** que, para a magnetita, é da ordem de 580°C. A nova rocha assim formada e já magnetizada constitui-se num novo segmento do assoalho oceânico, que lentamente afasta-se da cadeia, enquanto por ela novo material ascende. Nesta fase, se o campo geomagnético inverteu a polaridade, surgirá então uma nova faixa de assoalho, desta vez com polaridade invertida. Assim, surge, a longo prazo, o padrão zebreado simétrico à cadeia, tal como foi observado. O assoalho oceânico comporta-se, portanto, como uma esteira rolante que grava a história das reversões do campo geomagnético tal qual uma fita magnética, à medida que vai se formando no tempo geológico.

#### 4.14 Magnetismo das Rochas e a Deriva dos Continentes

O paleomagnetismo não só contribuiu para a reconstituição da história do campo magnético da Terra, como também fornece informações quantitativas sobre os processos que afetam as camadas superficiais da Terra, revelados como grandes movimentos laterais dos continentes ou deriva continental. Nos anos 50, resultados paleomagnéticos reavivaram o interesse nas sugestões de que os continentes se moveram consideravelmente durante o tempo geológico. Alfred Wegener propôs em 1910 que todos os continentes já haviam estado agrupados num único "supercontinente", que ele chamou de Pangea. Ele sugeriu que esse supercontinente teria se desmembrado há cerca de 200 milhões de anos. Entretanto, suas idéias não foram aceitas por muitos cientistas e a discussão sobre a deriva continental ficou estagnada até que os resultados paleomagnéticos trouxeram novas evidências.

A magnetização remanescente de rochas de mesma idade e magnetizadas simultaneamente pelo mesmo campo magnético deve indicar a mesma localização para os pólos magnéticos associados a esse campo indutor. Entretanto, a magnetização de rochas antigas e de mesma idade, provenientes de distintos continentes, indicam pólos (pólos paleomagnéticos) diferentes (Fig. 4.24).

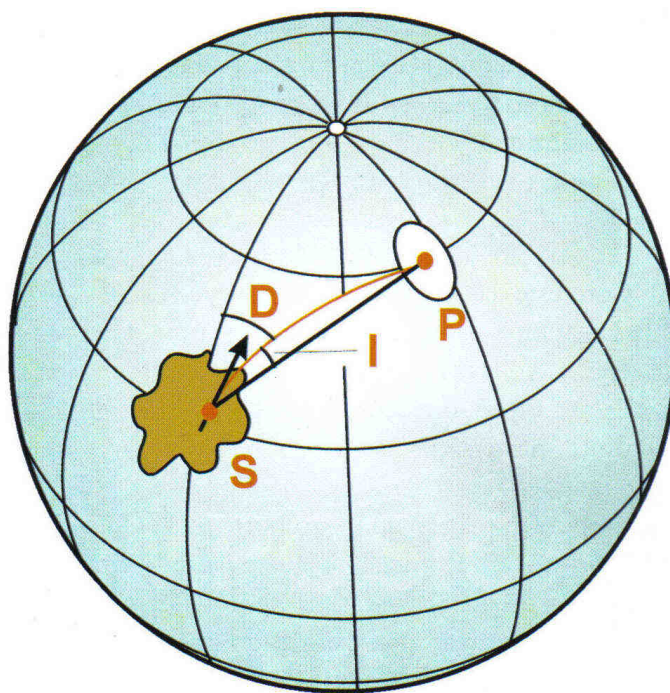


Fig. 4.24 Correlação entre o vetor magnetização de uma rocha (seta), definido pelos ângulos de declinação (D) e inclinação (I), obtido em um sítio (S), e a posição do pólo paleomagnético (P).

Sabendo-se que o campo geomagnético só pode ser representado por um único dipolo magnético, isto é, existe apenas um par de pólos norte e sul situados próximos aos pólos geográficos, a existência de vários pólos no passado geológico tem de ser descartada. A explicação para o fato está baseada no deslocamento dos continentes que modifica a orientação da magnetização registrada em suas rochas, em relação ao pólo geográfico. Pólos paleomagnéticos de mesma idade e pertencentes a diferentes blocos continentais podem ser deslocados até que coincidam. Ao fazermos isso, os continentes de onde foram extraídas as rochas analisadas também se deslocam, chegando-se a reconstruções paleogeográficas surpreendentes, tal como a ilustrada na Fig. 4.25 para a América do Sul e África.

A maneira mais conveniente de se representarem dados paleomagnéticos para o estudo da deriva continental é em termos da posição de pólos paleomagnéticos. Pólos paleomagnéticos para períodos geológicos consecutivos e, de um único continente, são interligados para produzir um caminho ou uma curva de deriva polar (Fig. 4.25). Torna-se aparente, quando se comparam as curvas para os vários continentes que, durante um longo intervalo de tempo, os continentes moveram-se conjuntamente e depois afastaram-se. O grau de divergência entre duas curvas de

deriva polar é a medida do grau de separação dos continentes. Uma relação entre a inclinação do vetor magnetização ( $I$ ) e latitude paleogeográfica ( $\phi$ ) pode ser facilmente obtida do modelo de dipolo geocêntrico, por trigonometria esférica:

$$\tan I = 2 \tan \phi \quad (4.11)$$

Com este dado é possível avaliar quantitativamente a paleolatitude em que se encontrava uma determinada região da Terra. Por exemplo, os filões de rochas ígneas (diques) que cortam as praias de Ilhéus e Olivença, na região sul do Estado da Bahia, apresentam magnetização cujo vetor coloca-se a  $\sim 66^\circ$  de inclinação em relação ao plano horizontal. Utilizando-se a fórmula 4.11, calcula-se que a latitude em que se formaram essas rochas há um bilhão de anos era de  $48^\circ$ , portanto muito mais elevada do que a atual ( $15^\circ\text{S}$ ), indicando que aquela região era de clima frio.

Neste capítulo estudamos os campos de gravidade e magnético da Terra. Vimos como estas importantes propriedades físicas podem ser utilizadas para se entender processos dinâmicos que ocorrem em nosso planeta. Além disso, o mapeamento gravimétrico e magnético da superfície permite identificar anomalias que refletem estruturas das camadas mais superficiais ou estão diretamente relacionadas com a presença de depósitos minerais. Desta forma, métodos de investigação baseados em gravimetria e magnetometria constituem importantes ferramentas geofísicas voltadas à prospecção de bens minerais.

### Leituras Recomendadas

- BUTLER, R. F. *Paleomagnetism: Magnetic Domains to Geologic Terranes*. Oxford: Blackwell Scientific Publications, 1991.
- BROWN, G. C. & MUSSET, A. E. *The Inaccessible Earth*. London: George Allen & Unwin, 1985.
- FOWLER, C. M. R. *The Solid Earth: An Introduction to Global Geophysics*. Cambridge: Cambridge University Press, 1992.
- JEANLOZ, R. *The Earth's Core*. Scientific American, v.249, 1983.
- LOWRIE, W. *Fundamentals of Geophysics*. Cambridge: Cambridge University Press, 1997.
- TELFORD, W. M.; GELDART, L. P.; SHERIFF, R. E.; KEYS, D. A. *Applied Geophysics*. Cambridge: Cambridge University Press, 1985.

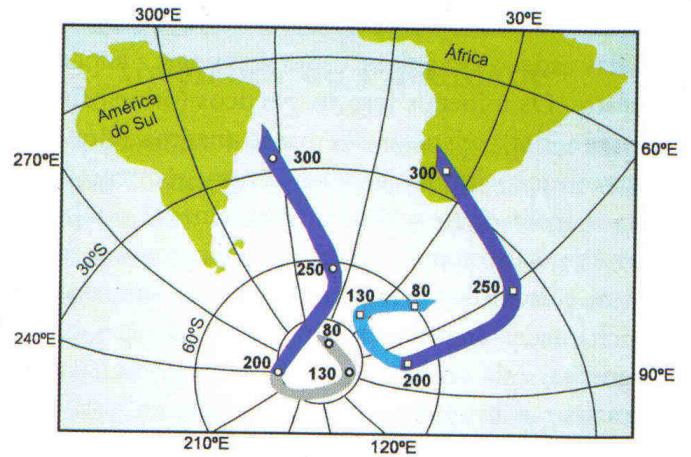


Fig. 4.25 Curvas de deriva polar para a América do Sul e África e reconstrução desses continentes, com a justaposição de parte dessas curvas. Notar que entre 200 e 130 milhões de anos atrás as curvas começam a divergir porque os dois continentes migraram independentemente.

