

ORIGEM INTERNA DO CAMPO GEOMAGNÉTICO

VARIAÇÕES DO CAMPO INTERNO

ORIGEM DO CAMPO GEOMAGNÉTICO

- Desde a época de Gilbert já se sabia que o campo geomagnético tinha origem no seu interior.
- Mas como podemos estudar o interior da Terra?
- O seu interior é inacessível
- O máximo que o homem conseguiu atingir foi a profundidade de alguns quilômetros, em furos de sondagens - ~12 km em Kola, na Rússia, que representa uma fração insignificante comparado com o raio da Terra – 6.371 km.

Sismologia

- São os terremotos que nos proporcionam as maiores evidências sobre a estrutura do interior da Terra.
- Ondas sísmicas (P e S) se propagam pelo interior da Terra e são detectadas nas estações sismológicas. A velocidade destas ondas dependem das propriedades elásticas do meio e da sua densidade.
- Assim, através dos tempos de viagem destas ondas sísmicas é possível determinar as velocidades das ondas sísmicas através do interior da Terra e, em consequência, sua densidade.

Ondas sísmicas

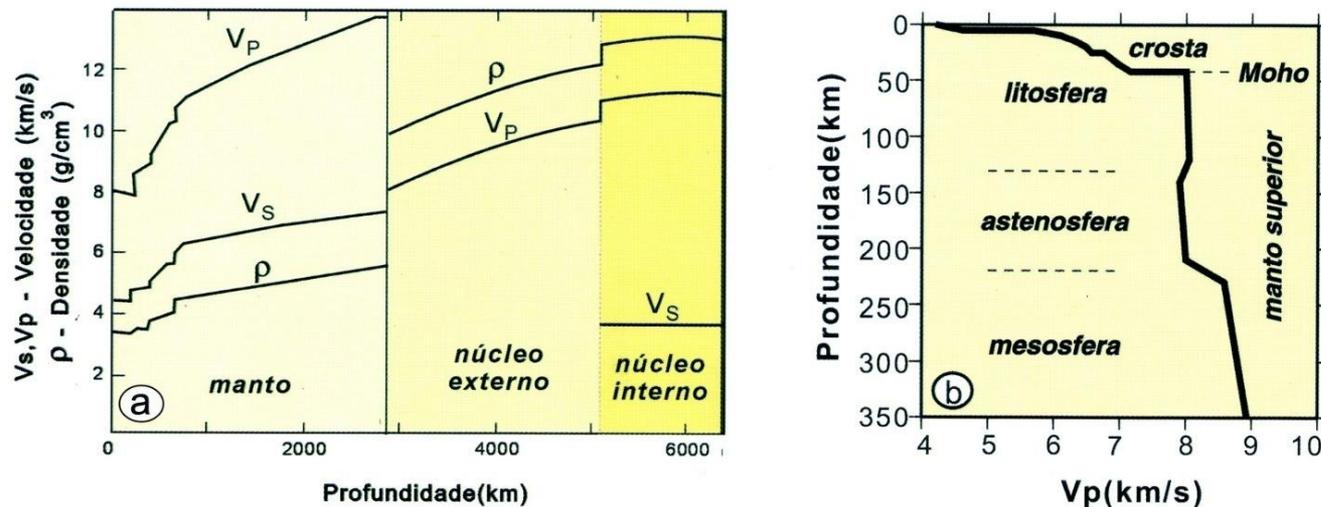


Fig. 3.13 a) Perfil de velocidades sísmicas (V_p e V_s) e densidade (ρ) no interior da Terra. b) Exemplo de perfil de velocidade da onda P na crosta e manto superior, numa região continental.

Várias discontinuidades foram encontradas até 600-700 km.

O mesmo ocorre para as densidades.

Depois disso, temos um aumento contínuo nas velocidades das ondas P e S até a profundidade de 2.900 km

P – 11 km/s até 13,5 km/s

S - ~6 km/s até 7 km/s

Ondas sísmicas

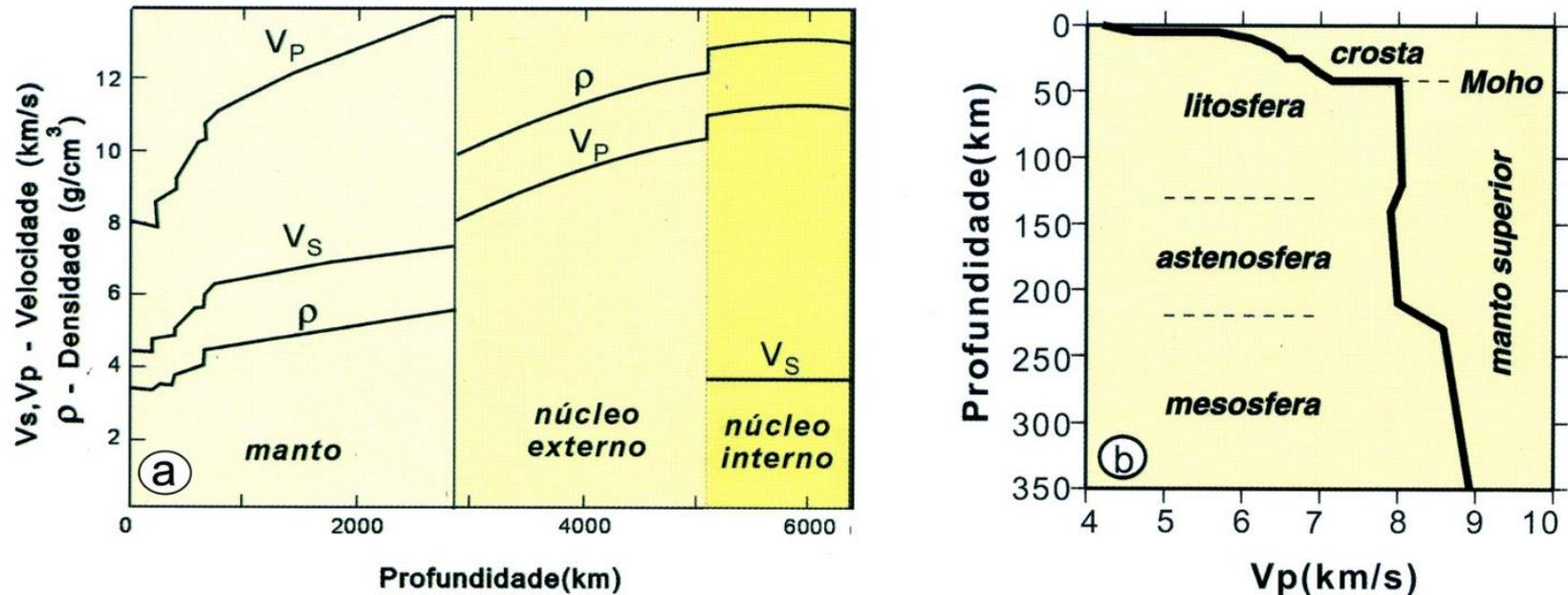


Fig. 3.13 a) Perfil de velocidades sísmicas (V_p e V_s) e densidade (ρ) no interior da Terra. b) Exemplo de perfil de velocidade da onda P na crosta e manto superior, numa região continental.

Por volta de 2900 km, existe uma grande queda na velocidade da onda P.

As ondas S não se propagam na região entre 2900 e 5100 km e voltam a se propagar à profundidades maiores.

Por volta de 5100 km, as ondas P apresentam um incremento na sua velocidade.

Ondas sísmicas

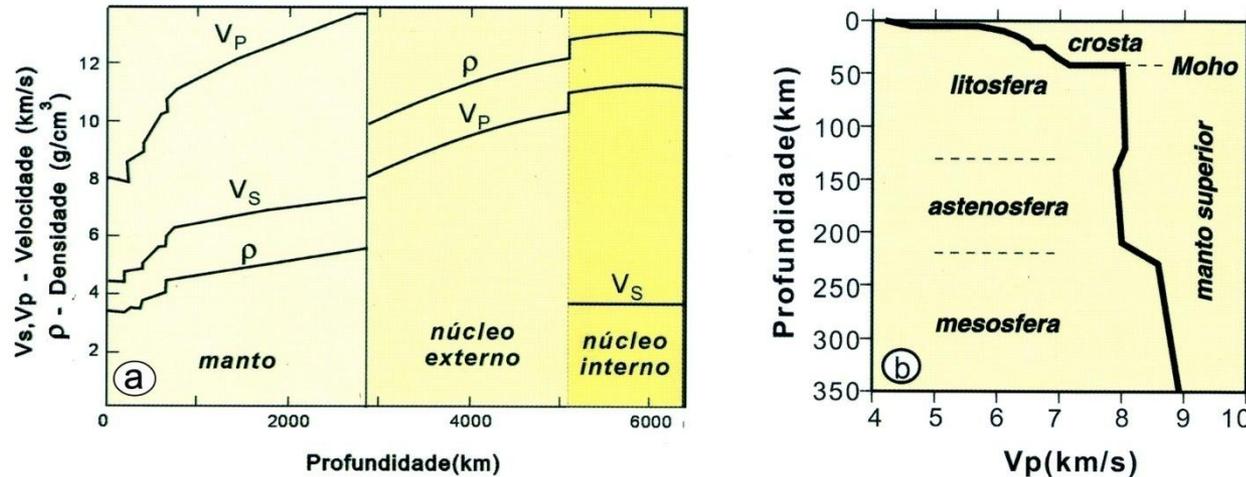


Fig. 3.13 a) Perfil de velocidades sísmicas (V_p e V_s) e densidade (ρ) no interior da Terra. b) Exemplo de perfil de velocidade da onda P na crosta e manto superior, numa região continental.

A densidade entre 650 e 2.900 km vai de $\sim 4,0 \text{ g/cm}^3$ a $\sim 5,0 \text{ g/cm}^3$.

À 2.900 km, onde temos uma variação brusca tanto na velocidade da onda P, como na densidade, ocorre uma mudança de composição química: esta profundidade representa o limite entre o Manto e o Núcleo da Terra.

Ondas sísmicas

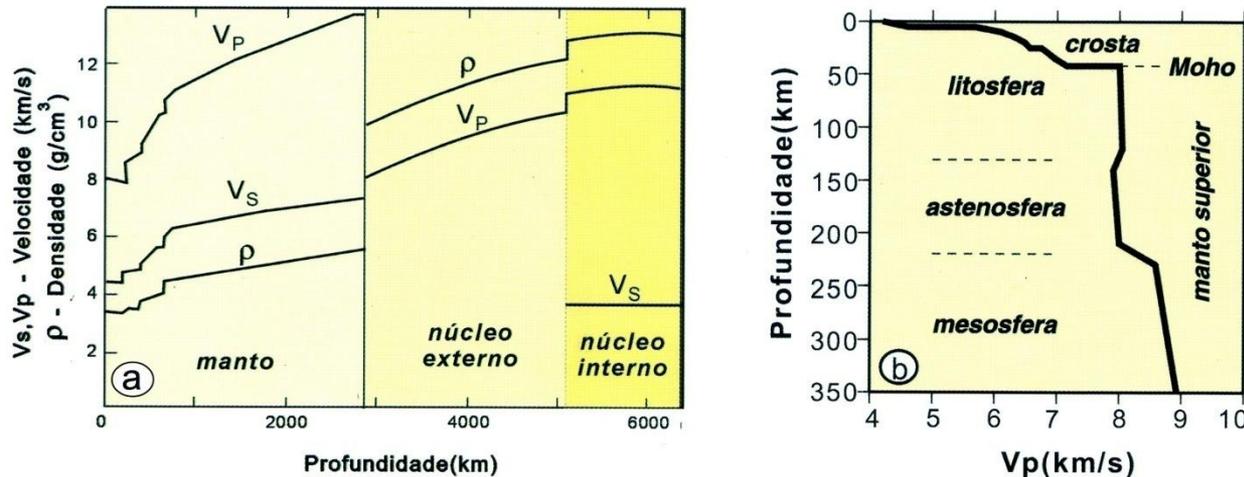
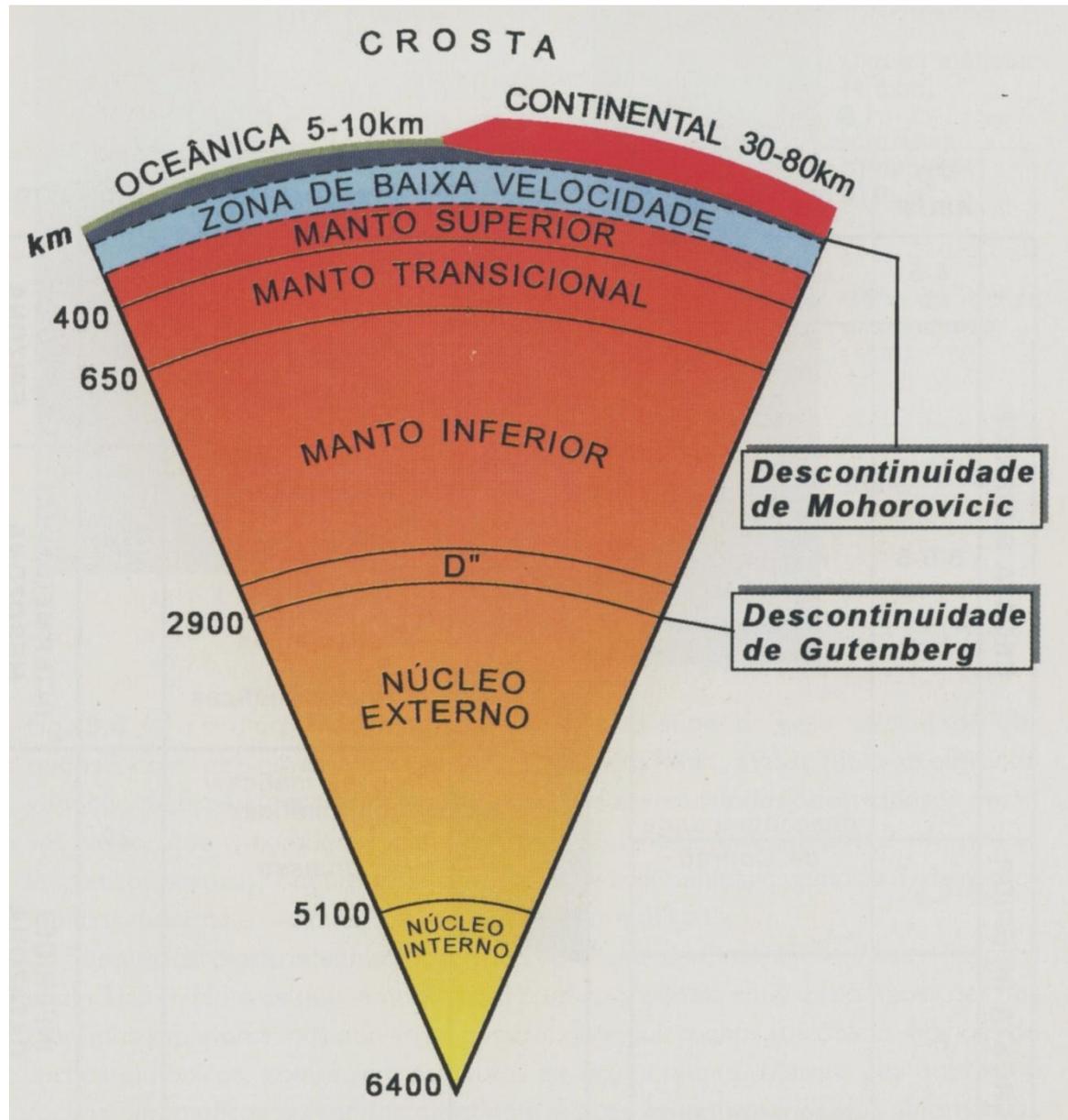


Fig. 3.13 a) Perfil de velocidades sísmicas (V_p e V_s) e densidade (ρ) no interior da Terra. b) Exemplo de perfil de velocidade da onda P na crosta e manto superior, numa região continental.

O fato de não haver propagação da onda S entre 2.900 e 5.100 km, significa que esta parte do núcleo está no estado líquido. Ela é denominada de núcleo externo.

No núcleo interno ocorre novamente a propagação de ondas S, o que significa que esta região deve estar no estado sólido

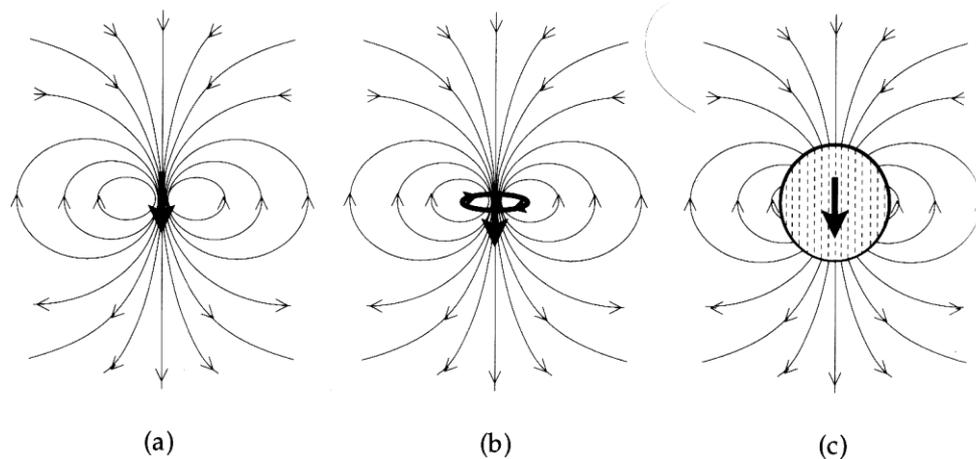
Estrutura interna da Terra



Geração do campo geomagnético

- A maior parte do campo geomagnético pode ser representado por um campo dipolar.
- Um campo dipolar pode ser originado por ímã, uma corrente circular ou uma esfera uniformemente magnetizada.

Fig. 5.1 The characteristic field lines of a magnetic dipole are found around (a) a short bar magnet, (b) a small loop carrying an electric current, and (c) a uniformly magnetized sphere.



Origem do campo geomagnético

- A hipótese da esfera uniformemente magnetizada pode ser descartada:
- Não há como produzir campos na intensidade que observamos;
- Os minerais magnéticos encontrados nas rochas da superfície (magnetita, hematita) perdem sua magnetização a temperaturas de 600-700°C, de modo que somente uma pequena casca da Terra contribuiria para o campo magnético;
- O campo magnético produzido por uma Terra uniformemente magnetizada não seria capaz de produzir as variações do campo que são observadas.
- Logo, teríamos que ter um processo diferente de geração do campo geomagnético.

Origem do campo geomagnético

- Nós vimos que correntes elétricas (espiras) também geram campos dipolares. O núcleo externo da Terra apresenta as condições ideais para que o campo seja ali originado:
- 1- a densidade do núcleo externo está próximo de 10 g/cm^3 e a densidade do núcleo interno é de aproximadamente 13 g/cm^3 ;
- 2- Estas densidades deixam poucas dúvidas de que o núcleo da Terra é composto predominantemente por uma liga de Fe e Ni (10%) e que pequenas porcentagens de alguns elementos mais leves estejam também presentes no núcleo externo (O, Si, S);

Origem do campo geomagnético

- 3- Os meteoritos mostram que uma composição Fe-Ni para o interior da Terra é bastante provável: os meteoritos metálicos apresentam composição Fe-Ni e o mais provável é que representem o interior de corpos diferenciados de asteróides.
- 4- O núcleo externo é líquido, o que permitiria uma maior mobilidade da liga Fe-Ni que aí encontramos;
- 5- Estima-se que a condutividade dessa liga na temperatura acima de 3.000°C , reinante no núcleo ($3-5 \times 10^5 \Omega^{-1}\text{m}^{-1}$), seja superior a do carbono ($3 \times 10^4 \Omega^{-1}\text{m}^{-1}$ à 20°C), que é um bom condutor de eletricidade.

Origem do campo geomagnético

- 6- Estima-se que possa haver convecção no núcleo externo. Acredita-se que:
 - (i) O núcleo interno está crescendo com a solidificação do núcleo externo. Calor está sendo liberado neste processo;
 - (ii) Neste processo de solidificação, um material com concentração maior de minerais mais leves fica no estado líquido, o que faz com que forças ascendentes atuem nesse material.
- Estes dois processos seriam suficientes para que houvesse geração de convecção no núcleo externo.

Origem do campo geomagnético

- Nestas condições, sugere-se que o núcleo da Terra age como um **Dínamo Auto-excitado**.
- Dínamo é qualquer mecanismo que converte energia mecânica em energia elétrica – como o utilizado em centrais hidrelétricas.

Dínamo auto-excitado

Dois conceitos são utilizados aqui:

1- Uma corrente circular gera um campo magnético, cuja direção é determinada pela regra do saca-rolhas;

2- Um campo atuando em uma carga elétrica gera uma força perpendicular ao campo e à velocidade da carga elétrica.

Se tivermos um campo inicial (B), o movimento de rotação do dínamo em torno de seu eixo, produzirá um campo que reforça o campo inicial.

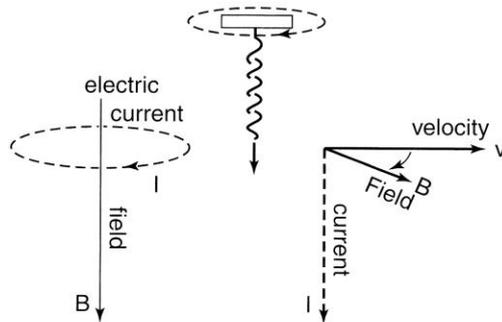
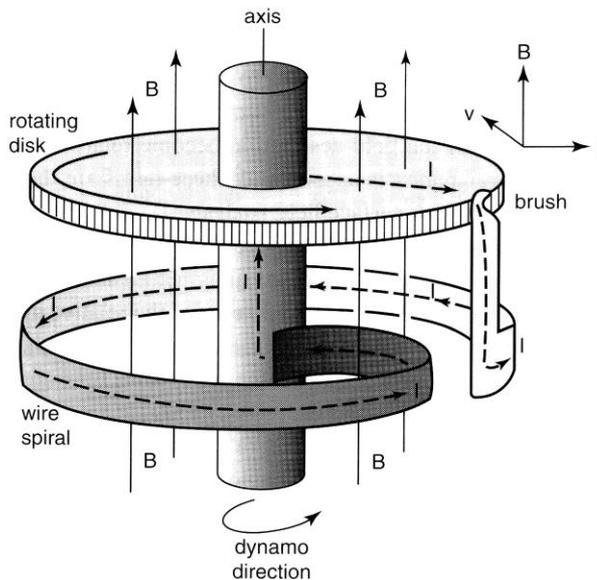


Figure 1.33. Right-hand screw (shown at top) correspondence for (at left) direction of B field from loop of current I , and (at right) direction of current I , from motion of conductor (moving at velocity v) in a magnetic field B .

Figure 1.34. Self-excited dynamo current machine. The conducting disk is moved at constant velocity v in a small field B , creating current I through spiral of wire to generate an increase in field B and thereby increasing dynamo current I , and causing further field and current growth at expense of disk motion about the axis. The disk rotation direction, the winding direction of the spiral wire, and the initial direction of the small field are critical to the resulting increase in B .



Dínamo auto-sustentável

- Na literatura existem modelos magneto-hidrodinâmicos que tentam reproduzir o campo geomagnético. A matemática que envolve a geração deste campo é complexa, envolvendo várias equações e várias condições de contorno.

Equação Magnetohidrodinâmica

$$\frac{\partial \mathbf{B}}{\partial t} = \frac{\nabla^2 \mathbf{B}}{\mu_0 \sigma} + \nabla \times (\mathbf{v} \times \vec{\mathbf{B}})$$

- O primeiro termo representa a variação do fluxo magnético (\mathbf{B}) no núcleo. Ela depende de dois termos do lado direito da equação:
- 1- O primeiro é chamado de termo de difusão (perda Ohmica) e é inversamente dependente da condutividade elétrica (σ). Ele determina o decaimento do campo. Quanto melhor a condutividade, menor será o termo de difusão.
- Estima-se que a corrente elétrica no núcleo decairia a zero em um tempo da ordem de 10.000 anos, a menos que ela seja mantida.

Equação Magnetohidrodinâmica

$$\frac{\partial B}{\partial t} = \frac{\nabla^2 B}{\mu_0 \sigma} + \nabla \times (v \times \vec{B})$$

- 2- O segundo termo, chamado de termo de dínamo, depende do campo de velocidade dos movimentos do Fluido líquido (Forças de Lorentz).
- Para uma condutividade de $3-5 \times 10^5 \Omega^{-1} \text{ m}^{-1}$ e uma velocidade de fluido de 1 mm s^{-1} , o termo de dínamo supera em muito o termo de difusão.
- Nestas condições, as linhas de fluxo no núcleo são dragadas pelo fluxo de fluido.

Movimentos do Fluido

- O movimento do fluido é composto por duas componentes: uma componente radial e outra componente rotacional.
- 1- A componente radial provém do processo de formação do núcleo interno decorrente da solidificação do núcleo externo – produção de correntes de convecção;
- 2- A componente rotacional provém da diferença de velocidade entre o material mais próximo e mais afastado do centro da Terra. Isto fará com que as partes mais internas tenham uma velocidade maior do que as partes mais externas (ex.: bailarina que encolhe os braços vai girar mais rápido).

Variação da velocidade angular

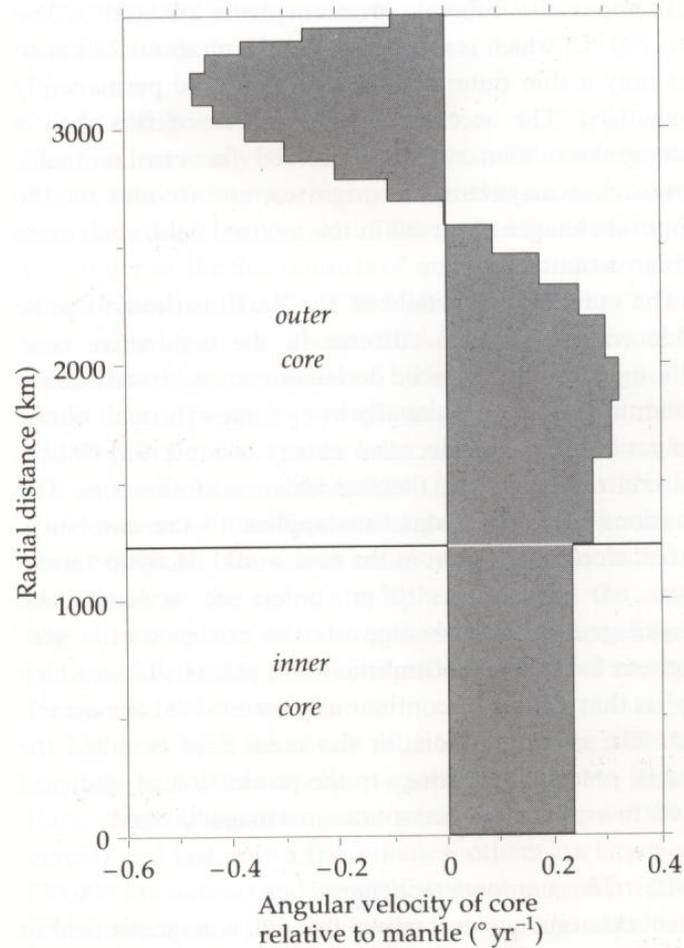


Fig. 5.38 Interpreted velocity distribution (relative to the mantle) for a multi-layered core model in which the change of angular momentum of each layer due to convectational fluid motion is balanced by electromagnetic forces (after Watanabe and Yukutake, 1975).

Dínamo auto-sustentável

O movimento de rotação da corrente elétrica arrasta consigo as linhas de campo, formando configurações toroidais. As linhas de campo toroidais são paralelas a superfície do núcleo. Isto significa que o campo toroidal não consegue escapar do núcleo e não podem ser medidas.

As interações com as correntes de convecção ascendentes e descendentes, criam um sistema de correntes elétricas que produzem o campo poloidal observado.

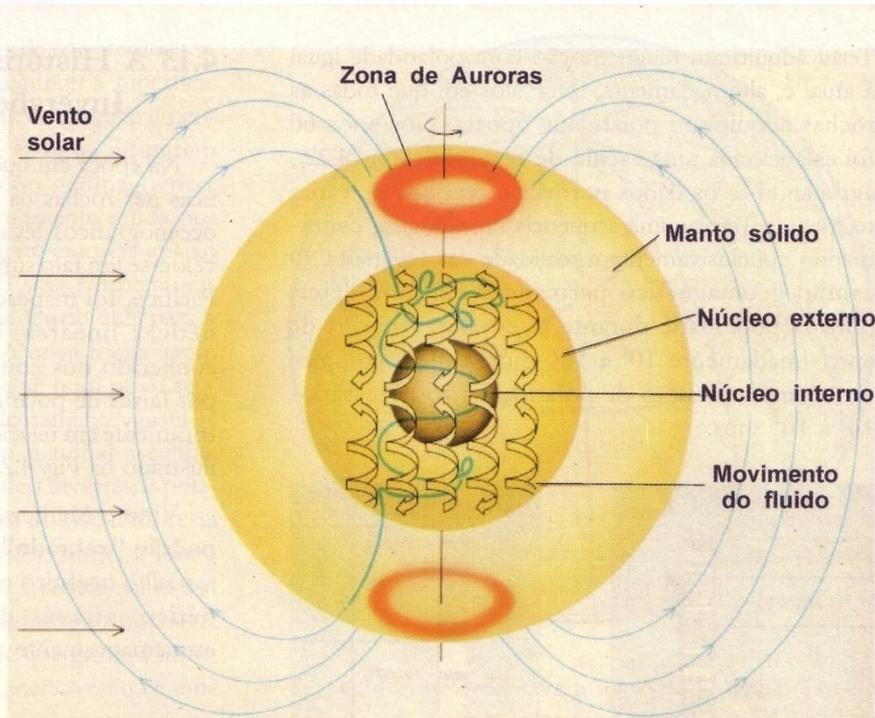


Fig. 4.21 Movimento do fluido condutor do núcleo externo e geração do campo magnético dipolar, indicado pelas linhas de força. Fonte: Jeanloz, 1983.

Variação secular

- . Além das variações de curta duração do campo geomagnético, ocorrem também mudanças que só são percebidas no decorrer de décadas ou séculos e, por isto, são chamadas de variações seculares.
- . São manifestações de mudanças do campo dipolar e não dipolar.

Campo dipolar

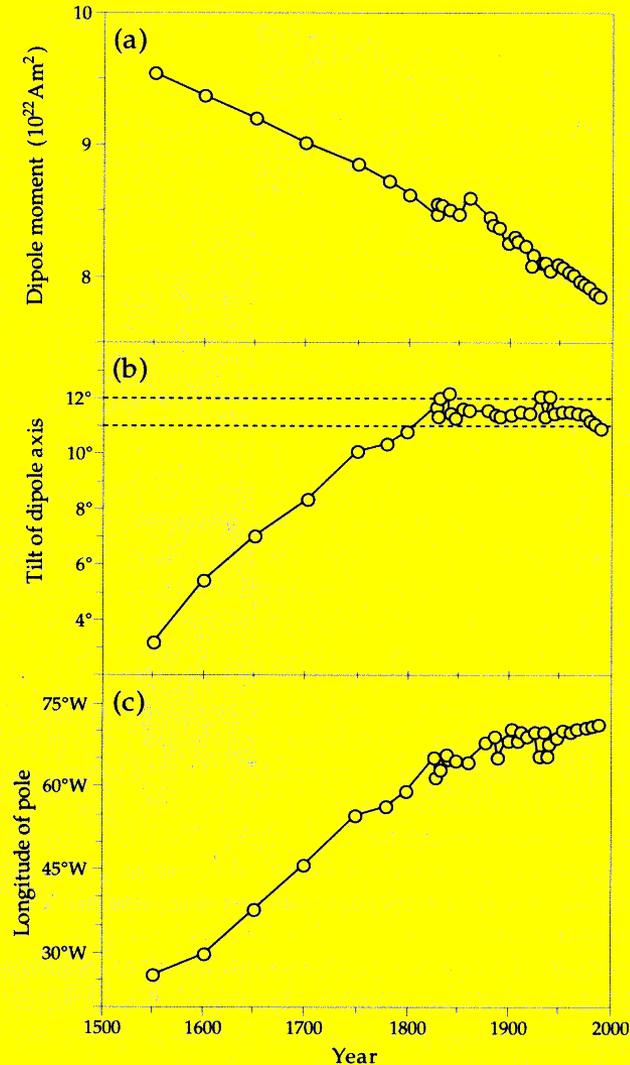


Fig. 5.36 Secular variations of the tilted geomagnetic centered dipole from 1550 A.D. to 1990 A.D. (a) Decrease of dipole moment; (b) slow changes of the tilt of the dipole axis relative to the rotation axis, and (c) longitude variation indicating westward drift of the geomagnetic poles (after Barton, 1989).

. O campo dipolar está decrescendo a uma razão de 3,2% por século (nos ultimo século é ainda maior – 5,8%). Nesta razão o campo chegaria a zero em 2000 anos.

. O decréscimo pode representar uma flutuação de longo tempo ou uma reversão de polaridade.

. A posição do dipolo também mostra uma variação secular. Os dados obtidos mostram que a inclinação do dipolo era de apenas 3° no século 16. Depois houve um aumento gradual até o século 19.

. Nos últimos 400 anos, a longitude do pólo tem derivado para oeste. Variação de 0,14°/ano (período de 2600 anos) até o século 19. Durante o século 19 a variação foi de 0,044°/ano (período de 8200 anos).

Campo não dipolar

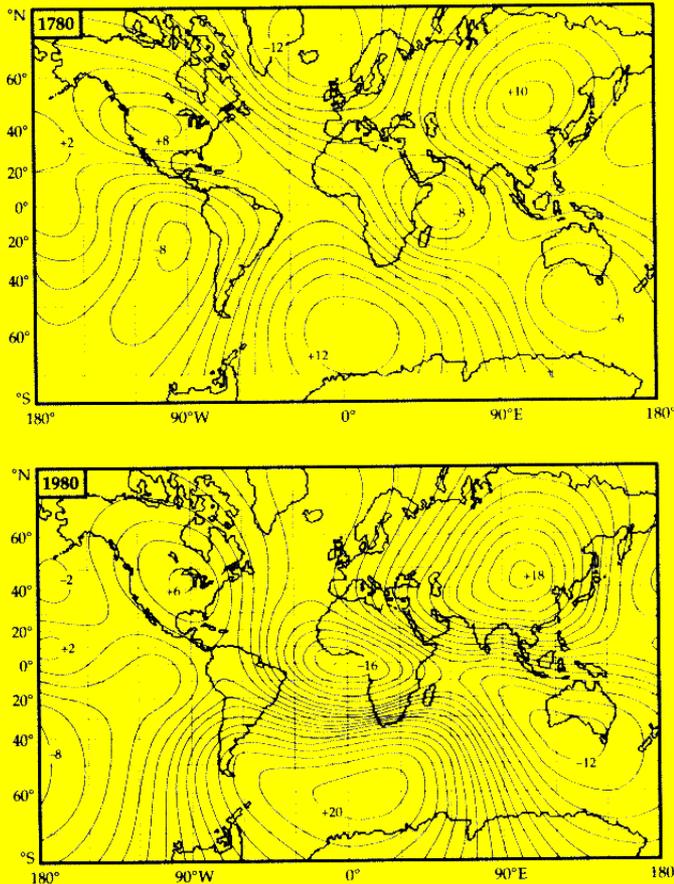
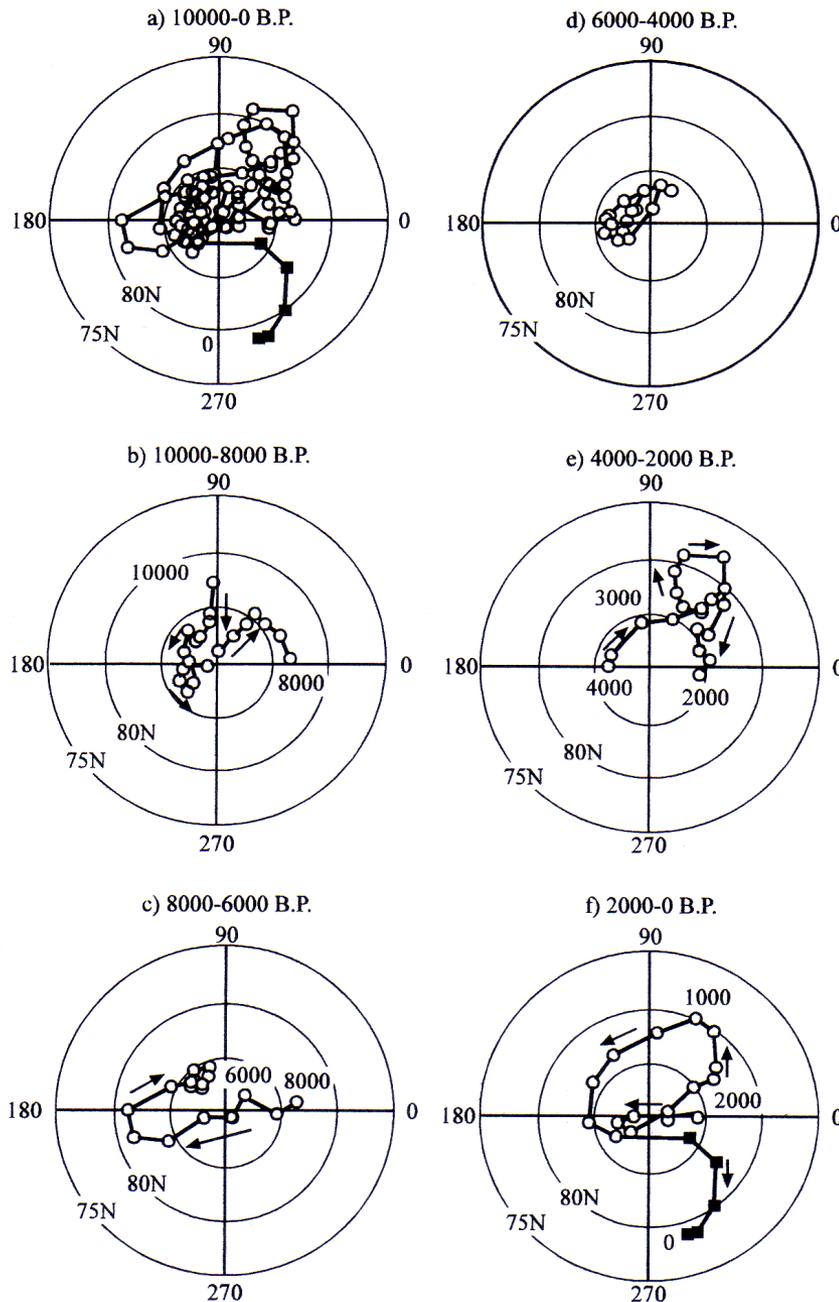


Fig. 5.35 The non-dipole magnetic field for the years 1780 A.D. (after Yukutake and Tachinaka, 1968) and 1980 A.D. (after Barton, 1989).

- . A figura ao lado mostra o campo não dipolar para duas épocas diferentes.
- . Algumas anomalias parecem estar estacionárias (Atlântico Sul e América do Norte), apesar de mudarem de intensidade.
- . Outras anomalias (sobre a África) mudam de posição com o tempo. Portanto, a variação secular do campo não dipolar parece consistir de uma parte estacionaria e de outra que se move.
- . O movimento mais marcante é para oeste, a uma razão de $0,18^\circ/\text{ano}$ (período de 2000 anos). Entretanto, alguns focos derivam em até $0,7^\circ/\text{ano}$, muito maior que a razão media.

Varição secular registrada nas rochas.



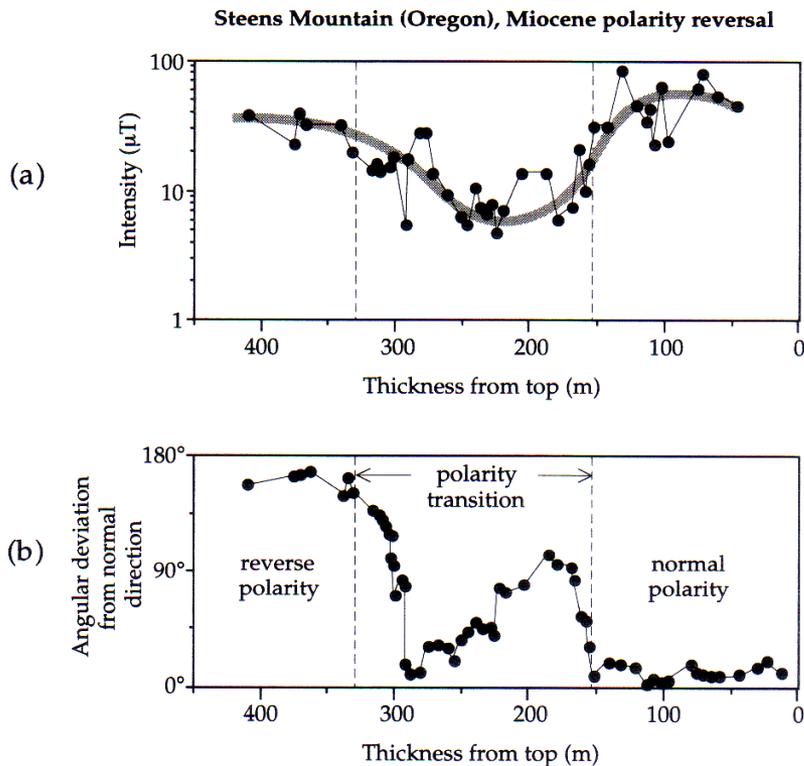
Os resultados anteriores mostram que os pólos magnéticos migram para oeste a uma razão de $\sim 0,2^\circ$ /ano ao redor do pólo geográfico.

. A figura ao lado mostra (a) o movimento do pólo magnético norte ao redor do pólo geográfico para os últimos 10.000 anos; (b) a (f) representação a cada 2000 anos (os pontos representam as médias a cada 100 anos). Pode-se notar que para a eliminação da variação secular são necessários, pelo menos 10.000 anos.

Reversões de polaridade

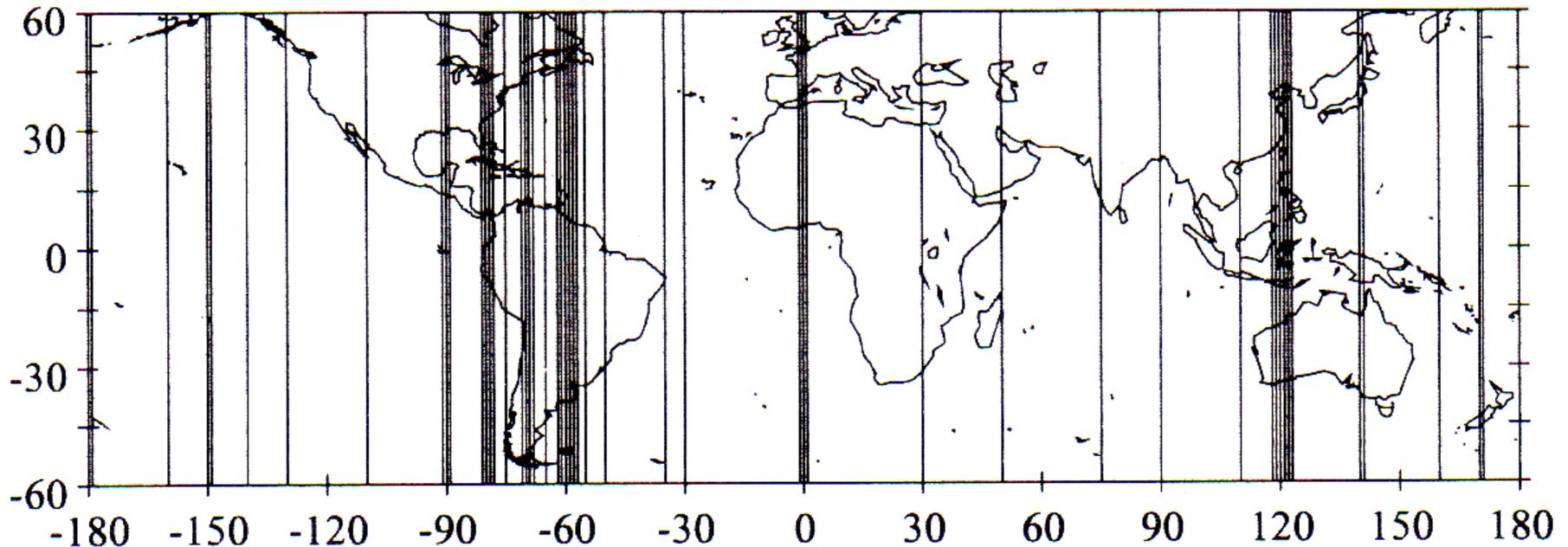
- A primeira demonstração de que o campo geomagnético reverteu de polaridade, foi feita pelos cientistas franceses P. David e B. Brunhes. Em 1904-6, eles verificaram que argilas aquecidas por derrames de lavas apresentavam a mesma direção que as lavas. Ainda mais, quando a direção das lavas era oposta ao campo atual, também era o caso das argilas .
- Por muitos anos, alguns cientistas tentaram mostrar que as reversões de polaridade tinham uma explicação mineralógica. De fato, alguns minerais ferromagnéticos, por causa de sua composição e estrutura, podiam adquirir uma magnetização oposta a direção do campo.
- Felizmente, este é um mineral raro. Os registros de reversão de polaridade podem ser atribuídos a um fenômeno do campo geomagnético.

Transição de polaridade



- A transição de polaridade ocorre em um período de tempo entre 3.500 a 5.000 anos, o qual é muito menor que o tempo de uma polaridade.
- Durante a transição ocorre um decréscimo da intensidade, aumentando a importância dos termos de quadrupólos e octupolos. Entretanto, os dados parecem indicar que, embora o intensidade decresça, o campo transicional é predominantemente dipolar durante a reversão.

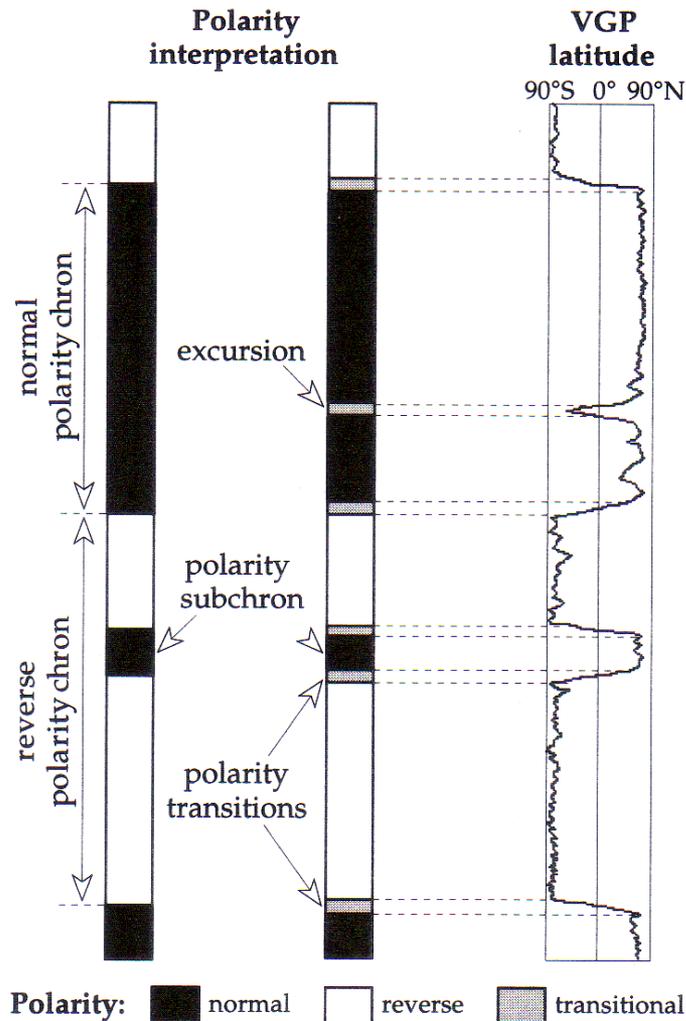
Transição de polaridade



Transitional VGP equator crossings

- Não se pode afirmar ainda se o campo transicional é predominantemente dipolar durante a reversão.
- A figura mostra que embora os dados pareçam definir dois cinturões longitudinais de uma região polar até a outra, um sobre as Américas e outro sobre o sudeste da Ásia, existem outros caminhos percorridos pelo pólo.

Crons, subcrons e excursões magnéticas



Épocas de polaridade – Crons de polaridade
(10^6 - 10^7 anos)

Eventos de polaridade – subcrons de polaridade
(10^5 a 10^6 anos)

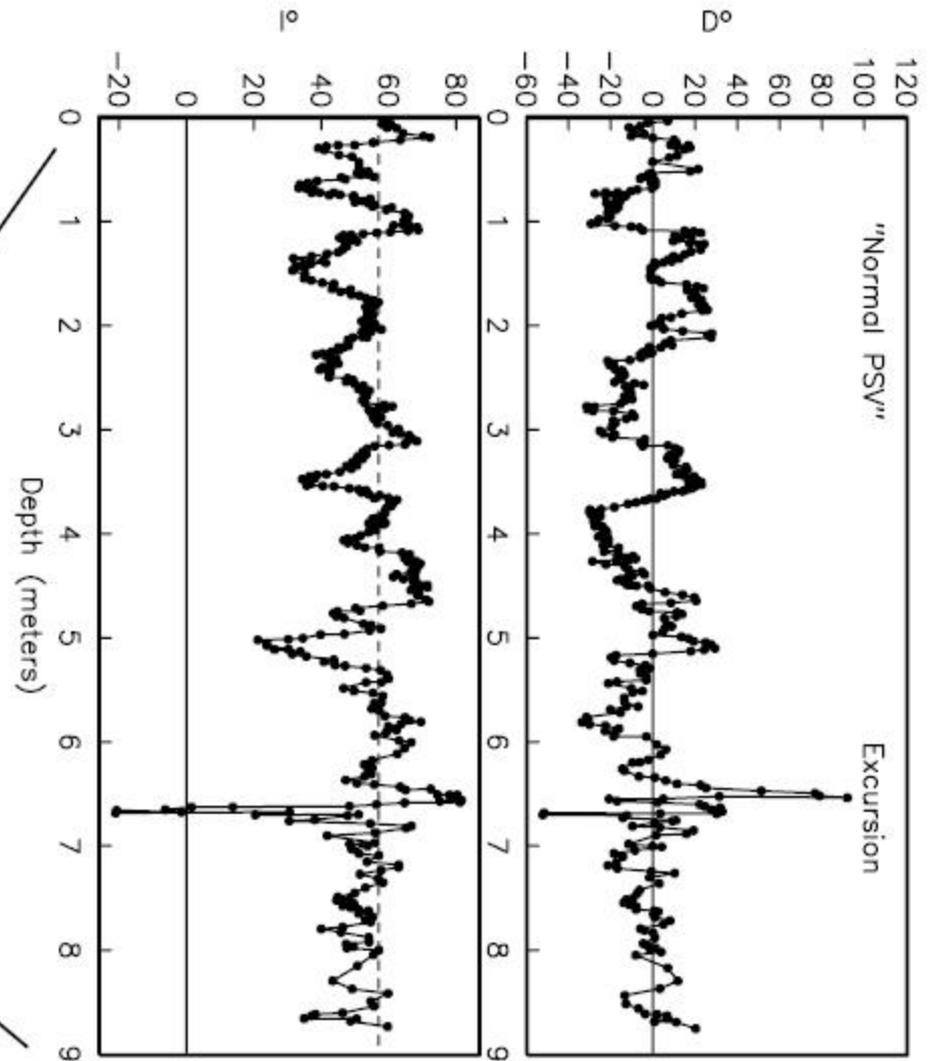
Excursões magnéticas - grandes desvios do pólo magnético de normal para reverso, entretanto, a polaridade não muda completamente; o pólo deriva até latitudes equatoriais, mas retorna à sua posição inicial em relação ao eixo de rotação. A deriva é de curta duração, menor do que 10 ka.

Variação Secular: Excursão geomagnética

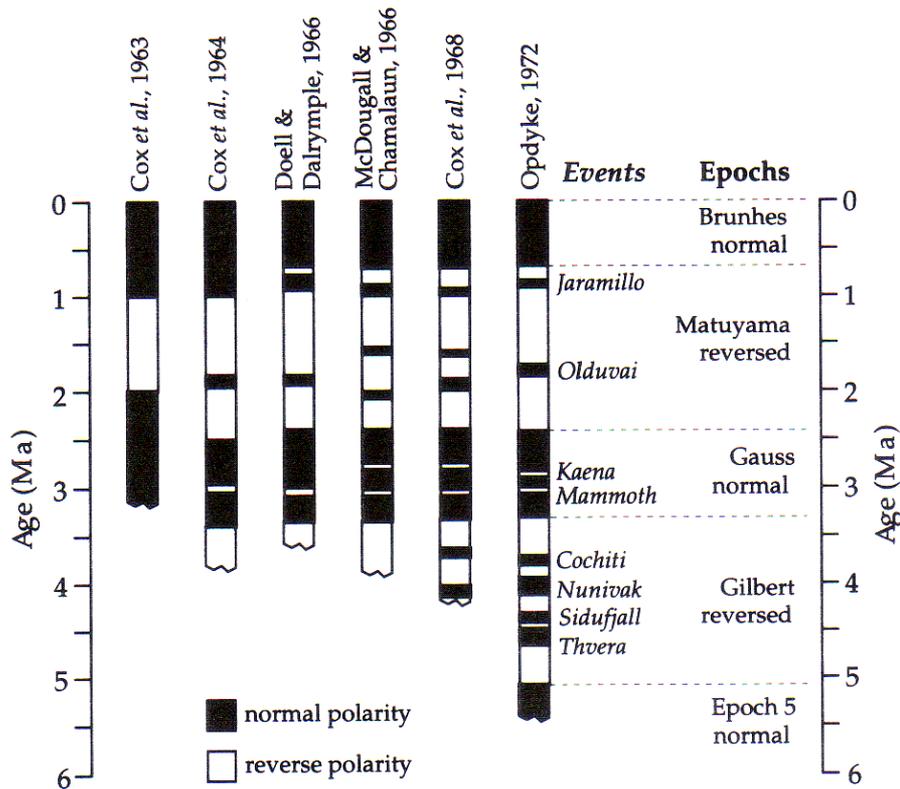
Wilson Creek Beds, Mono Lake



Laschamp excursion: 38-41 kyr



Magnetoestratigrafia



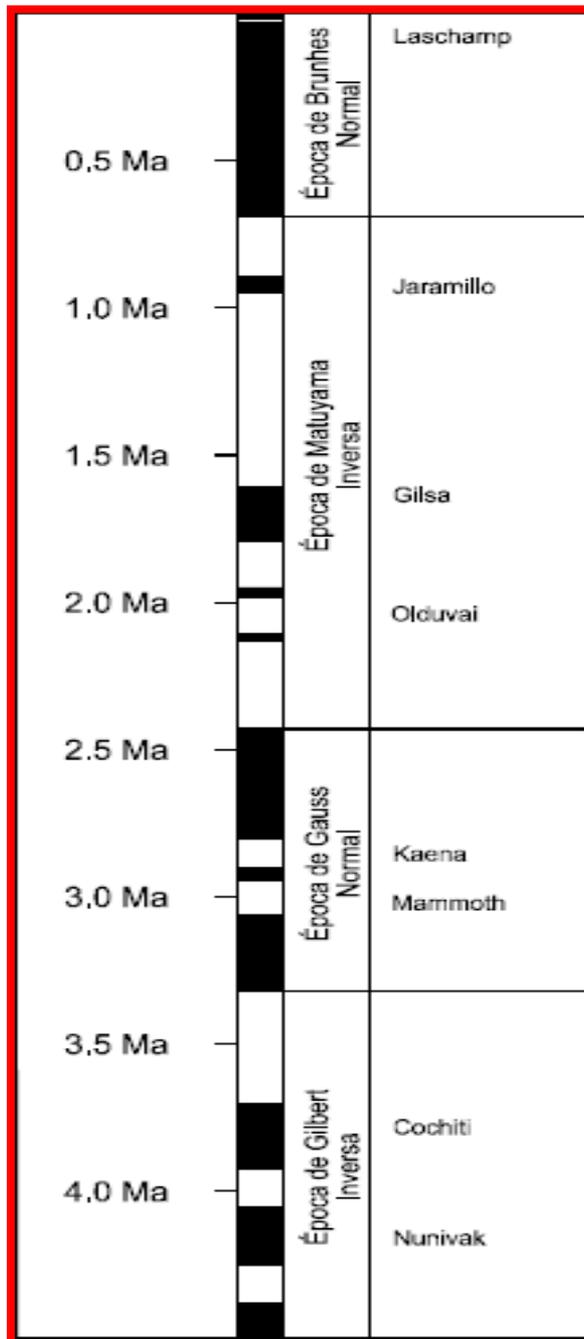
Épocas de polaridade – nomes de grandes cientistas;

Eventos de polaridade – locais geográficos, onde foram encontrados;
Jaramillo – Novo México.
Olduvai – África,...

Cox et al. (1963) – reversão a cada milhão de anos.

Trabalhos posteriores mostraram um cenário mais complexo, com longos períodos de uma polaridade, interrompidos por intervalos mais curtos de polaridade oposta.

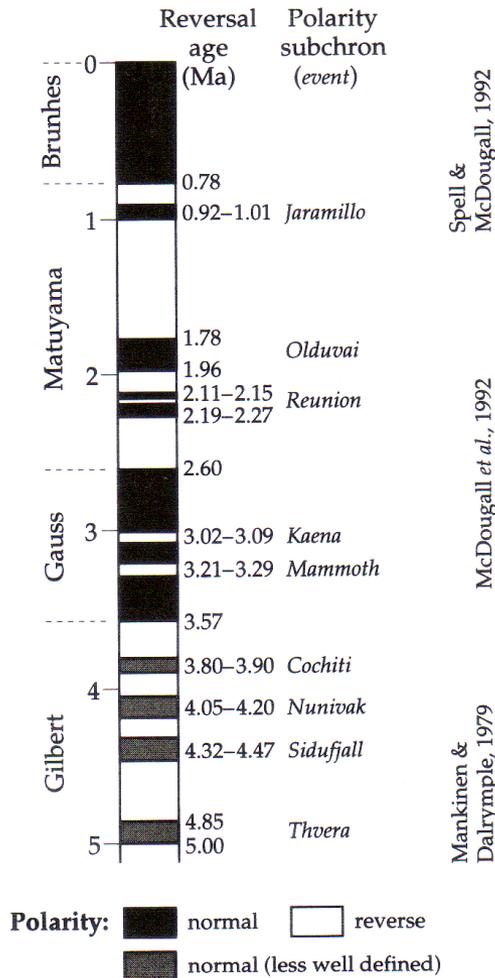
O modelo irregular de intervalos de polaridades registrado em seqüências de rochas pode ser usado, em circunstâncias favoráveis, para datar e correlacionar alguns tipos de rochas sedimentares. Este procedimento é chamado de **Estratigrafia de Polaridade Magnética ou Magneto-estratigrafia**.



Reversões

Figura: Escala de reversões de polaridade do Campo Magnético da Terra para os últimos 4 Ma (Butler, 1992).

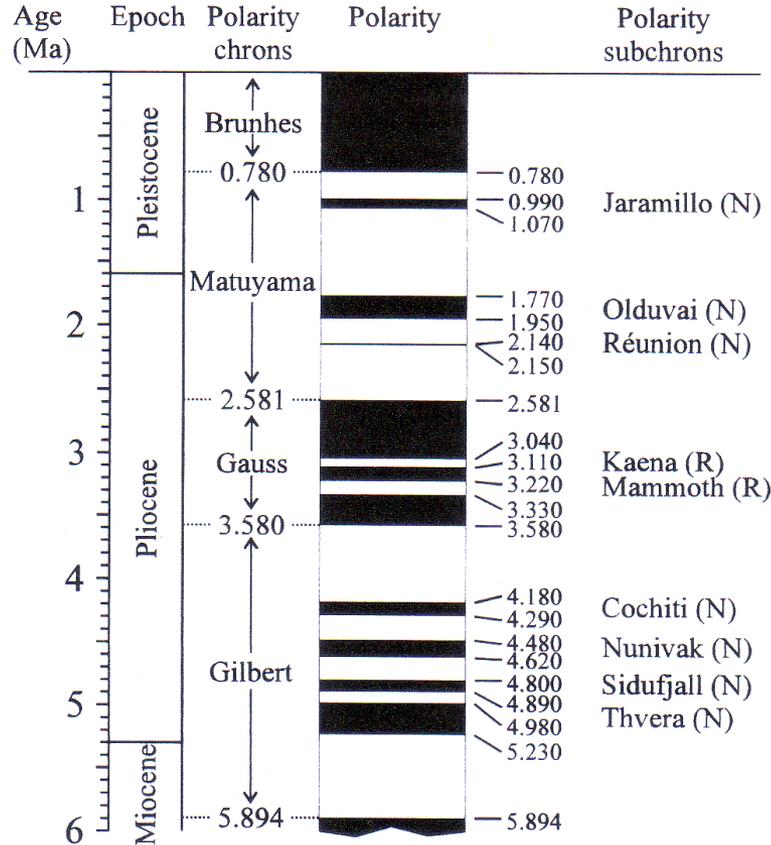
Escala de reversões de polaridade para os últimos 6 Ma.



Spell & McDougall, 1992

McDougall et al., 1992

Mankinen & Dalrymple, 1979

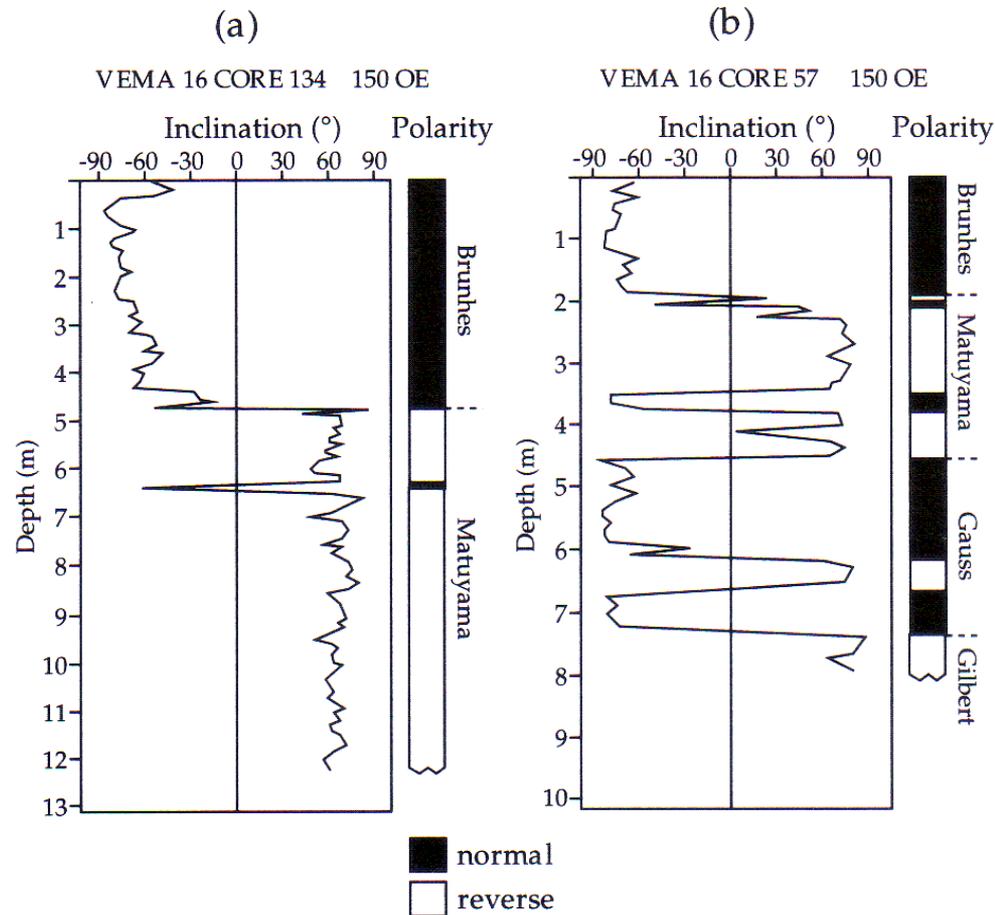


Cande & Kent (1995)

Dados obtidos em lavas dos continentes e em sedimentos de mar profundo.

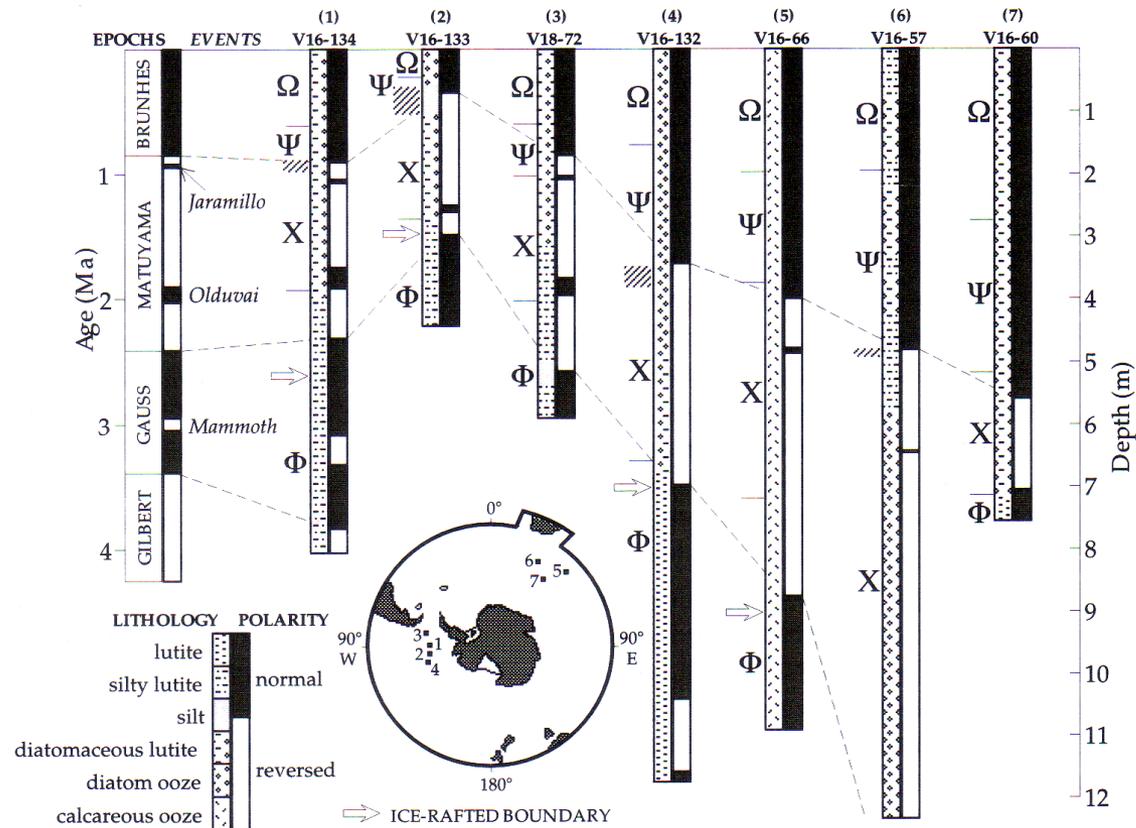
Lowrie, 1992

Magnetoestratigrafia



A Figura mostra a variação da inclinação magnética ao longo de dois perfis sedimentares associados a escala de reversões magnéticas.

Magnetoestratigrafia



A Figura mostra a correlação entre perfis magnoestratigráficos obtidos em sedimentos de mar profundo (Oceano Antártico) e a coluna de reversões. Note que a razão de sedimentação pode ser calculada para cada perfil sabendo-se as profundidades em que ocorreram as reversões.

Teoria da Tectônica de Placas

Anomalias magnéticas

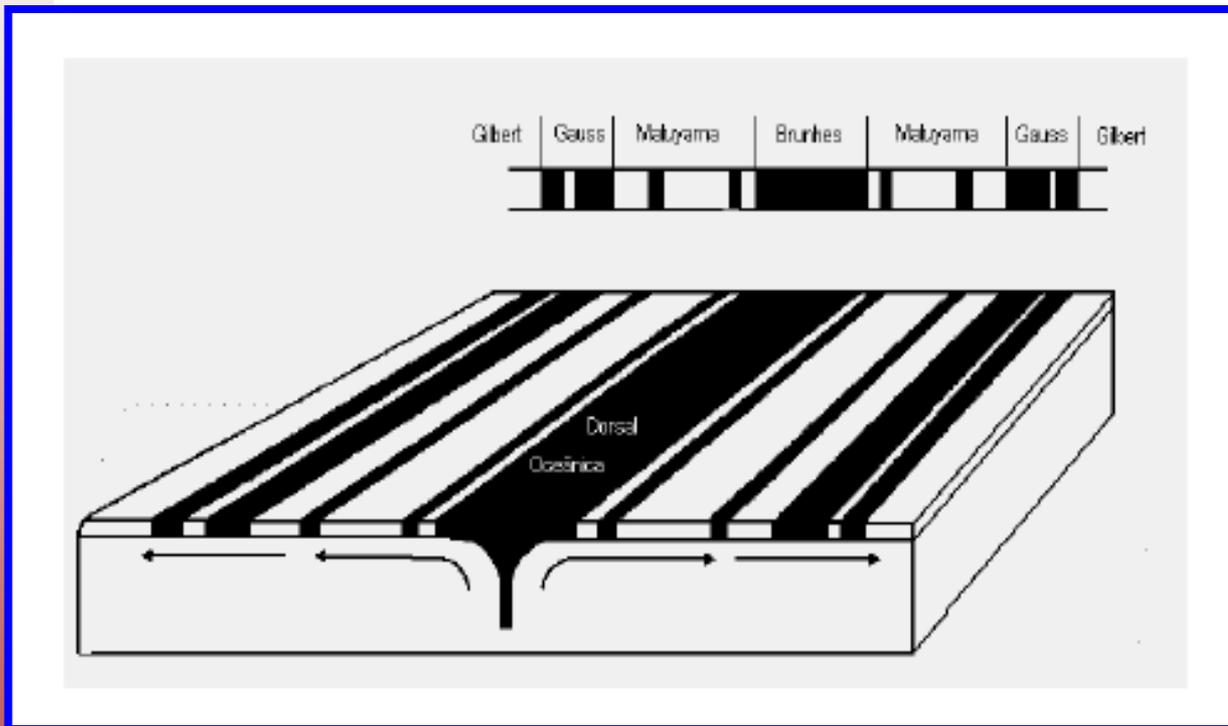


Figura 08: Anomalias magnéticas de fundo oceânico.

Padrão Zebrado das anomalias magnéticas

Anomalias magnéticas

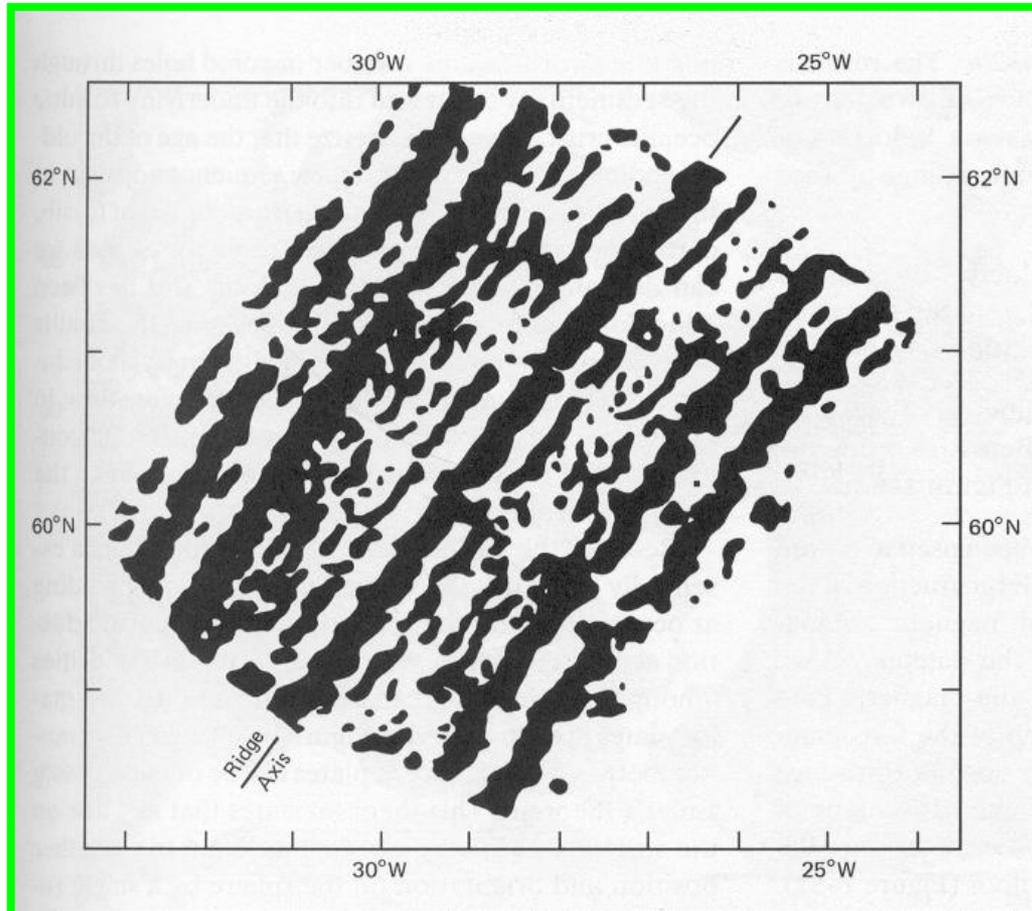


Figura 09: Padrão zebrado das anomalias magnéticas paralelas a dorsal Meso-Atlântico. (Turcotte, 2002)

Escala de tempo de polaridades

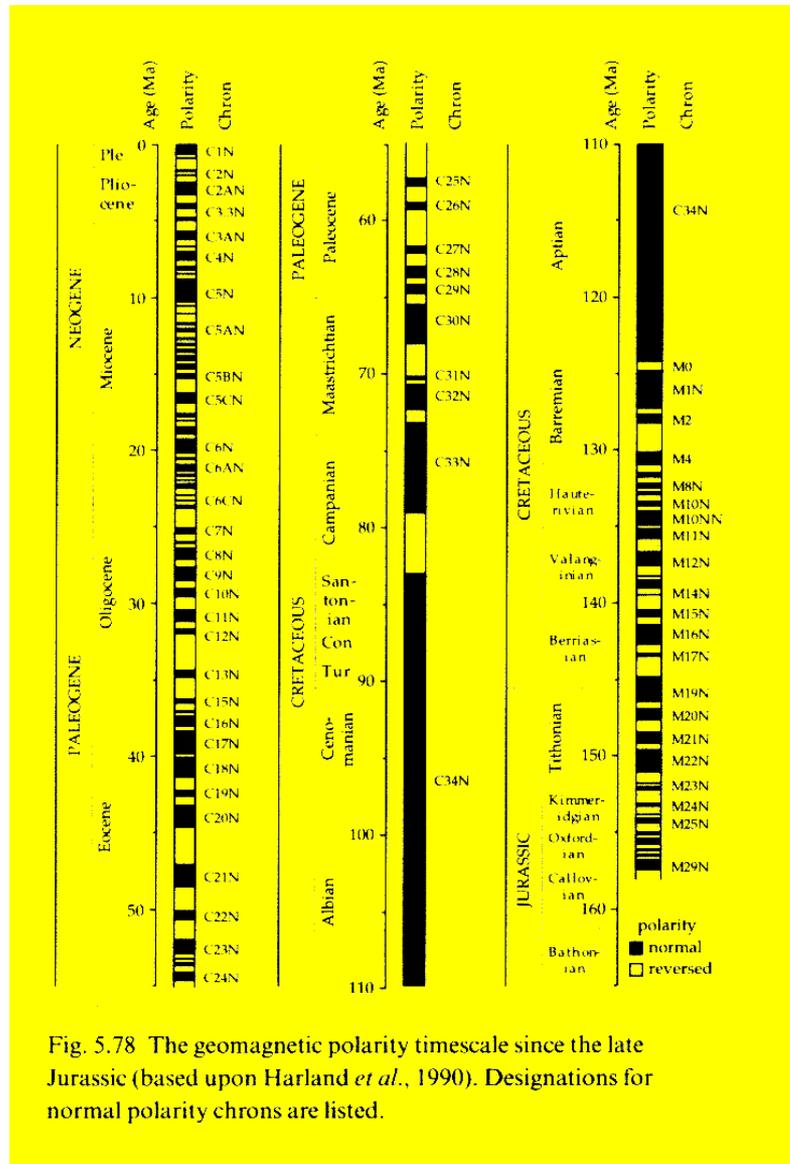
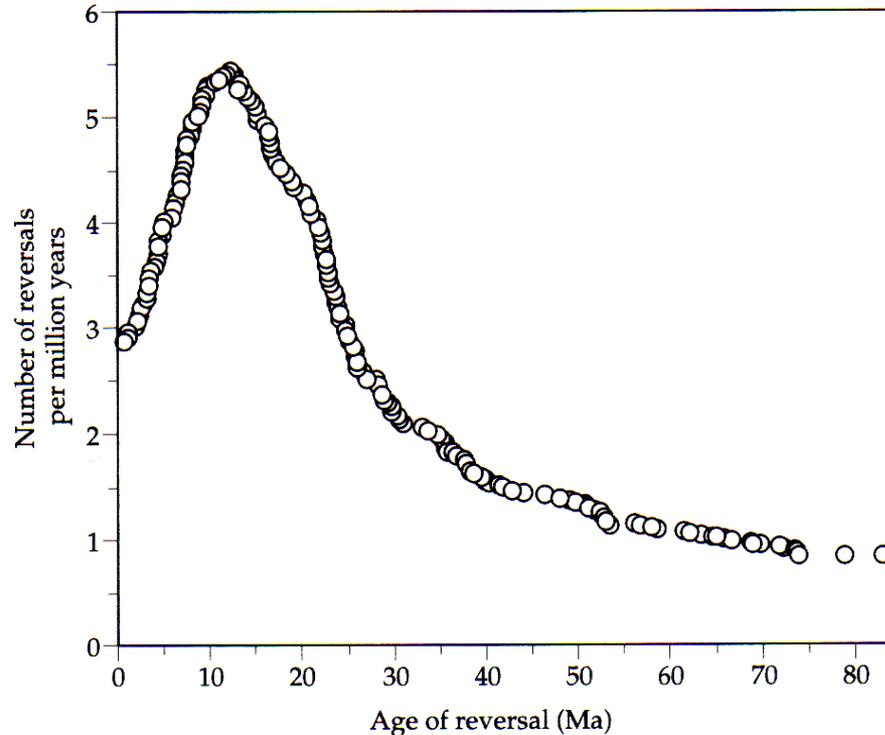
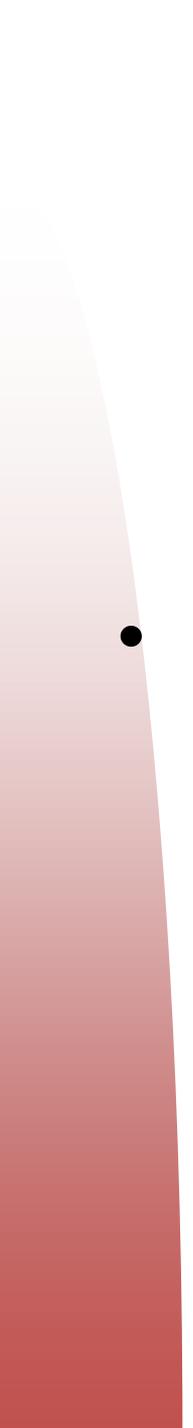


Fig. 5.78 The geomagnetic polarity timescale since the late Jurassic (based upon Harland *et al.*, 1990). Designations for normal polarity chrons are listed.

Número de reversões por Ma.



A Figura mostra que desde 80 Ma houve aumento nas reversões até 5 a 6 reversões por volta de 10-15 Ma atrás e depois passou a haver novamente um decrescimo.



FIM