

JORGE BONITO

MAGNETOESTRATIGRAFIA

- TEXTO PEDAGÓGICO -



UNIVERSIDADE DE ÉVORA

2023

"Há quatro coisas que não voltam atrás: a pedra depois de solta pela mão, a palavra depois de proferida, a ocasião depois de perdida e o tempo depois de passado"

Apud H. Riminaldo, op. cit., Moraes Leal, 1993, A Bíblia da Vida, Venda Nova, Bertrand Editora, p. 390.

ÍNDICE

I. O CAMPO MAGNÉTICO DO PLANETA TERRA	3
II. A ORIGEM DO CAMPO MAGNÉTICO TERRESTRE	16
III. PALEOMAGNETISMO: AS ROCHAS COMO BÚSSOLAS FÓSSEIS	29
IV. RESULTADOS PALEOMAGNÉTICOS: CONTINENTES E A DERIVA ...	33
V. BANDAS MAGNÉTICAS: EXPANSÃO DO FUNDO OCEÂNICO	43
VI. MAGNETISMO INVERTIDO: A ESCALA DE TEMPO PALEOMAGNÉTICO	53
VII. EM DIRECÇÃO AO PERIODICIDISMO MAGNÉTICO	57
VIII. A AGULHA MAGNÉTICA	60
BIBLIOGRAFIA	62

I. O CAMPO MAGNÉTICO DO PLANETA TERRA

Ainda que Tales de Mileto (séc. VII-VI a.C.) conhecesse já a pedra íman (magnetite) e as suas propriedades aparentemente mágicas e os navegadores chineses usaram a bússola como instrumento para encontrar a direcção há mais de 2000 anos, até ao ano 1600 não se havia publicado nada sobre o magnetismo.

William Gilbert de Colchester, físico da rainha Isabel I, escreve *De Magnete*, indicando pela primeira vez que "*o globo terrestre comporta-se como um íman gigantesco*".

Gilbert colocou esferas de magnetite em contacto com limalha de ferro. As limalhas autoalinham-se na mesma direcção que as agulhas magnetizadas suspensas livremente situadas em posições correspondentes sobre a superfície terrestre. Chegou à conclusão que o magnetismo terrestre, por ser como o de uma esfera uniformemente magnetizada, devia ser de origem interna.

Em 1839, Gauss (1777-1855) provou rigorosamente que, sem dúvida, a maior parte do campo magnético origina-se debaixo da superfície terrestre, mas há uma pequena parte e variável, que se origina fora. A esta parte, chamou perturbações transitórias, que incluem tormentas magnéticas, frequentemente acompanhadas de formação generalizada de auroras (Cap. VII).

A parte principal do campo magnético, como o preconizado pela esfera magnetizada de Gilbert, é igual a um potente íman em forma de barra («dípolo») situado perto do centro da terra, no eixo que

une os pólos geomagnéticos norte e sul (Fig. 1).

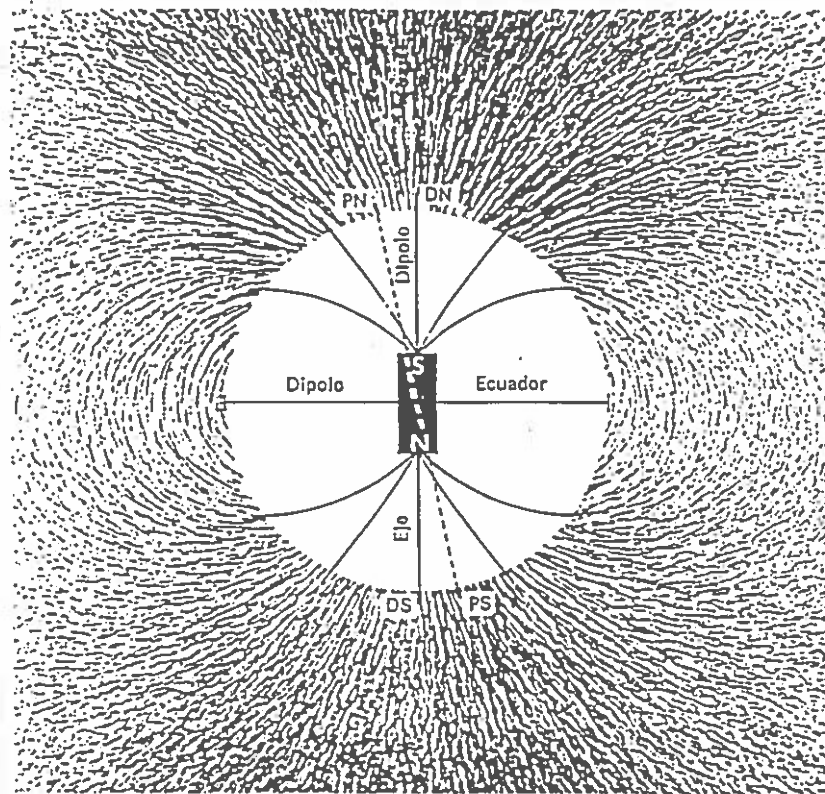
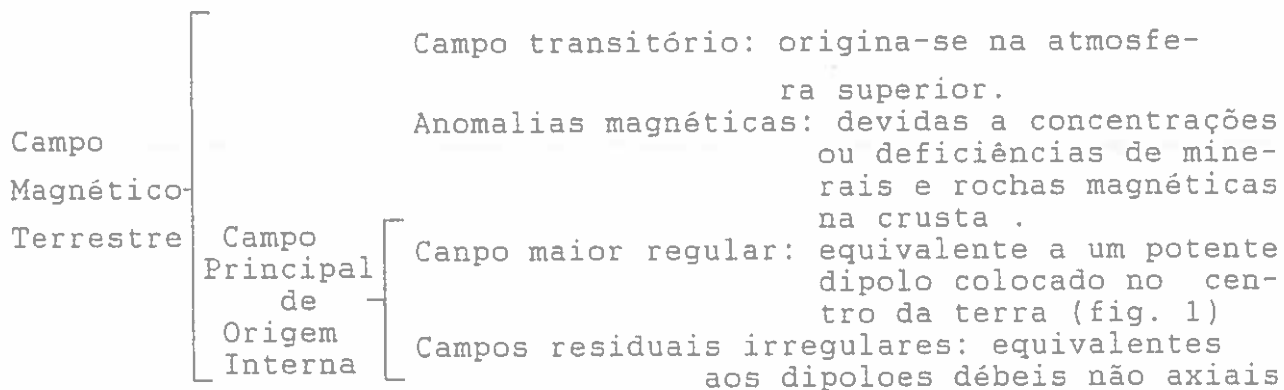


Fig. 1 - Dipolo magnético situado perto do centro da terra

Gauss determinou o campo dipolar que melhor encaixava com o campo principal real terrestre e encontrou certos desvios irregulares, inclusivé quando se descontavam as anomalias locais devidas aos efeitos magnéticos de minerais de ferro na crusta. Estas partes irregulares mais pequenas que o campo principal, podem representar-se por débeis ímanes dipolares situados a centenas de quilómetros do centro da Terra. O campo total divide-se em:



O campo principal está mudando continuamente a taxas facilmente mensuráveis. As variações magnéticas seculares, registam-se em diversos observatórios. Neles mede-se continuamente os elementos necessários para determinar o campo magnético e as suas partes, tal como se mede os registos do tempo.

São essencialmente três elementos magnéticos (Fig. 2):

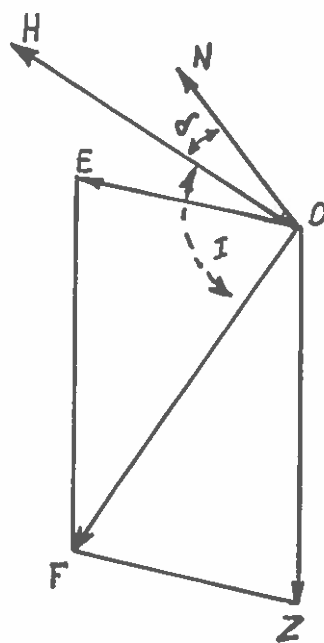


Fig. 2 - Componentes do campo magnético terrestre

Intensidade: Força magnética total F ; as suas componentes horizontal e vertical representam-se por H e Z .

Inclinação, imersão ou mergulho magnético (magnetic dip): Ângulo I , medido entre a horizontal e a direcção da agulha magnetizada suspensa livremente, i.e., o ângulo entre OH e OF . Nos pólos geomagnéticos, N-S, a inclinação é vertical.

Declinação magnética: Ângulo δ entre a direcção H e o norte geográfico (também chamada de variação, segundo os marinheiros)

Assim, um magnete sobre um eixo de rotação rodará até que uma das suas extremidades aponte para o Norte, e se o eixo permitir, inclina-se:

- mergulha para Norte no caso de se situar no Hemisfério Norte;
- levanta na direcção N, se acaso estiver no Hemisfério sul.

NEZ , $H\delta I$, $FZ\delta$, são suficientes para especificar o campo.

NEH , FZI , não são suficientes para especificar o campo. Não são quantidades independentes.

Independentemente do sistema de representação escolhido, os três números especificam completamente a força que actua num certo momento e num certo local. Uma linha de força será uma curva cujo traçado representa a direcção do campo magnético em cada um dos pontos do traçado da curva.

As intensidades do campo magnético e dos seus componentes são medidas em unidades denominadas weber metro⁻². No caso do campo

terrestre os valores variam entre 7×10^{-5} e $2,5 \times 10^{-5} \text{wb m}^{-2}$ (1).

Este estudo do geomagnetismo assume certa complicação na medida em que as três componentes do campo magnético variam de local para local e também com o tempo (num certo local).

Parte desta variação do campo, em função do lugar, é devida à magnetização das rochas que existem na vizinhança da superfície da Terra.

Por exemplo, um magma que alcança a superfície e aí flui como magma de um vulcão, essa lava ao arrefecer ficará magnetizada na direcção do campo terrestre. As rochas assim magnetizadas provocarão uma variação do campo magnético, induzida pelas rochas magnetizadas. Isto tem grande importância na prospecção de minérios e na interpretação das cartas e perfis magnéticos de pormenor. Daí a importância do estudo das rochas magnetizadas.

O campo variou, houve inversões de polaridade, intervaladas em algumas centenas de milhares de anos, outras num espaço de um ou dois milhares de anos.

Podemos considerar que fora da Terra, o seu campo magnético é semelhante ao campo magnético que envolve uma esfera uniformemente magnetizada ou, o que é equivalente, ao campo magnético que rodeia uma esfera que tenha um dipolo no centro. Trata-se de um campo dipolar (Fig. 3).

¹Weber - unidade de fluxo magnético no sistema Giorgi

Maxwells - unidade de fluxo magnético no sistema c.g.s.

$1 \text{ wb} = 10^{-8} \text{ maxwell}$

$1 \text{ Wb} =$ fluxo magnético que atravessa um circuito de uma só espira, produz nesse circuito uma força electromotriz de 1 volt, decrescendo uniformemente, se leva a zero em 1 segundo. (Volt x segundo)

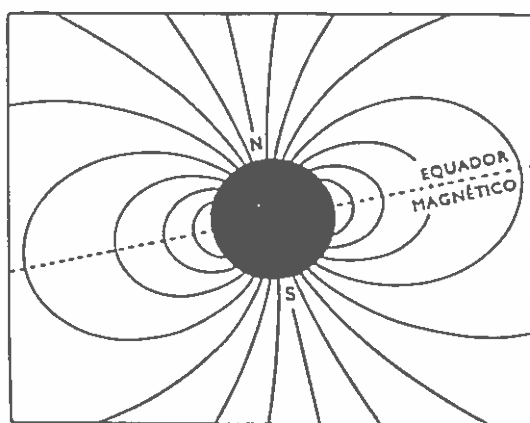


Fig. 3 - Linhas de força de um campo dipolar, no exterior duma esfera. Os pólos estão no plano da figura. A configuração do campo no interior da esfera depende do modo de produção do campo.

Um campo dipolar terá dois pólos magnéticos no caso de a agulha magnética estar na posição vertical, e terá um equador no caso de a agulha estar horizontal.

O campo dipolar que melhor representa o campo geomagnético real tem os seus pólos desviados de $11,5^\circ$ dos pólos geográficos, estando o pólo Norte na zona NW da Groenlândia. Este facto foi sugerido por William Gilbert de Colchester.

Mesmo seleccionando o melhor possível um campo dipolar, a sua justaposição em relação ao campo magnético é só aproximada. A figura 4 representa as isolinhas de intensidade horizontal do campo magnético.

Se este campo fosse dipolar, as isolinhas também seriam linhas de latitude relativamente aos pólos magnéticos do dipolo.

Em alguns locais, a diferença entre o campo que de facto existe e aquele que representa o campo dipolar mais aproximado chega a atingir 20% do campo total. Subtraindo a cada componente do campo real, o campo dipolar que mais se lhe aproxima, obtém-se

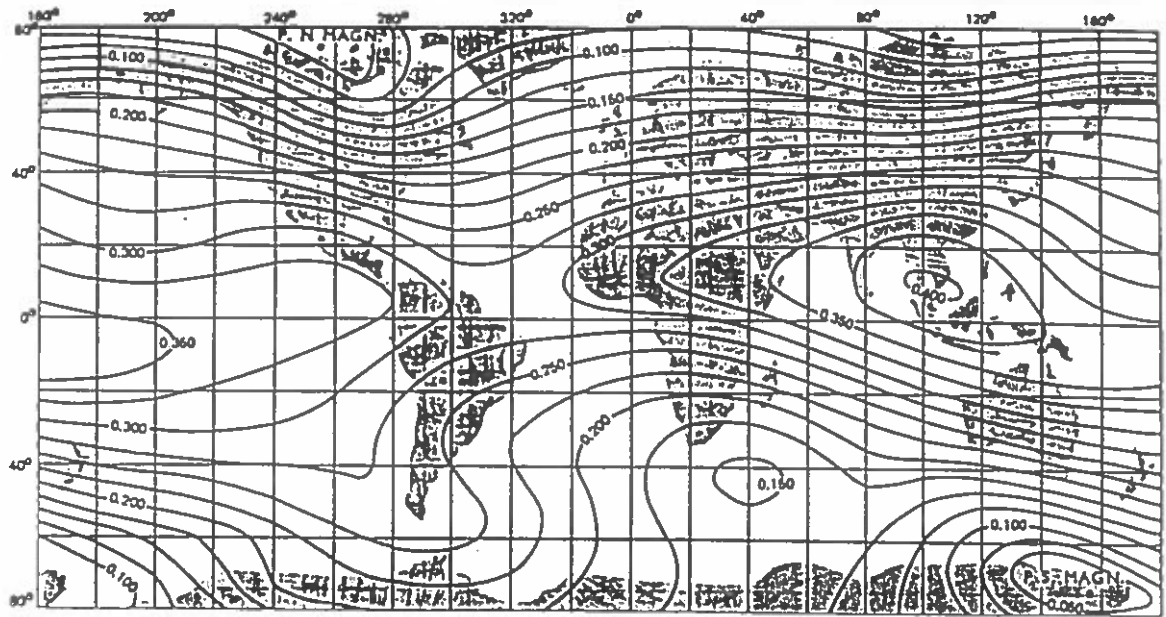


Fig. 4 - Linhas de igual intensidade horizontal. Se o campo geomagnético fosse exactamente dipolar, as isolinhas seriam linhas de igual latitude em relação aos pólos magnéticos do dipolo, isto é, seriam, neste mapa, quase linhas rectas, excepto na proximidade dos pólos.

o campo geomagnético não-dipolar (Fig. 5).

Mesmo que se eliminem as variações do campo magnético registadas entre locais pouco distanciados, a representação é ainda muito complexa. Algumas áreas, estendem-se por alguns milhares de Km, nas quais o campo geomagnético apresenta diferenças sistemáticas, em relação ao campo dipolar, sendo de assinalar, que esses domínios não mostram qualquer correlação óbvia com acidentes geográficos ou geológicos. Alguns dos domínios representados na figura 5, e correspondentes a isolinhas fechadas, aparecem centrados nos continentes e outros nos oceanos; nenhum deles se correlaciona dum modo sistemático com as linhas de costa ou com as grandes cadeias de montanhas. A única excepção a esta inexistência de correlação com a geografia é a tendência para o campo não-dipolar ser

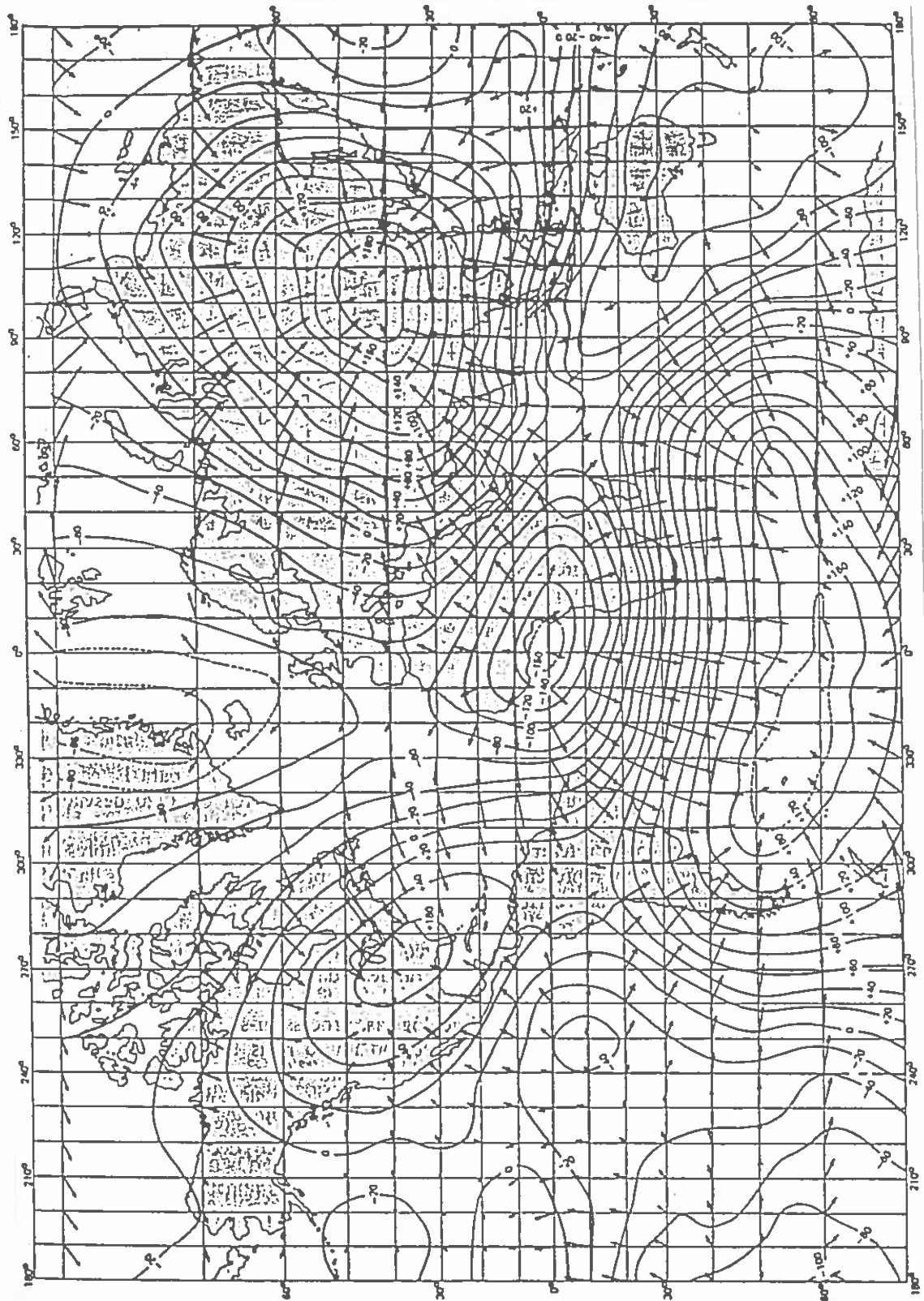


Fig. 5 - O campo não-dipolar. As isolinhas, que representam a componente₂ vertical do campo, estão espaçadas de 2×10^{-8} Wb m², as setas assinalam o sentido da componente horizontal.

menor sobre o Pacífico do que sobre o resto da Terra. Pode assim dizer-se que, qualquer que seja a explicação tentada para esta configuração simplificada do campo magnético não-dipolar, em grande escala, ela não se apoia nas características geológicas da superfície. Não devemos procurar a origem do campo nos domínios dos geólogos, que são os muito próximos da superfície terrestre.

Também a variação de campo com o tempo sugere a conclusão atrás exposta. A representação da figura 4 é válida para um certo período de tempo; há cerca de 300 anos ela era muito diferente e, a continuarem as modificações que hoje se reconhecem, daqui a 300 anos será novamente muito diferente. O campo dipolar em si mesmo, varia mais lentamente e pouco variou durante os últimos 300 anos. Contudo, sabe-se, com base no estudo da magnetização das rochas, que esse dipolo se deslocou no passado mais remoto e que a sua posição média, no decurso dos últimos milhares de anos, andou sempre muito próximo da posição do pólo geográfico.

As variações do campo magnético, num certo local, são rápidas e acentuadas. A velocidade de mudança está bem ilustrada pela declinação (Fig. 6).

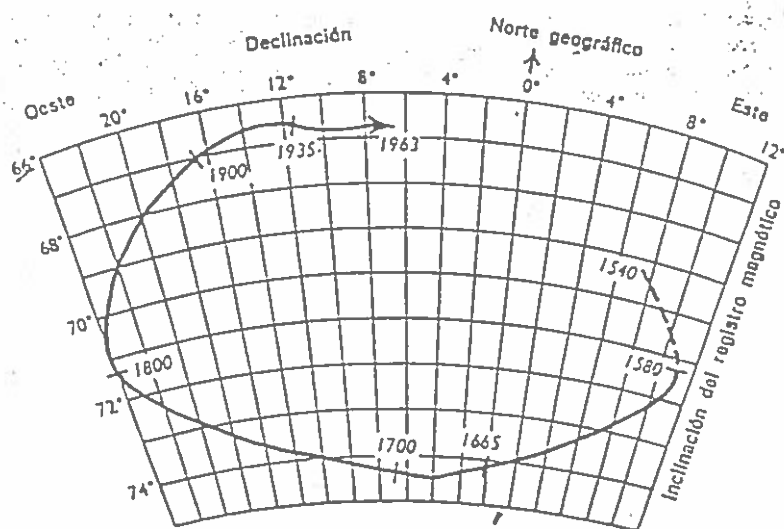


Fig. 6 - Declinação magnética na cidade de Londres desde 1540 até 1963.

As primeiras determinações da declinação da bússola, feitas em Londres datam de 1546. Nesta altura marcava 8° E. Em 1580, marcava a agulha 11° para E, alcançando em 1660 e 1665 o Norte geográfico. Em 1820-1823, a agulha desviava-se 24° para W. Desde então, a declinação tem decrescido até 7° para W, valor actual.

Na figura 7, podemos ver a variação da declinação magnética

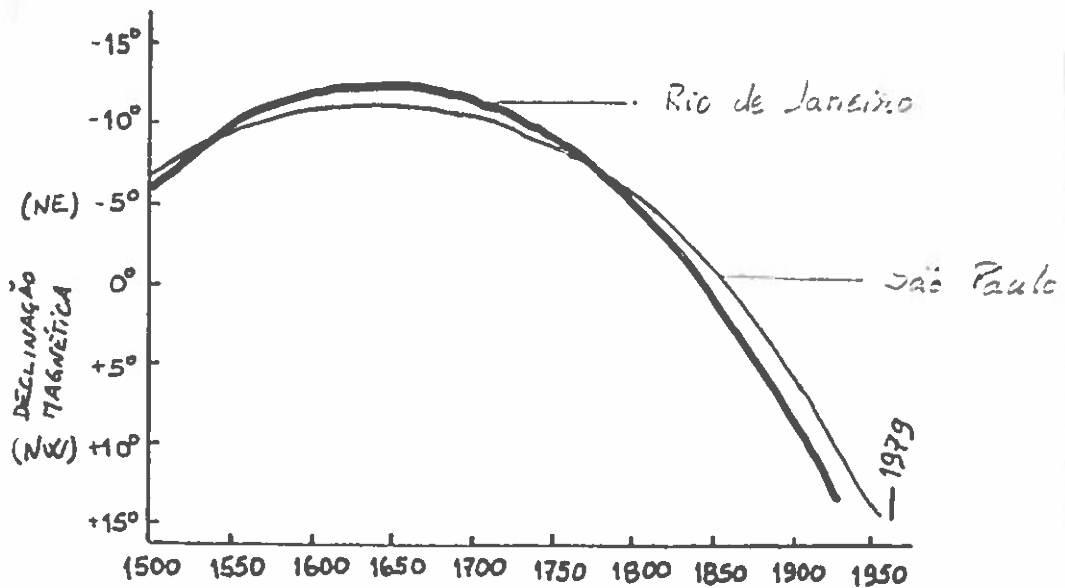


Fig. 7 - Variação da declinação magnética no Rio de Janeiro e São Paulo, de 1550 a 1979.

no Rio de Janeiro e São Paulo, de 1550 a 1979. As cidades distam entre si 360 Km na direcção ENE-WSW. A figura 8 é uma representação global da ordem da variação da componente horizontal no ano de 1942. A grandeza das variações, para além de não estarem correlacionadas com as características geológicas, processam-se dentro de uma escala de tempo muito mais breve do que a escala geológica. Em Londres, a agulha magnética rodou 35° durante 240 anos. A variação de intensidade, \vec{F} , é a mais rápida e mais irregular. Durante os últimos 100 anos, a força do campo total no distrito de Londres

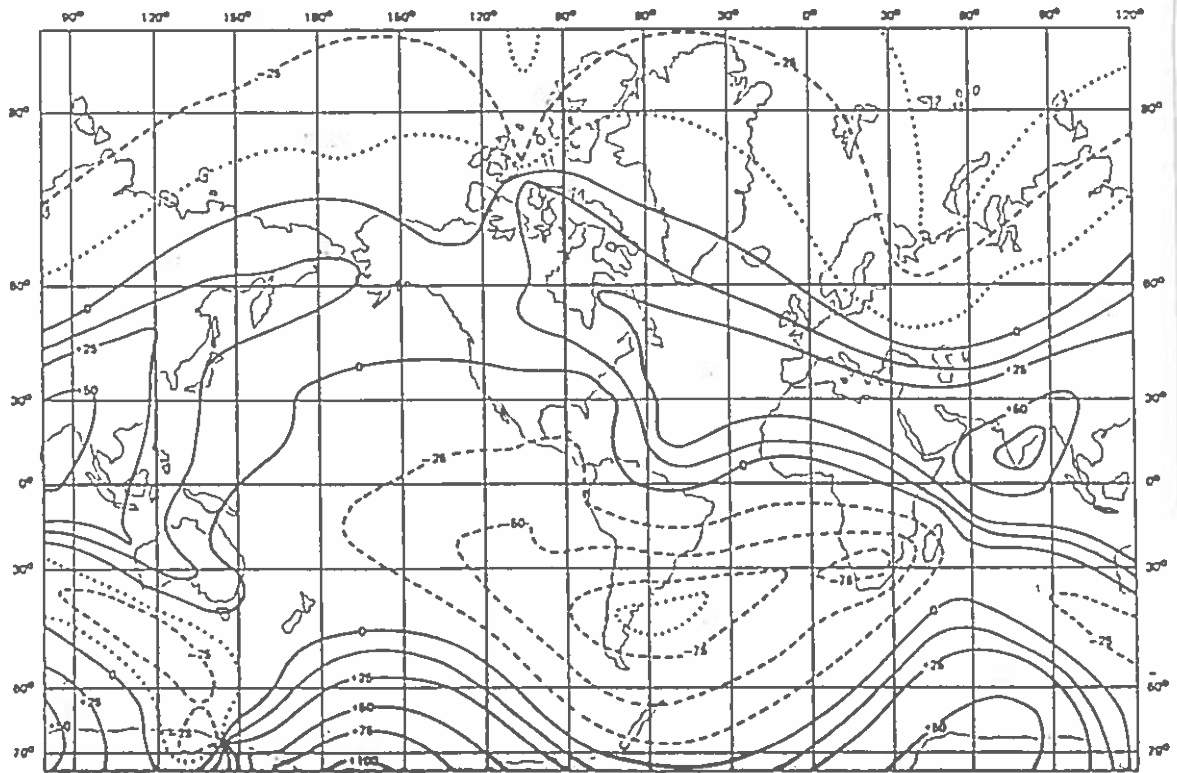


Fig. 8 - Taxa de variação da intensidade horizontal do campo magnético terrestre, em 1942. Os valores estão indicados em $10^{-9} \text{ Wb m}^{-2} \text{ ano}^{-1}$.

diminuiu 5%, mas recentemente voltou a aumentar. Na cidade do Cabo a intensidade da componente horizontal do campo magnético decresceu de 30% em 100 anos.

Estas alterações destacadas são fenomenalmente rápidas comparadas com os lentos processos que se produzem no manto. Daí pensar-se que o campo principal se origina no núcleo externo, onde existe a possibilidade de movimentos fluídos, como os que devem produzir-se por convecção térmica, e onde o material é metálico e capaz de transmitir correntes eléctricas.

Ao passar do manto inferior ($d = 5,5 \text{ g cm}^{-3}$) ao núcleo ($d = 10$ ou mais g cm^{-3}), não parece que se possa explicar admitindo unicamente modificações no estado de agregação da matéria, como

consequência da pressão, pois outros planetas como Mercúrio ($d = 5,5 \text{ g cm}^{-3}$) devem ter núcleos de alta densidade, e nele, pelo seu pequeno raio (pouco mais do que $1/3$ do raio terrestre) não podem existir pressões comparáveis às que existem na interfase manto--núcleo terrestre. Esta mudança de densidades significa que aos 2900 Km existe também uma mudança brusca da composição dos materiais. Admite-se que o núcleo terrestre é fundamentalmente metálico. Tendo em conta que o ferro é um dos elementos pesados de maior abundância no sistema solar e no Universo, e também por analogias com a composição dos meteoritos metálicos (sideritos), a única hipótese que na actualidade se mantém, é que o núcleo está formado fundamentalmente por ferro, com proporções apreciáveis de níquel; na parte exterior este núcleo metálico estaria fundido e a parte interior cristalizada. Os últimos dados que se possuem sobre a densidade do núcleo (algo inferior à que até há poucos anos se admitia) indicam que além do ferro e do níquel, deve haver outros elementos químicos de menor densidade (provavelmente silício metálico); também é possível pensar em enxofre e carbono em forma de sulfuretos ou carbonetos metálicos.

A natureza metálica do núcleo, além de explicar as altas densidades desta geosfera, está de acordo com a ideia de que o campo magnético terrestre, na sua maior parte é de origem interna, devido aos movimentos do núcleo interno, com sua envoltura líquida, com o qual actuaria como um gigantesco dínamo.

Outro argumento: uma vez que a parte irregular do campo principal está constantemente mudando, não se verificando relação de nenhum tipo com a distribuição de terras e mares e com as estruturas geológicas ou as rochas, daí ser o núcleo o local provável de

origem. Além disso, emigra lentamente até oeste, uns $0,18^\circ$ por ano, o que implica no conjunto, o campo magnético girar mais lentamente que a Terra.

Se a fonte é o núcleo, este gira mais lentamente que o manto. A deslocação resultante ao longo das descontinuidades favorece a formação de turbulências. Estas junto com remoinhos formados noutras partes do núcleo externo, poderiam ser responsáveis da parte irregular do campo.

Gauss havia já estabelecido que os pólos ou correntes que produzem um campo magnético estão no interior ou fora da esfera. Basta medir as três componentes do campo sobre a superfície.

II. A ORIGEM DO CAMPO MAGNÉTICO TERRESTRE

Como poderá ser produzido, no interior dum campo esférico e fluido, um campo magnético capaz de variar e sofrer inversões?

O campo magnético não pode ser uma propriedade permanente do material do núcleo. Acima de certa temperatura chamada ponto de Curie, todos os materiais magnéticos perdem o seu magnetismo. Em condições de pressão atmosférica, o ponto de Curie é, para o ferro, 770° C; para o níquel, 330° C e para a magnetite, $580-575^{\circ}$ C. Ao aumentar a pressão, o ponto de Curie baixa. Quer a alta temperatura como o estado parecido ao líquido do núcleo externo tornam impossível a magnetização permanente.

Há duas vias segundo as quais esses campos podem ser produzidos: por ímãs permanentes e por correntes eléctricas.

Quanto ao fluido, já vimos que, se existisse, os seus diferentes domínios em breve se misturariam do que resultava o desaparecimento duma magnetização geral, ficando tão somente um agregado caótico e desordenado de pequenos sectores magnetizados.

A via das correntes eléctricas é a mais promissora. O núcleo da terra tem uma densidade de 10 a $12 \times 10^3 \text{ Kg m}^{-3}$, típica dos metais nas condições de pressão aí prevalecentes e muito maior que a de qualquer rocha. A existência de correntes eléctricas implicará a existência de forças electro-motrizes? Sabe-se que, uma vez que esteja gerada uma corrente eléctrica num corpo condutor, essa corrente se manterá durante algum tempo pelo efeito de auto-indução.

Se bem que, no caso dos corpos usados nos laboratórios, a duração destas correntes seja breve, e assim, por exemplo, no caso duma esfera de cobre com 10 cm de diâmetro, essa duração é sempre inferior a 0,1 s, a verdade é que a duração dessas correntes aumenta proporcionalmente ao quadrado da grandeza do corpo, pelo que poderá ser longa para um corpo tão grande como o núcleo da Terra. A duração efectiva depende também das correntes auto-induzidas aumentando com a homogeneidade da distribuição. No caso duma esfera, o máximo intervalo de tempo possível para que as correntes e o campo decaiam para um valor 1/e dos seus valores iniciais é $\mu_0 k a^2 \pi^{-2} s$, em que k representa a condutibilidade expressa em $ohm^{-1} m^{-1}$, a representa o raio em metros, μ_0 expressa a permeabilidade da substância (nas condições de temperatura prevalecentes no núcleo a permeabilidade será idêntica à que existe no vácuo, ou seja $4\pi \times 10^{-7}$ henry metro⁻¹). Com base no valor do raio do núcleo, 3400 Km, e na sua condutibilidade que será provavelmente da ordem dos $3 \times 10^5 ohm^{-1} m^{-1}$, pode calcular-se que o tempo necessário para o decaimento até 1/e será de 14 000 anos. Este valor, é muito reduzido quando se compara com a idade da Terra ($4,5 \times 10^9$ anos). Mostra que deve existir um mecanismo capaz de evitar o decaimento das correntes eléctricas, de modo a que os campos magnéticos sejam válidos para quaisquer intervalos de tempo geologicamente significativos. A existência de inversões de campo magnético também reforça a sugestão de que deve existir um qualquer processo controlador das correntes e que estas não sejam simplesmente sustentadas pela inductância do circuito e por movimentos de inércia.

Podem naturalmente sugerir-se muitos processos que assegurem a existência de correntes eléctricas passando através do núcleo

terrestre: podemos imaginar que se formem devido a forças electro-motrizas químicas (v.g., baterias) estabelecidas entre as fases silicatadas quentes da base do manto terrestre e a superfície do núcleo, ou que tais correntes sejam efeitos termo-eléctricos. É evidente que, por ser impossível a observação do núcleo, é difícil garantir que essa hipótese esteja errada, mas não será mais fácil imaginar como é que o campo magnético possa sofrer inversões se ele for devido a correntes eléctricas geradas dentro deste esquema.

A sugestão de que o núcleo externo actua como um dínamo foi investigada detalhadamente por W. Elsasser nos Estados Unidos da América e por Edward Bullard na Inglaterra. Não é possível afirmar que é esta a hipótese correcta, mas ela abre perspectivas de estudo favoráveis e conduz a uma teoria que é susceptível de ser analisada com pormenor apreciável.

O princípio desta hipótese basea-se no conceito do próprio dínamo.

A figura 9 a) representa um disco rodando num eixo, colocado

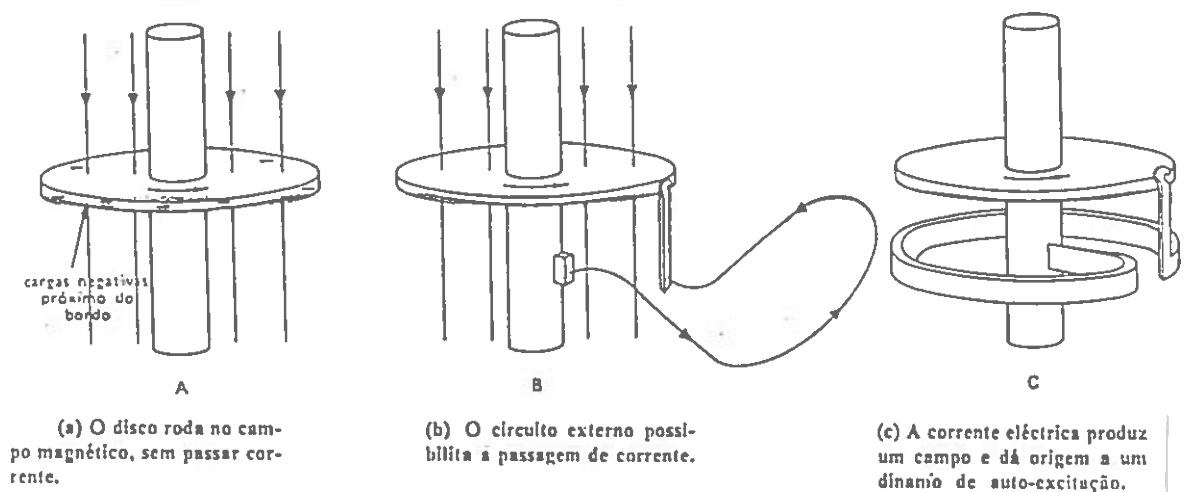


Fig. 9 -

num campo magnético normal ao disco. Durante a rotação do disco, cada um dos raios sucessivos do disco corta o campo, do que resulta uma força electro-motriz entre o eixo de rotação e o bordo do disco. Esta força electro-motriz não é capaz de gerar uma corrente na medida em que não há a possibilidade de escoamento dessa corrente; resulta daí que há somente uma acumulação de carga no bordo do disco. Se, tal como está representado na figura 9 b), se montar um circuito externo entre as escovas que toquem o eixo e o bordo do disco, então haverá corrente eléctrica no disco e ao longo do circuito. Essa corrente dará lugar a um campo magnético na proximidade do circuito. Isto é um dínamo. neste caso recorreu-se a um campo magnético externo para se produzir uma corrente e um campo magnético. Contudo, se o circuito que está ligado às escovas constituir numa espira envolvente do eixo, como é o caso do modelo da figura 9 c), então o campo magnético necessário para desenvolver as forças electro-motrizes no disco giratório é o próprio campo magnético criado pelo dínamo. Este é o modelo de dínamo de auto-excitação, o qual gera um campo magnético sempre que a rotação do disco é suficientemente rápida. Efectivamente, se o disco gira com demasiada lentidão as correntes geradas não são suficientes para sustentar o campo e o dínamo não funcionará. Por outro lado, se a rotação do disco for demasiado rápida, as correntes e o campo aumentarão ilimitadamente.

Para uma velocidade crítica, intermédia entre valores extremos, gerar-se-ão correntes e campo magnético constantes. Este paradoxo da produção duma corrente infinitamente grande gerada num dínamo que roda a alta velocidade é eliminada se atentarmos em que o binário de força, necessário para fazer girar o disco para além

da velocidade crítica, teria ele também de aumentar indefinidamente à medida que aumentava o campo magnético. Se o eixo de rotação estiver sujeito a um binário de forças constante, o disco girará a uma velocidade constante, pelo que produzirá uma corrente e um campo cujas intensidades estarão em equilíbrio com o binário de forças. Este é o caso do dinâmo em equilíbrio criado por um binário de forças constante e que por isso gira a velocidade constante e consequentemente gera correntes e campo constantes. A energia fornecida através do binário de forças é dissipada sob a forma de calor pela passagem da corrente na espira. É claramente visível na figura 9 c) que, se a corrente eléctrica e o campo magnético sofrerem uma inversão conjunta, o dinâmo continuará a trabalhar tal como anteriormente, *i.e.*, um dinâmo capaz de gerar um campo num certo sentido será capaz de gerar um campo semelhante mas com sentido invertido. Não acontece o mesmo no que se refere à velocidade - se o seu vector for invertido, o campo gerado pela espira dará origem a uma corrente que gerará um campo magnético oposto ao que existe anteriormente e por isso o dinâmo não poderá funcionar. Conclui-se assim que o dinâmo só funcionará se a rotação for feita no sentido correcto e que o campo magnético gerado pode ter qualquer dos sentidos. Este facto de o campo poder mudar de sentido é promissor, mas não poderá deixar de se pôr a questão de ser ou não possível a inversão, no caso do dinâmo não ser perturbado. A questão concreta que aqui se levanta é se pelo facto de se produzir uma perturbação num dinâmo em funcionamento, por exemplo, fazendo variar o binário que provoca a rotação do disco, daí poder resultar a inversão da corrente e do campo. Se bem que a resposta seja negativa para o caso do modelo do dinâmo da figura 9 c), e isso

poderia mostrar-se por um cálculo simples, há outros modelos em que de facto isso acontece; *v.g.*, no caso de dois dínamos como o da figura 9 c), em que a espira de cada um deles estivesse ligada às escovas do disco do outro, as inversões seriam frequentes e irregulares. Na explicação aqui dada para o dínamo admitimos a existência de um certo campo e mostrámos que esse campo aumentaria de intensidade a qual se manteria com um valor correlativo com o binário de forças que promove a rotação. Mas o que se passaria no caso de não existir esse campo inicial? Não poderia o binário promover somente a aceleração do disco sem que daí resultasse qualquer campo magnético? Dir-se-á que esse efeito simples do movimento é possível, mas instável na medida em que a mais fraca corrente ou campo tenderão a ser captados e aumentados durante um espaço de tempo que dependerá da inductância e da resistência da espira.

É evidente que não esperamos que no núcleo da Terra existam réplicas dos sistemas académicos aqui expostos. Haverá no interior dessa esfera (e o modelo não é) constituída por um fluido que é condutor eléctrico, movimentos capazes de fazer com que a esfera funcione como um dínamo? Será legítima a extrapolação para um modelo com complexidade de movimento e simplicidade de estrutura? Atente-se que no caso do dínamo disciforme havia um movimento simples, uma simples rotação de disco, mas uma estrutura bastante complicada. Poderá obter-se um dínamo a partir duma estrutura assim tão simples, que é este o caso duma esfera de fluido electricamente condutor, mas em que esse fluido tem a capacidade de se envolver em movimentos muito complexos?

A possibilidade deste processo está hoje demonstrada, na medida em que já se produziram movimentos no interior duma esfera os

quais a levam a actuar como um dínamo. Também, por outro lado, já se demonstrou que movimentos com diversos tipos de simetria impedem a actuação do dínamo. Como exemplo das limitações aos tipos de movimentos, pode indicar-se que eles terão que possuir uma componente radical e não poderão confinar-se em planos normais a um eixo da esfera. Para que um corpo estruturalmente tão simples como uma esfera, possa funcionar como um dínamo, os movimentos, no seu interior, deverão ser relativamente complicados.

O estudo daquilo que acontece em relação com qualquer tipo de movimento, ou com qualquer sistema de forças, constitui um problema difícil e que só agora começa a ter solução, constitui um dos problemas mais importantes da física teórica. Apesar disso, é evidente que haverá que pensar numa problemática análoga à do dínamo do disco. Assim, se um certo tipo de movimento pode gerar um dínamo, só o fará se a velocidade desse movimento for suficientemente elevada. Pode expressar-se matematicamente esta condição pela fórmula

$$kl\nu\mu_0 = C,$$

com K expressando a condutibilidade eléctrica (possivelmente da ordem dos $3 \times 10^5 \text{ ohm}^{-1} \text{ m}^{-1}$ no núcleo terrestre), l representando a distância característica, a que corresponde uma significativa variação relativa de campo (naturalmente terá que ser inferior ao diâmetro do núcleo e poderá tentativamente ser estimada em 1 000 Km), ν é a velocidade mínima que permite o dínamo trabalhar, μ_0 a permeabilidade do material ($4\pi \times 10^{-7} \text{ hemy m}^{-1}$) e C a constante, sem dimensões, que é possível determinar teoricamente para cada tipo específico de movimento. A investigação até agora realizada, se bem que escassa, permite admitir para C um valor da ordem de

100. É então possível calcular

$$\nu = C/kl\mu_0 = 0,3 \times 10^{-3} \text{ m s}^{-1}$$

verificando-se que o valor obtido não é absurdamente grande.

No núcleo terrestre, as espiras de arame que giram estão representadas por células de convecção térmica. Dado um campo magnético que permita iniciar o accionamento do sistema (bastaria um campo muito débil), a convecção proporciona o movimento necessário para gerar correntes eléctricas no material que sofre a convecção. As correntes eléctricas aumentam a intensidade do campo magnético, o qual, por sua vez, faz aumentar a força das correntes eléctricas e assim sucessivamente até que o movimento convectivo, a corrente eléctrica e o campo magnético alcançam um estado de equilíbrio aproximado. Por esta razão o sistema descreve-se como um «dínamo que se autoexcita».

Para que a hipótese possa passar ao nível da teoria razoavelmente completa ficam por resolver dois problemas. Um é a fonte do campo magnético original. O outro é a fonte da energia que mantém a funcionar o convecção e os remoinhos associados sem que desvanescam. Trata-se de assumir um campo magnético inicial. Como? Um campo magnético débil poder-se-ia ter inciado de muitas formas quando a terra estava constituindo em planeta. Como não sabemos como se originou a terra, por agora, o tema não tem mais interesse que o puramente teórico.

Consideram-se três fontes para manter o campo. Delas a radioactividade é a mais defendida. Efectivamente, substâncias radioactivas, em especial o Urânio, Tório e Potássio que ocorrem dispersos no Universo, sendo embora em pequenas quantidades ao decai-

rem libertam calor e naturalmente podem fazer aumentar a temperatura. Se o núcleo terrestre contiver, tal como se prevê, algumas, ainda que escassas, quantidades destes elementos, daí resultarão aumentos de temperatura e decréscimo na densidade. Admitindo que a matéria do núcleo é incompressível, as zonas mais profundas e mais quentes seriam menos densas que as menos profundas e o fluido tornar-se-ia mecanicamente instável, do que resultaria a subida do material mais quente. Não é assim tão óbvio que no núcleo terrestre as zonas mais profundas estejam mais quentes, na medida em que os elementos radioactivos podem estar dispersos homogeneamente, mas, efectivamente, deve existir esse gradiente térmico pelo menos pelo facto de haver uma maior perda de calor, por condução, nas zonas externas do núcleo. No caso do material ser compressível, será necessário ultrapassar um gradiente crítico, o gradiente adiabático, para que o movimento seja possível. Este valor estabelece um valor mínimo para a produção de calor e para a quantidade de material radioactivo, abaixo aos quais não haverá movimentos e o dínamo não operará. Se bem que se desconheça a radioactividade real do núcleo, ela poderá ser muito inferior à da maioria das rochas, se bem que tenha que ser superior à dos meteoritos férricos, para que seja suficiente.

Parece este ser um processo que pode ser considerado possível, no entanto a radioactividade do núcleo suficiente para fornecer calor para manter correntes de convecção, também existiria no manto e a crosta não ter-se-ia arrefecido para as temperaturas que apresenta.

Outro processo hipotético já citado é a migração em profundidade do ferro desde o manto até ao núcleo, processo que libertaria

energia gravitacional e geraria calor. Esta hipótese choca com dificuldades. Se o processo realmente ocorre, deveria já ter chegado ao fim ou agora é demasiado lento para proporcionar quantidades significativas de calor. Conduz no entanto a uma terra em processo de contracção, e isto não parece compatível com o alargamento do dia, do qual os corais paleozóicos são testemunhos mudos, ou com a expansão do fundo oceânico.

A terceira fonte de energia, seria a libertada (em forma de calor latente) com as mudanças de fase que se produzem com a consequência da diminuição da pressão. Esta é uma hipótese baseada no trabalho de Dirac e Ramsey e desenvolvida por Egyed. É relativamente fácil compreender a convecção no núcleo externo (fig. 10), porque o material que no núcleo interno se encontra na fase apropriada muda gradualmente à fase do núcleo externo. Nesta hipótese, o núcleo externo aquece desde o núcleo interno, de igual modo o manto aquece desde o núcleo externo, devido ao material que passa da fase do núcleo externo para o manto. Esta explicação da convecção no núcleo externo viu-se inesperadamente ser apoiada na descoberta de que Vénus não tem um campo magnético detectável. A cápsula espacial Mariner II, a 14 de Dezembro de 1962, passou a 34 745 Km por cima do lado iluminado pelo Sol de Vénus. Instrumentos muito sensíveis de três classes diferentes não transmitiram nenhuma evidência da existência de campo magnético detectável ao redor do planeta. Vénus é suficientemente parecido com a Terra tanto em tamanho (considerando 1 o volume da Terra, o de Vénus é de 0,876) como em densidade (a terra, 5,52; Vénus 5,15) como para ter um núcleo. Mas assumindo que os seus materiais são os mesmos que os nossos, um pouco de aritmética demonstra que Vénus não pode ter na

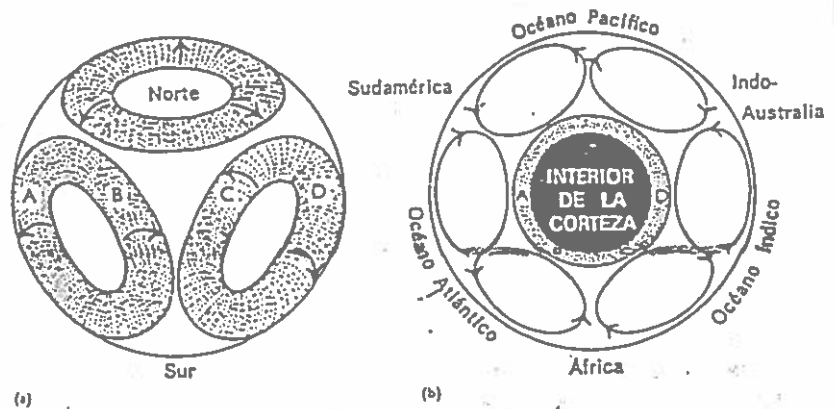


Fig. 10 - a) Representação puramente esquemática, numa esfera, de um padrão tetraédrico de células de convecção no núcleo externo da terra, que em b) aparece em pontilhado. A quarta célula, situada atrás, não se vê. b) Corte equatorial da terra que passa pelo núcleo externo, por ABCD. Revelam-se as direcções hipotéticas de circulação no manto, junto com as correspondentes posições idealizadas dos continentes e oceanos. (Erratum, onde se lê interior de la corteza, deverá ler-se, interior do núcleo).

da que corresponda ao nosso núcleo interno. Isto sugere que actualmente o núcleo de Vénus não pode actuar como um dínamo auto-excitável, ainda que o tenha tido há muito tempo, quando a força da gravidade e as pressões internas foram suficientemente grandes para que Vénus tivesse um núcleo interno. No entanto, agora, o núcleo interno deixou de existir e Vénus já não tem energia interna suficiente para manter um campo magnético.

Outra explicação consiste em atribuir os movimentos do núcleo externo ao movimento de precessão da Terra. As atracções que o Sol e a Lua exercem sobre o empolamento do Equador terrestre fazem com que o eixo de rotação da Terra se comporte como a geratriz dum cone, sendo este movimento semelhante ao dum fuso rodopiando sobre uma mesa. Dado que o material fluido do núcleo terrestre pode não ser capaz de acompanhar rigorosamente aquele tipo de movimento, é possível que daí resultem complicados movimentos turbilhonares.

Os movimentos no núcleo podem, não só estar na origem do campo geomagnético, mas também justificar as flutuações que ele apresenta. De facto, quando um fluido condutor, se movimenta no interior dum campo magnético ele dá origem a uma força electro-motriz, a uma corrente eléctrica e a uma perturbação do campo magnético. Um complicado movimento produzirá assim uma perturbação variável e complexa do campo, e é exactamente isto que se observa na superfície da Terra. É característico do movimento dos fluidos que esse movimento seja mais complexo do que as suas causas. É isto que podemos apreciar na meteorologia, em que as causas são simples: o Sol ao rebrilhar na Terra aquece o ar e as terras no hemisfério em que é de dia; daí vem a resultar a enorme complexidade das condições meteorológicas e dos estados climáticos. Nesta perspectiva, o campo geomagnético representado nas figuras 5 e 8 apresenta uma certa feição hidrodinâmica e parece mesmo tão complicado como uma carta meteorológica. Quanto à escala temporal também ela parece razoável. No intervalo de 100 anos o campo geomagnético chega a variar 30%, sendo esta variação reflexo de, nesse intervalo de tempo, o fluido do núcleo se movimentar substancialmente. Admitindo uma velocidade da ordem da que atrás foi calculada, $0,3 \times 10^{-3} \text{ m s}^{-1}$, a distância percorrida em 100 anos será superior a 1 000 Km, grandeza que nos parece apropriada à dimensão do núcleo.

Estudando o Sol talvez nos convençamos mais, pois nele pode observar-se à superfície, não só os movimentos do fluido condutor, mas também o seu campo magnético (Fig. 11).

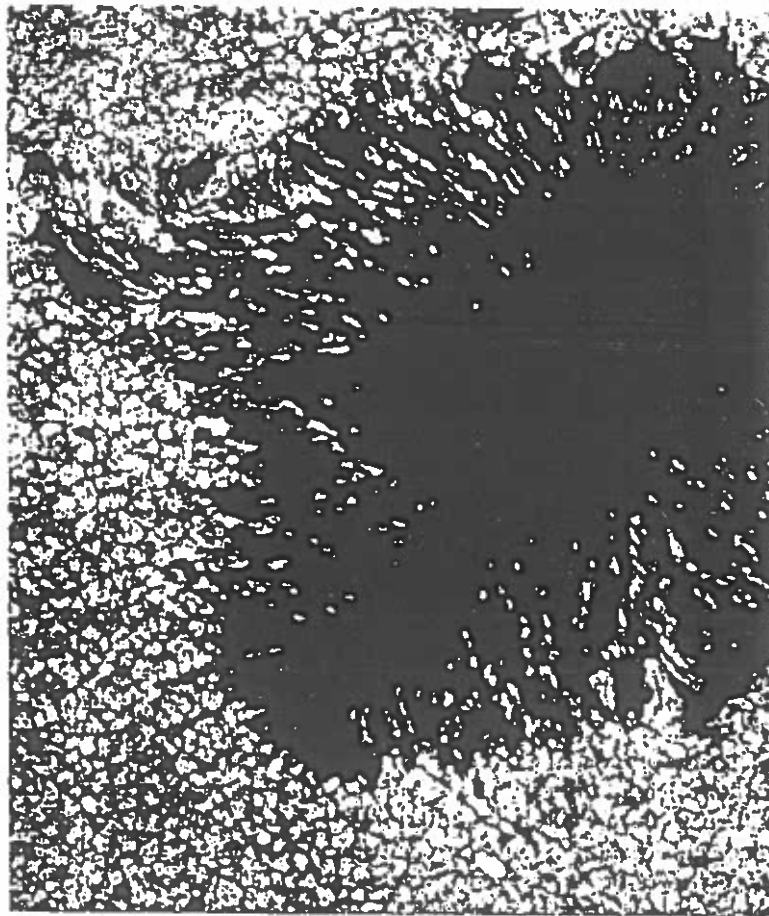


Fig. 11 - Uma mancha solar fotografada com telescópio estratosférico. na figura podem distinguir-se a configuração radiada dos filamentos na zona da penumbra e a granulação da superfície fotosférica, que corresponde provavelmente a uma configuração das células de convecção. O Sol terá um campo magnético que é especialmente forte nas manchas solares, zonas em que atinge valores 500 vezes maiores do que os que existem na superfície da Terra. O facto do campo ocorrer num corpo quente, fundido ou gasoso, constitui argumento poderoso em favor da teoria do dínamo. É difícil imaginar qualquer outro mecanismo operacional em tais circunstâncias.

III. PALEOMAGNETISMO: AS ROCHAS COMO BÚSSOLAS FÓS- SEIS

Ao descrever o campo magnético terrestre, afirmou-se que a parte principal do campo é quase equivalente à de uma potente barra magnética, ou seja um íman (um dipolo) situado perto do centro da terra e orientado ao longo do eixo que une os pólos Norte e Sul magnéticos (Fig. 1). Este campo dipolar axial geocêntrico permite explicar em média, quase 95% do total. A maior parte do resto está constituído por campos débeis e irregulares equivalentes a uns dipolos não axiais débeis no centro da terra. Actualmente, o eixo magnético está consideravelmente distante do eixo de rotação. Mas o seu desvio muda continuamente, e inclusivé, no decorrer de poucas centenas de anos dos quais se têm registos (Fig. 6 e 7). A divergência média entre os pólos Norte magnético e geográfico foi muito menor que o valor em qualquer momento. Mas para que a premissa de que o campo magnético médio seja o de um dipolo geocêntrico orientado ao longo do eixo de rotação parece razoável, o período para o qual se determina a média deve ser de alguns milhares de anos.

Em rochas como coadas de lava basáltica e diques e mantos interestratificados básicos, cada cristal de material ferromagnético - principalmente óxidos de ferro e titânio tal como a magnetite e a ilmenite - adquirem um magnetismo estável que fica fixo ou "petrificado" ao arrefecer abaixo da sua temperatura de Curie. Para a

magnetite este é de aproximadamente 575° C, mas pode variar entre 700° C e 200° C, segundo os diferentes minerais que se tratem. O magnetismo que adquire, magnetismo residual ou remanescente, tem a mesma direcção (a declinação D) e o mesmo mergulho (a inclinação I) que o campo geomagnético local do momento em que se produz a consolidação. Isto pode demonstrar-se experimentalmente. Também se comprovou com as lavas naturais que fizeram erupções em datas conhecidas a partir de vulcões situados em pontos onde se dispõem registos magnéticos das mesmas datas (concretamente o Etna, o Hekla e alguns dos vulcões do Japão).

As medições do magnetismo residual efectuam-se com tipos especiais de galvanómetros muito sensíveis. As amostras utilizadas para efectuar medições são fragmentos cortados em cilindros perfurados em amostras de mão (ou na própria rocha *in situ*); utilizam-se ferramentas não magnéticas. As amostras não devem estar alteradas e devem estar orientadas com grande precisão no lugar da recolha, ou seja, devem ter marcado o plano horizontal e a inclinação, e também a direcção local do Norte e Sul magnéticos. Em geral, para assegurar que se possa obter um valor médio representativo do magnetismo residual quase nunca é suficiente uma só coada. É necessário obter amostras de uma série de coadas das que se supõe que cobrem pelo menos uns quantos milhares de anos, afim de dispor de dados para calcular o campo dipolar axial aproximadamente equivalente. Se a intrusão é suficientemente grande, uma série de amostras retiradas de um manto interestratificado ou um dique, de uma margem a outra, podem corresponder a um lapso de tempo adequado. As amostras dos bordos, que arrefeçam rapidamente, passaram pelo ponto de Curie milhares de anos antes que as do meio, onde o

arrefecimento foi lento. Outras amostras de interesse são as rochas encaixantes próximas do seu contacto com diques ou mantos interestratificados. Pouco depois do momento da intrusão, estas rochas foram aquecidas acima do ponto de Curie. Então perderam o seu magnetismo original e ganharam outro novo ao arrefecer o qual corresponde ao da margem da intrusão.

Considerações similares aplicam-se à amostragem e orientação de rochas sedimentares que se tomam para obter dados geomagnéticos. Os grãos detríticos de magnetite, v.g., herdam um magnetismo residual da sua rocha mãe. Assim, quando finalmente ficam retidas num sedimento semiconsolidado, tendem a autolinear-se como a agulha das bússolas, paralelamente à direcção do campo geomagnético no qual se encontram. Provavelmente é de grande importância o facto de que os produtos de alteração ferruginosos, como a hematite, que formam pátinas sobre os minerais detríticos e actuam como materiais cimentantes para os sedimentos de nova deposição, também ficam magnetizados alinhados com o campo geomagnético local. Esta «magnetização química», tal como se chama, converte as areias e piçarras vermelhas, como as de muitas formações bem conhecidas, atribuídas ao Carbónico-Pérmico e Triásico, em fontes especialmente úteis para a obtenção de dados paleomagnéticos.

Numa dada formação devem analisar-se amostras de uma área o mais extensa possível e de uma espessura de pelo menos 100 m, com o objectivo de que representam um lapso de tempo suficientemente amplo para que se obtenha um valor médio efectivo.

As medidas de inclinação e direcção devem ser muito precisas, pelo que é imprescindível fazer as correcções adequadas para eliminar os efeitos de dobramentos e basculamentos. A importância de

que as amostras não estejam meteorizadas é óbvia, já que os produtos ferruginosos de meteorização se tornam «quimicamente magnéticos» no momento em que se formam, momento que desde o ponto de vista prático é recente.

Os franceses fizeram alguns trabalhos prévios no seu país que não prosseguiram de forma sistemática. Por volta de 1950, os trabalhos de paleomagnetismo recomeçaram com P. M. S. Blackett, com uma equipa entusiasta de colaboradores, entre os quais, S. K. Runcorn. Este tema, devido às implicações dos resultados com os problemas geológicos da deriva continental e os problemas físicos da origem do campo magnético terrestre, rapidamente se estendem pelo mundo, sendo um dos ramos da geofísica mais fértil e de desenvolvimento mais activo.

IV. RESULTADOS PALEOMAGNÉTICOS: CONTINENTES E A DERIVA

A hipótese fundamental sobre a que se baseam as investigações paleomagnéticas é a de que o campo geomagnético, em média num tempo próprio, sempre foi muito próximo ao de um dipolo axial geocêntrico. Em outras palavras, os pólos geomagnéticos, em média, sempre coincidiram aproximadamente com os pólos geográficos. Se esta coincidência é exacta, então, para rochas de uma idade determinada de uma dada localidade, o valor médio de I daria a latitude λ da localidade naquela época segundo a relação $\text{tg } I = 2 \text{ tg } \lambda$, representada graficamente na figura 12. A direcção do pólo é dada pelo valor médio de δ . Conhecendo ambos os parâmetros, distância e direcção do pólo geográfico referidos a uma dada localidade, fixa-se a posição do pólo no globo quando as rochas medidas receberem a sua magnetização.

Na prática estas determinações do pólo nunca podem aceitar-se como exactas devido a que

- a) Desprezam-se as componentes menores do campo terrestre;
- b) As rochas medidas podem ter sofrido mudanças magnéticas não identificadas, nem tomadas em conta;
- c) Inevitavelmente, há erros tanto de orientação como experimentais.

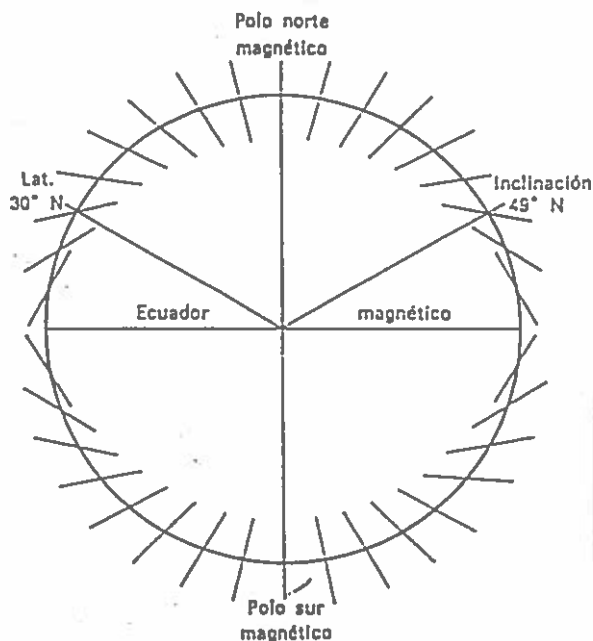


Fig. 12 - Diagrama idealizado que ilustra as relações entre a inclinação magnética e a latitude correspondente para um campo dipolar axial geocêntrico. Uma inclinação de 49° , v.g., corresponde a uma latitude de 30° ; $\text{tg } 49^\circ = 1,15 = 2 \text{ tg } 30^\circ$.

As determinações individuais do pólo podem ser correctas dentro de uma margem de erro de 15° , que pode inclusivé ser menor se se baseam numa dezena ou mais de amostras fiáveis. Há que dizer que para um continente determinado e para um período geológico concreto (como o Pérmico, como se ilustra na figura 13 podem-se encontrar variações muitíssimo maiores da posição dos pólos. Estas diferenças não são necessariamente de erros. Muitas delas podem representar mudanças autênticas de posição do continente durante o longo intervalo de tempo decorrido, ou das posições de certas regiões, deslocadas por grandes falhas de desligamento ou que sofreram sérias perturbações devidas a movimentos orogénicos.

Os efeitos de algumas destas dificuldades reduzem-se à medida que se vão efectuando trabalhos cada vez mais detalhados ano após

ano, e em especial há medida que é possível de forma mais generalizada mudar as datações radiométricas com as medidas magnéticas.

A hipótese do dipolo vê-se bem apoiada para aproximadamente os últimos 20 milhões de anos. Estatisticamente, a posição do pólo magnético quaternário, determinado a partir de muitíssimas amostras de distintas partes do mundo, não está significativamente desviada do pólo geográfico actual (Fig. 14). O mesmo ocorre para o Pliocénico (Fig. 13). Mas para épocas cada vez mais antigas a partir do Pliocénico, as posições são cada vez mais divergentes, até que no Pérmico, *v.g.*, a diferença para rochas europeias alcança uns 40° a 50° de latitude, o qual supera em muito as possibilidades de erros experimentais ou de observação (Fig. 13). Para o Paleozóico inferior a divergência é, todavia, maior, e alcança os 90° ou mais nos finais do Pré-Câmbrico. A partir de rochas de outros continentes obtêm-se resultados similares, excepto que para os distintos continentes se obtém «curvas de migração polar» claramente diferentes (Fig. 15 e 16).

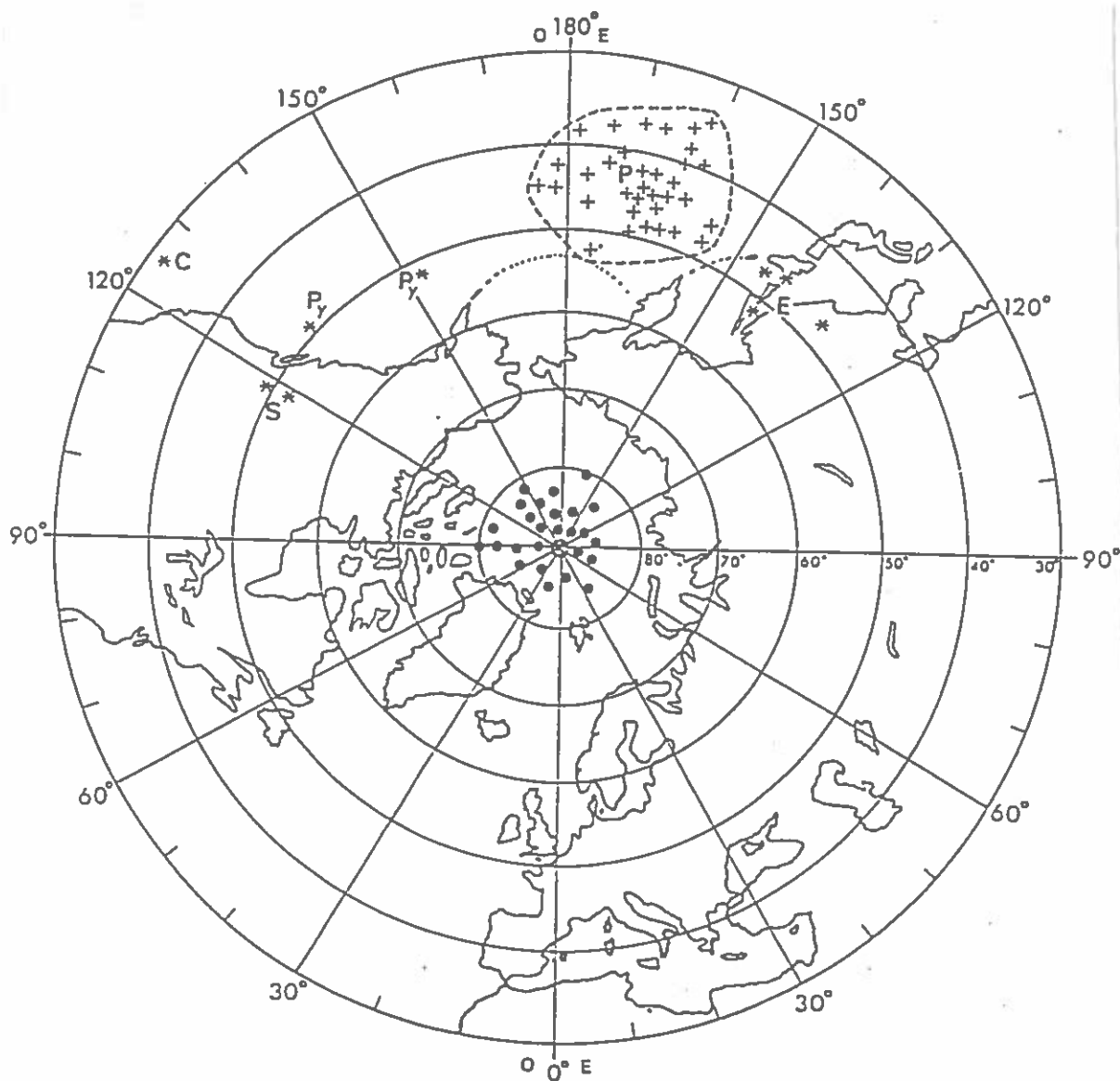


Fig. 13 - Projecção estereográfica do hemisfério norte (desde o pólo N à latitude 30° N). Os pontos negros que rodeiam o pólo N indicam as posições de pólos geomagnéticos pliocénicos e pleistocénicos. As cruces em volta de P indicam as posições de pólos geomagnéticos pérmicos determinados a partir de localidades europeias não afectadas por orogénias alpinas (as regiões britânicas incluem Ayrshire, Durham e Devon). A posição média deste pólos, P, corresponde à latitude de 43° N e longitude 170° E. Os asteriscos, dispersos em ambos lados das cruces que rodeiam o P, indicam as posições dos pólos geomagnéticos pérmicos determinados a partir de localidades europeias incluídas nos sistemas orogénicos alpinos; C, Córcega; E, Esterel (SE de França); Pi, Pirinéus; M, Alpes Meridionais. (Dados de R. R. Doell e A. Cox, 1961; e D. van Hilten, 1964)

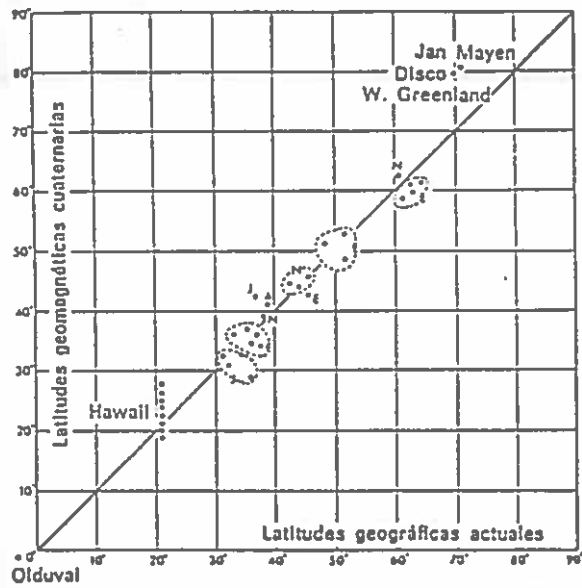


Fig. 14 - Latitudes geomagnéticas, determinadas a partir de lavas pleistocénicas e recentes, contrastadas com as latitudes actuais destas últimas. A, Austrália; E, Europa; J, Japão; N, América do Norte. Em nenhum caso os pontos afastam-se muito da diagonal, o que implica que dentro de uns certos limites de erro, as posições médias dos pólos magnéticos quaternários não eram significativamente distintos das dos pólos geográficos actuais.

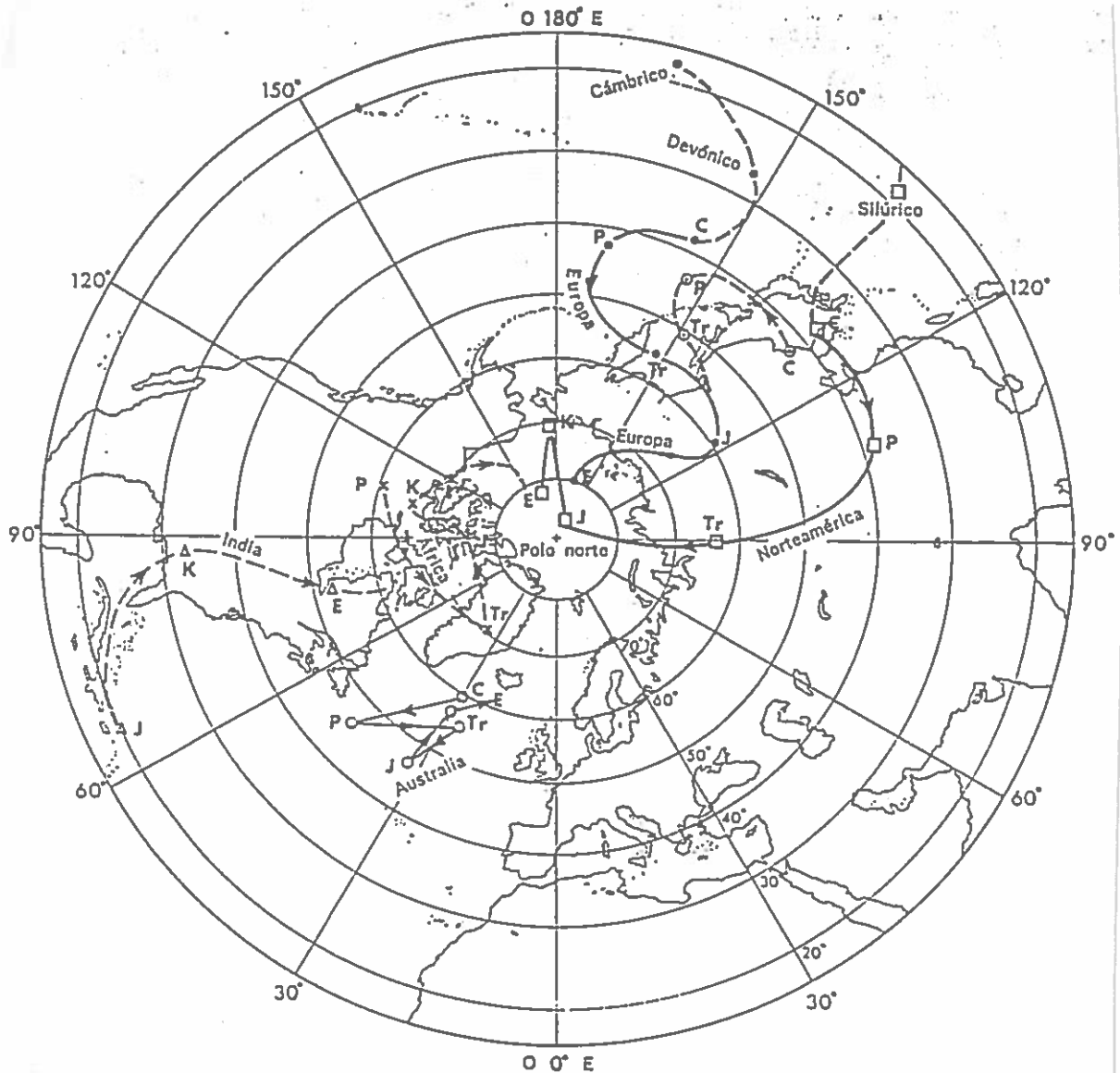


Fig. 15 - Projecção estereográfica do hemisfério norte (desde o pólo N à latitude de 16°), onde se indicam as curvas de migração polar paleomagnéticas para Europa (círculos negros) com um ramal para a Sibéria (círculos com um ponto central); América do Norte (quadrados brancos); Austrália (círculos brancos). As letras indicam a idade geológica das amostras a partir das quais se obtiveram os resultados: E, Eocénico; K, Cretácico; J, Jurássico, Tr, Triásico; P, Pérmico; C, Carbónico. Deve ter-se em conta que para evitar a congestão, estas curvas estão traçadas pelas posições médias de nuvens de pontos que ocupam extensões consideráveis).

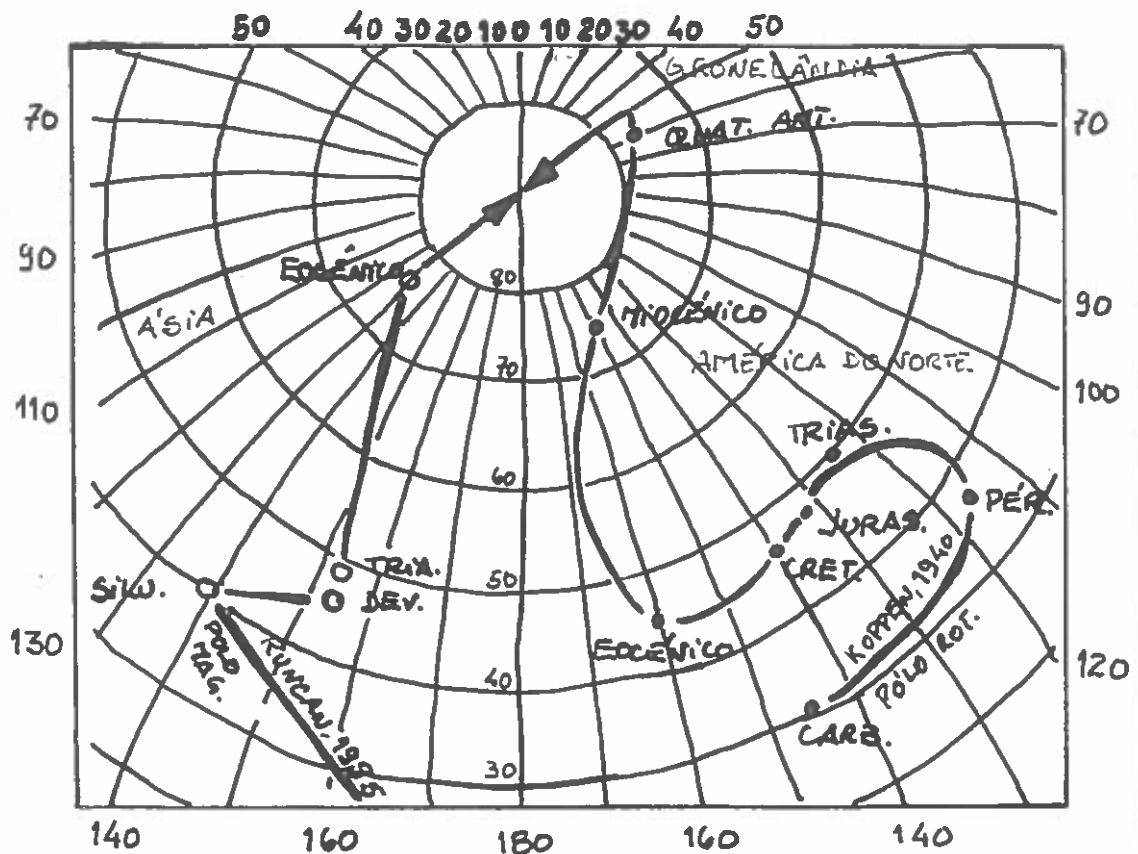


Fig. 16 - Curvas de migração polar. Localização do pólo Norte. Koeppen, factores paleoclimáticos; Runcorn, factores paleomagnéticos)

O fixar a posição no globo de uma região continental requer três tipos de informação, dos quais os dados paleomagnéticos proporcionam estimativas aproximadas somente de dois destes: os três requerimentos são:

- a) A orientação em relação com os pólos contemporâneos (determinada pela declinação do magnetismo residual)
- b) A latitude de cada localidade analisada (determinada pela inclinação ou mergulho do magnetismo residual); e
- c) A longitude de cada localidade estudada (não se obtém com as medidas paleomagnéticas)

Este terceiro, a posição logitudinal, pode-se inferir dentro

de certos limites porque, para qualquer período antigo, os continentes actuais não podem ficar sobrepostos, e devem ocupar posições que concordem com a evidência geológica que servia de fundamento antes de que se contar com os dados paleomagnéticos, v.g., a meseta tibetana, considera-se o resultado de uma sobreposição entre a Ásia e um prolongamento setentrional da Índia. Trata-se de uma suposição hipotética, não um «continente actual».

Por conveniência, a posição longitudinal pode jogar-se em relação com algum dado continente. Para este propósito, adopta-se, v.g., como continente de referência África, seguindo um critério convencional usado por todos os precursores, incluindo Snider e Wegener. Analogamente, o meridiano standard convencional em relação ao qual se dão as longitudes actuais é o meridiano de Greenwich. Não há nenhum standard natural de longitude actual que descobrir; mas as posições do equador e dos pólos e dos círculos de longitudes intermédias podem descobrir-se, o qual se aplica igualmente aos tempos antigos mediante a ajuda do paleomagnetismo. A curva de migração polar para a Europa, desenhada na figura 15 implica que durante o Carbónico e Pérmico, as ilhas Britânicas estejam mais ou menos a uns 20° do equador. Mas dos resultados paleomagnéticos obtem-se um quadro mais directo e mais claro representando a posição do equador para um pólo dado, e construindo as isolinhas magnéticas (linhas de igual inclinação magnética) entre ambos. As isolinhas são círculos menores paralelos ao equador da época, na qual a isolinha para $I = 0^{\circ}$. Como mostra a figura 12, a inclinação aumenta até aos pólos, onde é 90° . D. van Hilten utilizou muito este método, conveniente à representação de resultados paleomagnéticos. A figura 17 é um exemplo de um mapa de isolinhas.

Observa-se que durante o Pérmico, a Europa e as ilhas Britânicas encontravam-se a milhares de quilómetros ao Sul da sua posição ac-

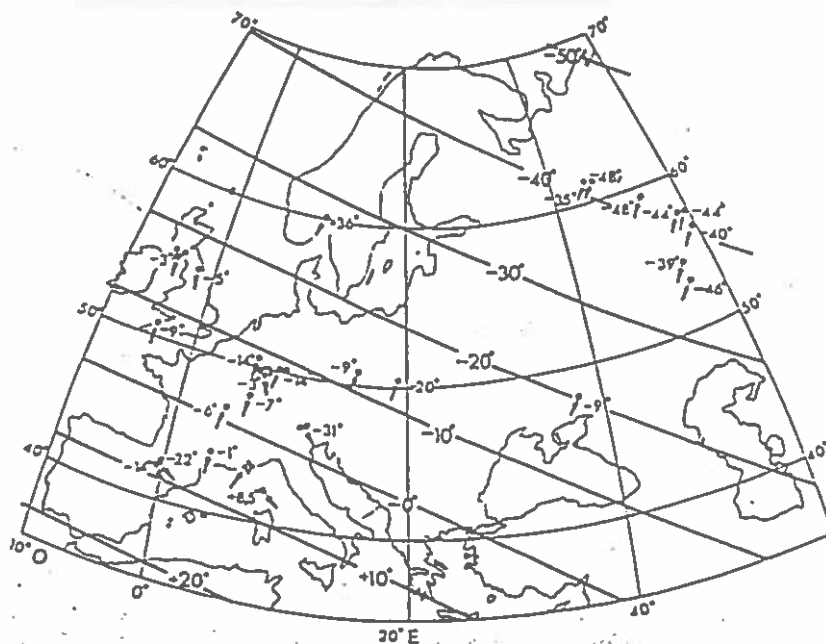


Fig. 17 - Em linhas grossas contínuas marcam-se as isolinhas no que respeita a posição média do pólo Pérmico (43° N; 170° E) para a parte da Europa situada ao norte da frente alpina. Os pontos indicam as localidades de origem de amostras medidas, com as inclinações em graus e as orientações representadas por setas. Os sinais negativos a norte do equador Pérmico (e os positivos a sul) implicam inversão do campo magnético normal (D. van Hilten, 1964).

tual e também que a deriva posterior até ao norte foi acompanhada de uma rotação no sentido dos ponteiros do relógio.

Assim, com base nas determinações paleomagnéticas, pode-se deduzir que em épocas geológicas passadas os continentes ocuparam posições muito diferentes da conhecida geografia actual, tanto em relação aos pólos como dos continentes entre si. Até 1956, aproximadamente, a maioria dos geofísicos parecia apoiar a migração polar (sem deriva continental), considerando-a como explicação suficiente das mudanças de latitude que se descobriram com os dados

paleomagnéticos então disponíveis. A hipótese da migração polar interpreta-se de modo que uma superfície externa da terra, que inclui a crosta e provavelmente parte do manto até à zona de baixa velocidade, girou como um todo em relação com o eixo de rotação, o qual se mantém quase fixo em relação com os astros. Se esta é uma explicação adequada, então as posições geográficas dos pólos em qualquer época seriam as mesmas para todos os continentes. Assumindo que as posições relativas dos continentes entre si, permaneceram fixas, obter-se-ia uma única «curva de deriva polar». Mas cada continente tem a sua própria «curva de deriva polar» e estas são diferentes umas das outras, o que torna evidente que, através do tempo, os continentes variaram as suas posições relativas.

V. BANDAS MAGNÉTICAS: EXPANSÃO DO FUNDO OCEÂNICO

Em 1952, Mason, da Instituição Scripps de Oceanografia, arrastou um magnetômetro atado à popa de um navio de investigação durante a metade da viagem pelo Pacífico. Os resultados foram tão interessantes que, posteriormente, ele e os seus colegas exploraram uma ampla faixa do fundo do Pacífico desde o México até Columbia Britânica. Quando as anomalias magnéticas se cartografaram, em curvas de nível, encontrou-se que revelavam a existência de um bandeado orientado mais ou menos N-S, do que a figura 18 é um exemplo. Uma anomalia magnética é simplesmente a diferença (b-a) entre a força calculada ou intensidade do campo magnético normal (a), e a intensidade real (b) medida pelo magnetômetro.

Na época em que se descobriram as anomalias magnéticas, as causas da sua presença no fundo oceânico do Pacífico eram só um tema de especulação por analogia. Tal como apontou Raff, *"um simples olhar ao mapa foi suficiente para compreender que nos encontrávamos frente a algo totalmente novo em geofísica"*. Como as anomalias têm bordos bruscos e bem definidos, que indicam que o que é responsável delas sobre ao fundo do oceano, ou perto dele, parece então que poderiam ser devidas a campos estruturais tais como, v.g., a presença de coadas de lava ou intrusões básicas de tipo dique, ou variações na topografia da principal capa cortical.

Em 1963 Vine e Matthews, depois de uma detalhada exploração magnética e batimétrica da parte média da dorsal de Carlsberg, no

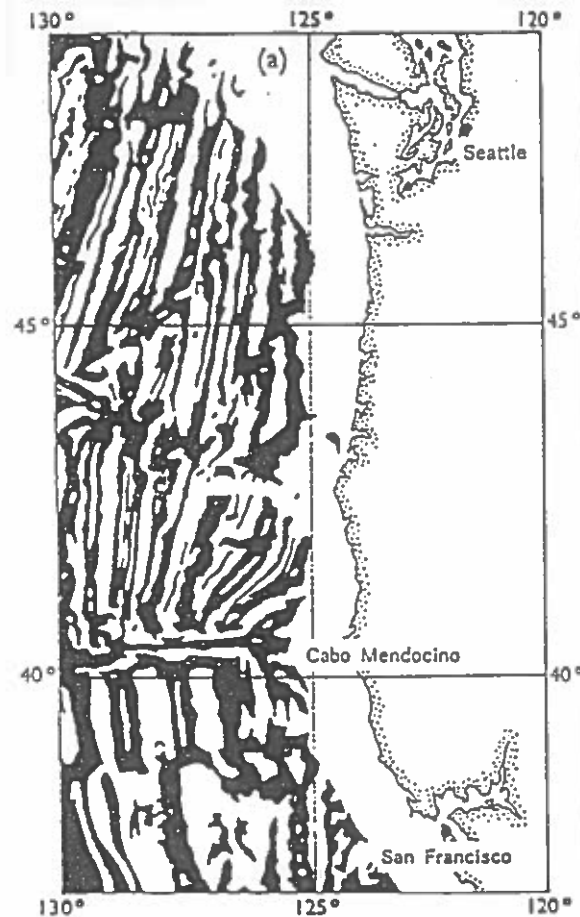
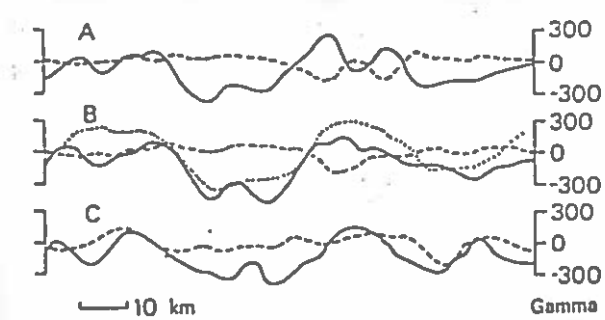


Fig. 18 - Padrão de anomalias magnéticas positivas descobertas no fundo do Pacífico em frente da costa compreendida entre Seattle e São Francisco.

Oceano Índico, como parte da Expedição Internacional ao Oceano Índico em 1963, calcularam o perfil magnético através da dorsal de Carlsberg, a partir do perfil batimétrico, supondo uma magnetização normal. Encontraram algo completamente distinto do perfil de anomalias observado. Por outro lado, quando supuseram que a capa cortical basáltica estava dividida em blocos de 20 Km de largura, com magnetismo alternante normal e invertidos o perfil calculado resultou muito parecido ao observado na figura 19. Assumindo que havia expansão dos funso oceânicos, de acordo com a hipótese de Dietz e Hess, e inversão periódica do campo magnético terrestre, Vine e Matthews sugeriram que, se a capa cortical basáltica se for



19 - Perfis perpendiculares à direcção da dorsal de Carlsberg que ilustram (a) a falta de semelhança entre os perfis observados (linhas contínuas) e os calculados (linhas tracejadas), assumindo magnetismo normal, e (b) a semelhança entre o perfil observado (linha contínua) e o perfil pontilhado em B, que se calculou partindo de um modelo no qual a capa basáltica se dividiu em blocos paralelos com magnetização alternante normal e invertida.

mava por correntes de convecção ascendentes ao longo da zona média das dorsais oceânicas, e se cada uma das extrusões e intrusões de basalto resultantes adquiriria a direcção de magnetização do campo magnético terrestre da época em que se consolidava, então poder-se-ia explicar a existência de um padrão baseado nas anomalias magnéticas do campo magnético como o do Pacífico Norte (Fig. 20).

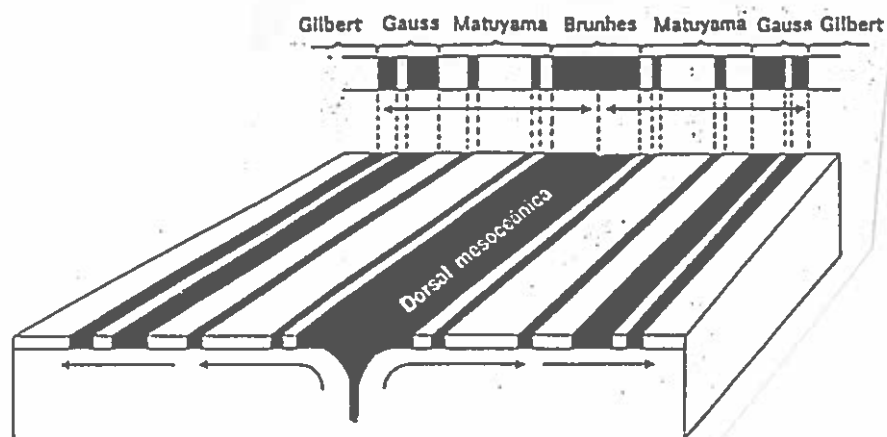


Fig. 20 - Bloco diagrama que ilustra como as "bandas magnéticas" dos fundos oceânicos podem-se explicar através da expansão do fundo oceânico e afastamento da litosfera oceânica de cada lado das dorsais oceânicas, de acordo com a hipótese de Vine-Matthews.

A ideia é a de que cada nova intrusão e extrusão de basalto ao longo da zona média das dorsais oceânicas divide em duas a intrusão anterior a ela, e as duas metades afastam-se entre si, o padrão bandeado deveria ser bilateralmente simétrico de cada lado do vale da fractura central. Em outras palavras, de acordo com a hipótese de Vine-Matthews, as anomalias magnéticas deveriam constituir um registo magnético da expansão do fundo oceânico que se poderia ler em fundo oceânico, a partir do vale de fractura mesoceânica, em direcção ao exterior.

Quando Vine e Matthews propuseram a sua hipótese houve muita resistência a aceitá-la, porque não havia acordo generalizado no que respeita às inversões do campo magnético. Muitos dos investigadores das ciências da terra consideravam como possível as inversões como autoinversões. No entanto, no ano seguinte, Cox, Doell e Dalrymple (1964) estabeleceram a realidade das inversões do campo magnético terrestre (Fig. 21). Como as inversões se haviam produzido simultaneamente em diferentes partes da terra, havia sido demasiada coincidência que se devessem a algo que não fosse inversões do campo; então a hipótese de Vine-Matthews ganhou aceitação. Conseguiu uma aceitação completa depois que Opdyke et al. (1966) encontraram uma escala de tempo magnética similar para os quatro milhões de anos últimos, fossilizada nas colunas estratigráficas de testemunhos sedimentares extraídos da região antártida (Fig. 22). Assim, uma vez que se determinaram em basaltos como em rochas sedimentares, aceitou-se que as épocas e eventos paleomagnéticos eram um meio de utilidade provada para datar sucessos ocorridos durante os últimos 4,5 milhões de anos.

Em 1966 publicaram-se os resultados de uma exploração aeromag-

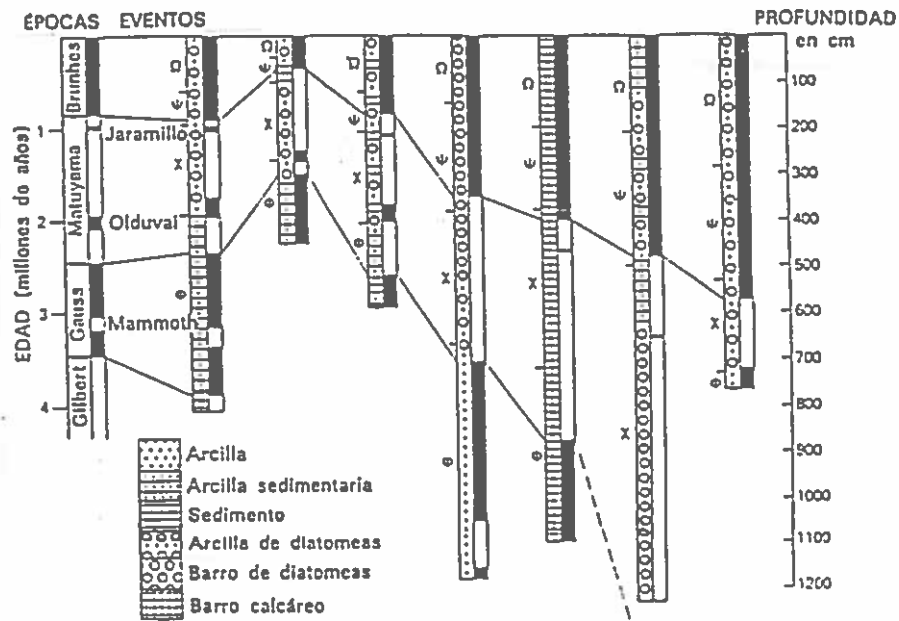


Fig. 22 - "Estratigrafia magnética" estabelecida em testemunhos oceânicos de profundidade da região antártica e correlacionada com zonas faunísticas de radiolários (letras gregas).

nética realizada por Heirtzler *et al.*, sobre uma superfície de 350 Km² sobre a dorsal de Reykjanes, parte da dorsal mesoceânica. Esta investigação não só mostrou a existência de uma sequência desde a dorsal até fora, a cada lado, de acordo com a sequência que se acaba de estabelecer, mas também demonstrou que as anomalias são simétricas com respeito à crista da dorsal, tal como requer a hipótese da expansão oceânica (Fig. 23).

As equipas do Observatório Lamont-Doherty, nas suas numerosas expedições realizadas a bordo de navios de investigação, desde os princípios dos anos 60 haviam obtido dados magnéticos de forma rotineira, sistematicamente, com o qual disponha de um grande volume de dados magnéticos, ainda que houvesse que decifrá-los. Não se

disponha de registos rápidos para serem interpretados das dorsais

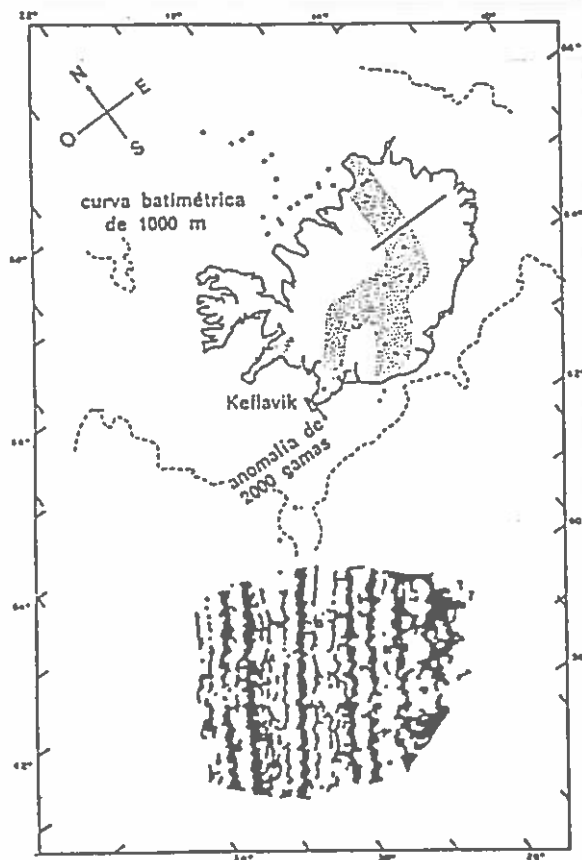


Fig. 23 - Anomalias magnéticas na dorsal de Reykjanes, ao sudoeste da Islândia, que revelam as "bandas magnéticas" (anomalias positivas a negro) e a sua simetria bilateral.

mesoceânicas, porque os navios de investigação alteravam a sua rota e velocidade de acordo com os principais objectivos das suas investigações. Cox (1973) explica que Heirtzler empreendeu a tarefa de organizar e correlacionar os dados existentes, e com a ajuda de um computador construía perfis magnéticos através do Atlântico Sul, o Índico Sul e o Pacífico Norte. Era um facto provado que o padrão bandeado de anomalias magnéticas caracterizava extensas regiões destes três oceanos. A idade das anomalias magnéticas das

partes centrais das dorsais oceânicas já se havia calculado por comparação com a sequência conhecida dos eventos de polaridade dos últimos 4,5 milhões de anos. Assumindo taxas constantes de expansão para os perfis individuais, e utilizando as larguras relativas das bandas magnéticas como guia da taxa de expansão, encontrou-se que as idades calculadas das bandas magnéticas marinhas encaixavam com as que se haviam apurado por analogia com a idade de épocas e eventos de polaridade determinadas a partir de coadas de lava em terra. Inversamente, a datação das bandas marinhas, por analogia, proporcionou um meio de calcular as taxas de expansão dos diferentes oceanos. A largura das bandas magnéticas varia com a taxa de expansão e é maior onde a taxa de expansão é rápida, como no Pacífico equatorial.

Para datar bandas marinhas de idade superior aos 4,5 milhões de anos não se dispõe de um método directo. Mas Heirtzler *et al.* (1968), assumindo taxas constantes de expansão para os oceanos individuais, construíram uma escala de tempo das bandas magnéticas para os últimos 75 milhões de anos, ou seja que remonta até ao Cretácico superior. Foi então possível construir um mapa de isócronas dos fundos oceânicos (Fig. 24) cartografando "bandas" de anomalias magnéticas conhecidas em intervalos de tempo de 10 milhões de anos. As isócronas rotuladas com um 10 situam-se no vale de fractura mesoceânica até 10 milhões de anos; as marcadas com um 20, até aos 20 milhões de anos, e assim sucessivamente. As taxas de expansão calcularam-se a partir da idade das linhas isócronas e a sua separação mútua. A taxa mais baixa, de 1 ou 1,5 cm/ano, ocorre nos Oceanos Atlântico e Índico, e a mais rápida, 6 cm ano, na dorsal do Pacífico Este. Se se considerar a taxa de separação

da crusta oceânica nas dorsais mesoceânicas, as taxas de expansão têm-se que duplicar. Assim, v.g., cada ano o Oceano Atlântico afasta-se e forma nova crusta oceânica com 2 a 3 cm de largura.

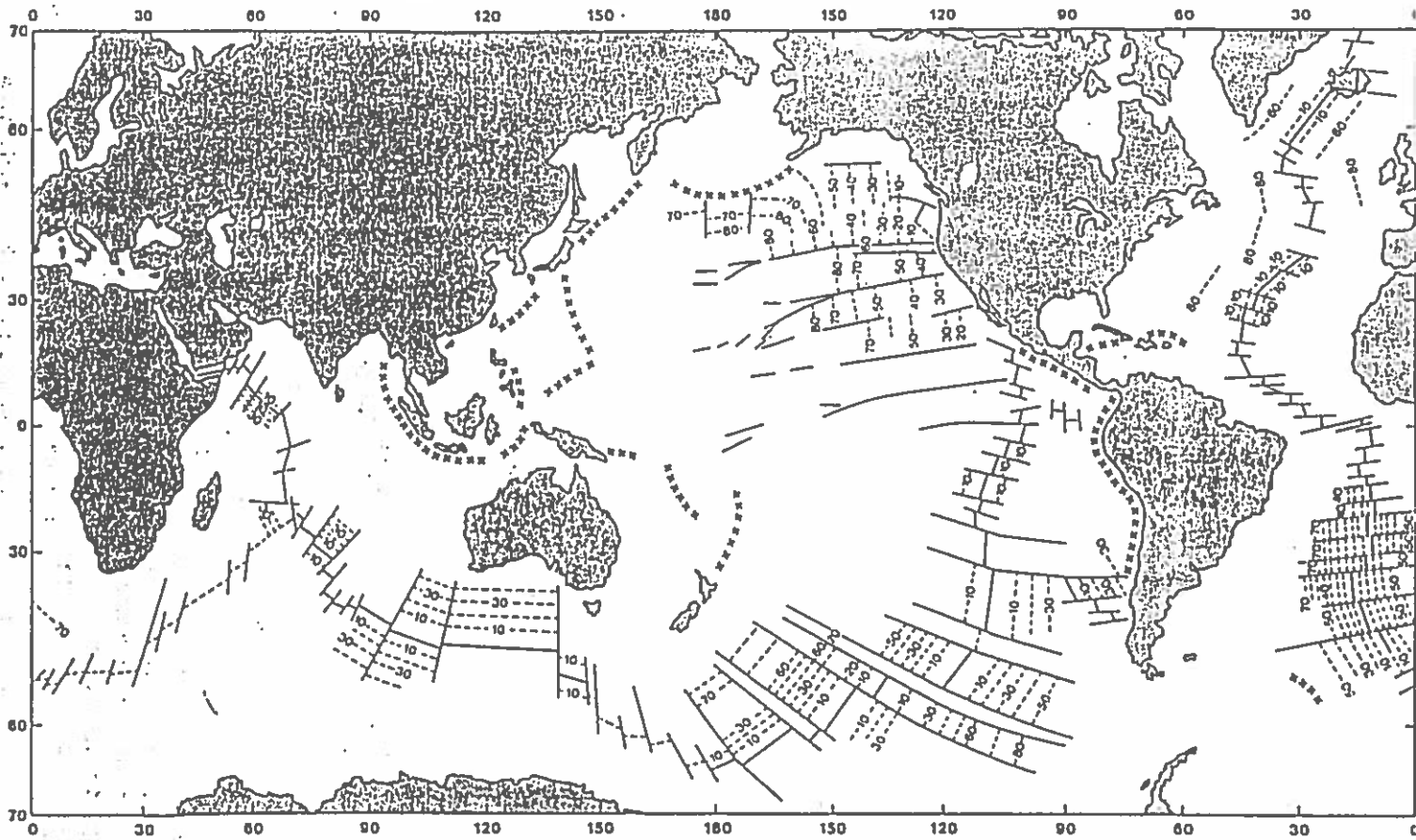


Fig. 24 - Mapa de isócronas construído a partir das "bandas magnéticas" assumindo que permaneceram constantes as taxas de expansão dos fundos oceânicos individuais. Os números das isócronas (traços), representam intervalos de tempo de 10 milhões de anos. As linhas contínuas representam dorsais mesoceânicas quando são paralelas às isócronas, e falhas transformantes quando as cruzam. As cruces indicam a posição das fossas oceânicas profundas (Adaptado de E. Bullard, 1969, segundo J. R. Heirtzler et al., 1969).

Em 1970, a obtenção de testemunhos através do Atlântico Sul serviu para confirmar a escla de tempo magnética que Heirtzler et al., haviam calculado. Os testemunhos penetraram até à capa basáltica e o nível estratigráfico mais antigo foi Cretácico superior. mediante o estudo dos microfósseis, em cada testemunho determinase a idade do sedimento mais antigo que cobria e estava imediatamente em cima da camada basáltica e encontrou-se que, a cada lado do vale de fractura mesoceânico, esta idade aumentava com a distância do vale (Fig. 25). Os dados revelam uma taxa de expansão constante de 2 cm por ano que remonta no tempo até aos 80 milhões de anos.

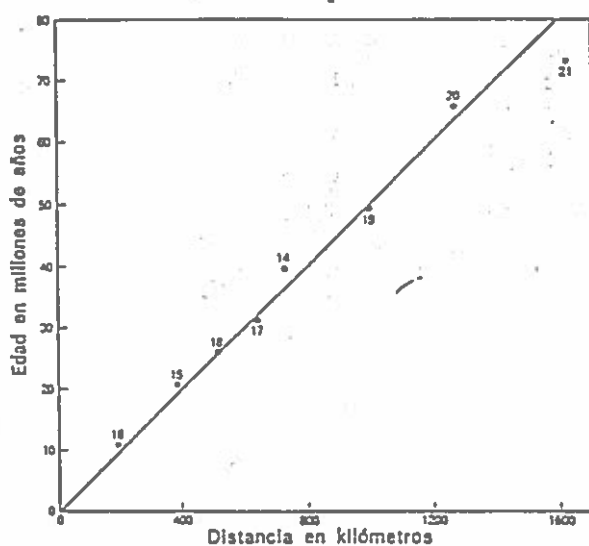


Fig. 25 - Construção gráfica que revela uma taxa de expansão constante da litosfera oceânica do Atlântico Sul. As idades, em milhões de anos, de sedimentos (de localidades numeradas) situados imediatamente sobre a capa basáltica relacionam-se no diagrama com a sua distância à dorsal sul atlântica. A boa correspondência dos pontos obtidos com uma linha recta que representa uma taxa de expansão de 2 cm por ano é uma evidência clara de uma taxa de expansão constante (Segundo A. E. Maxwell et al., 1970)

VI - MAGNETISMO INVERTIDO: A ESCALA DE TEMPO PALEO-MAGNÉTICO

Geralmente, numa série de rochas nas quais se fizeram medições adequadas de magnetização residual, aparecem dois grupos, um dos quais tem uma direcção de magnetização residual estável que se opõe à direcção do outro grupo. Aproximadamente metade das rochas procuram o Norte e a outra metade o Sul. Quase todas as amostras Pérmicas, v.g., alinham-se para Sul. No princípio, pensou-se que este fenómeno de magnetização invertida poderia ser devido ou a inversões alternantes de polaridade da terra (inversão de campo) ou a certos processos de autoinversão produzidos no interior da própria rocha, tais como os que podem desencadear mudanças físicas ou químicas dos minerais magnéticos durante ou depois da formação da rocha.

A realidade da autoinversão demonstra-se porque produzem-se experiências de laboratório, ainda que só em certas espécies minerais que constituem uma pequena percentagem dos investigadores. Além disso, conhecem-se alguns casos (como as lavas terciárias de Mull) nas quais, em exemplares da mesma coada, se encontra magnetização tanto normal como invertida, o que indica que a autoinversão pode ser um fenómeno natural. No exemplo de Mull (a Oeste dos montes Gramjanos, no Reino Unido), o principal mineral magnetizado numa amostra normal é magnetite titanífera em cristais bem formados; enquanto que numa amostra invertida há uma variedade conside-

rável de minerais ferromagnesianos, que representam os produtos de uma alteração posterior em que ocorreu a oxidação.

Em 1929 Matuyama encontrava rochas do Japão com magnetização invertida, todas do princípio do Pleistocénico, enquanto as rochas mais recentes apresentavam magnetização normal. Até 1964, não se estabeleceu a evidência clara de que as inversões magnéticas não são casuais, mas que se produzem simultaneamente em toda a terra. Havia então já suficientes determinações radiométricas de idade, realizadas pelo método do K/Ar, para estabelecer uma escala de tempo de magnetismo normal e invertido que se refere a 3,6 milhões de anos. Os importantes dados obteram-se de uma centena de formações vulcânicas magnetizadas de ambos os hemisférios. As investigações foram principalmente realizadas por Cox, Dalrymple e Doell no Laboratório de Investigação Geológica dos Estados Unidos da América, na Califórnia, e McDougall, Tanling e Chamabaum na Universidade Nacional Australiana. Nos finais dos anos 60, a escala de tempo havia-se estendido até aos 4,5 milhões de anos. Neste contexto, o método do K/Ar não apresenta uma alta precisão suficiente para estender a escala de tempo até épocas mais antigas.

Como pode ver-se na figura 21, durante os últimos 3,6 milhões de anos, houve dois períodos de polaridade normal, como a actual, e dois de polaridade invertida. Estes períodos principais conhecem-se como épocas de polaridade geomagnética e designam-se com os nomes de investigadores de diferentes nacionalidade que fizeram importantes contribuições no conhecimento do magnetismo terrestre. Nestas épocas há eventos de polaridade mais curtos aos quais se ligam os nomes locais em comemoração das localidades onde se identificam pela primeira vez.

Quando se estabeleceu pela primeira vez a escala de tempo geomagnético conheciam-se três eventos de polaridade. Em 1969, quando já se tinham feito muitas mais determinações, conheciam-se oito eventos de polaridade.

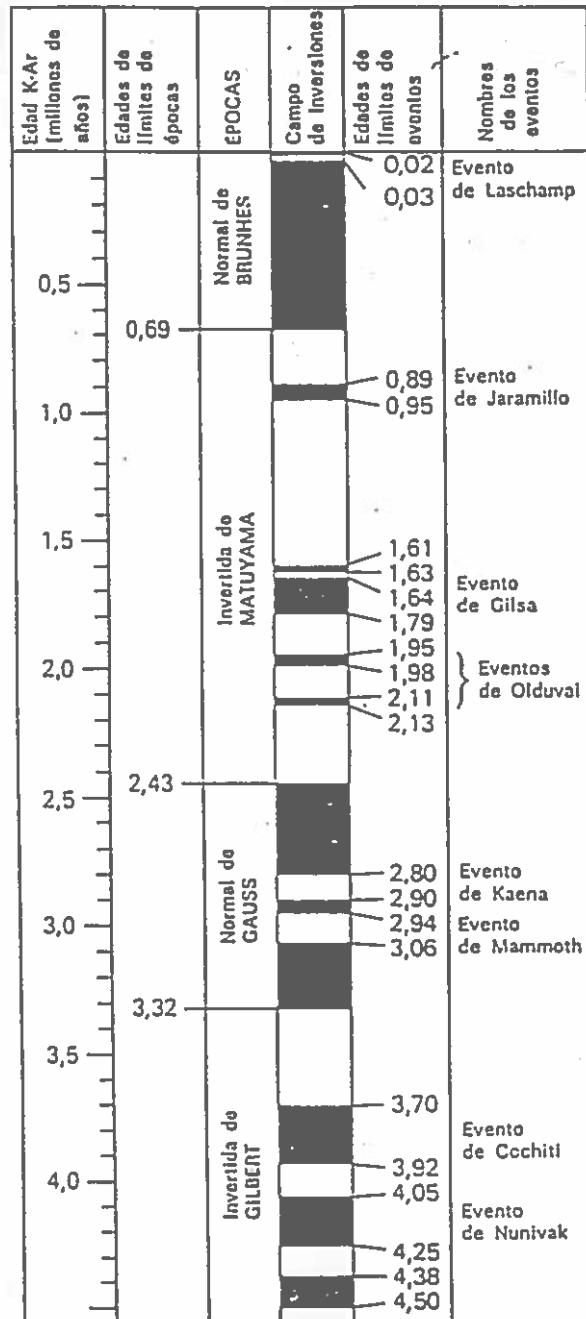


Fig. 26 - Escala de tempo para inversões geomagnéticas, em que o lapso de tempo dos eventos, se basea em parte, nos dados sedimentares (Adaptado de Cox, 1969)

A escala de tempo de inversões magnéticas tem uma importante aplicação na determinação da idade dos sedimentos de profundidade. Em 1966, Opdyke, Glass, Hayes e Foster estabeleceram o que poderia chamar-se a estratigrafia magnética em vários testemunhos da zona antártida e correlacionaram esta estratigrafia de épocas e eventos normais e invertidos com zonas faunísticas definidas por radiolários. Assim se estabelecia um método para correlacionar sedimentos oceânicos de regiões muito distantes e também para determinar a taxa de deposição (Fig. 22).

VII. EM DIRECÇÃO AO PERIODICIDISMO MAGNÉTICO

Um dos triunfos da moderna geofísica foi a descoberta de que o campo magnético da Terra se inverte de vez em quando. De facto, se a Terra deixa de ter campo magnético durante certos períodos, o efeito de escudo das zonas de Van Allen (2) perde-se e os organismos ficarão sujeitos a níveis de radiação cósmica ligeiramente mais elevados, o que poderá provocar um aumento do ritmo das mutações génicas. Contudo, não demorou muito a provar-se que este efeito seria biologicamente trivial, pelo que o assunto foi mais ou menos colocado de lado.

Sabe-se pouco sobre os efeitos fisiológicos dos campos magnéticos; são raras as experiências laboratoriais com animais sujeitos à ausência dum campo magnético.

Nos últimos 165 milhões de anos, o registo magnético está mais ou menos bem definido. Descobriram-se cerca de 300 inversões completas, a maior parte datadas com precisão. J. G. Negi e R. K.

² O grande íman no núcleo da Terra rodeia o planeta num invólucro curvo de força magnética. Este casulo protector, a magnetosfera, repele a corrente letal de partículas ionizadas que são separadas do Sol. Ao deslocar-se no vento solar, a Terra e o seu campo magnético provocam uma onda de choque à sua frente semelhante à onda de choque que antecede um jacto supersónico. As partículas carregadas são travadas e desviadas à volta da magnetosfera. No lado da Terra voltado para o Sol, elas comprimem a magnetopausa, a fronteira da magnetosfera mas, no outro lado, fazem-na esticar na forma de uma cauda semelhante a uma gota de água, que chega a atingir o comprimento de 500 vezes o diâmetro da Terra. Embora a maior parte das partículas seja desviada à volta da magnetosfera, algumas são apanhadas e concentram-se nos dois anéis existentes no seu interior, conhecidos como cinturas de Van Allen, do nome do cientista norte-americano J. A. van Allen, que as descobriu. No entanto, a

Tiwani, geofísicos indianos defendiam uma periodicidade de 32 milhões de anos nos dados magnéticos. A. Mazaud defendia uma periodicidade de 15 milhões de anos, posicionada de tal modo no tempo que a cada dois picos, a intensidade da inversão era um pouco maior e sucedia aproximadamente ao mesmo tempo que uma das extinções.

Todos concordavam com a aleatoriedade, *i.e.*, a estrutura fina do registo das inversões só indicava flutuações aleatórias em relação ao número de inversões por unidade de tempo.

David Raup descobriu uma periodicidade de 30 milhões de anos (3), com picos nos 10, 40 e 70 milhões de anos (Fig. 27). Para a última extinção, 11,38 milhões, de anos o pico de inversão magnética ajustava-se para o que David Raup tentava justificar, mas para os 65 milhões de anos, já ia bastante desajustado. Tim Lutz publica um artigo, que apesar de reconhecer ser possível a existência de uma periodicidade de 30 milhões de anos, apresenta o estudo de Raup como não demonstrador dessa mesma periodicidade (4).

força do vento solar é variável. Durante erupções na superfície do Sol, jorros de partículas a alta velocidade irrompem através do vento solar. Algumas atingem a Terra passados alguns dias e penetram no escudo, sendo então canalizadas pelas linhas de força magnética da Terra para uma área oval que rodeia cada um dos pólos. Aí, ao atingirem o topo da atmosfera, formam uma cortina de luzes brilhantemente coloridas que ondulam na escuridão da noite. Este brilhante fenómeno é conhecido como aurora boreal no Hemisfério Norte e aurora austral no Hemisfério Sul. É provável que a aurora boreal - ou luzes do Norte, como também é conhecida - tenha inspirado várias descrições bíblicas de aparições celestiais, como a que se lê no II Macabeus: "*Apareceram, correndo pelos ares, cavaleiros vestidos com túnicas douradas*".

³RAUP, D. M., *Nature* 314, 341-343 (1985)

⁴LUTZ, T. M., *Nature* 317, 404-407 (1985)

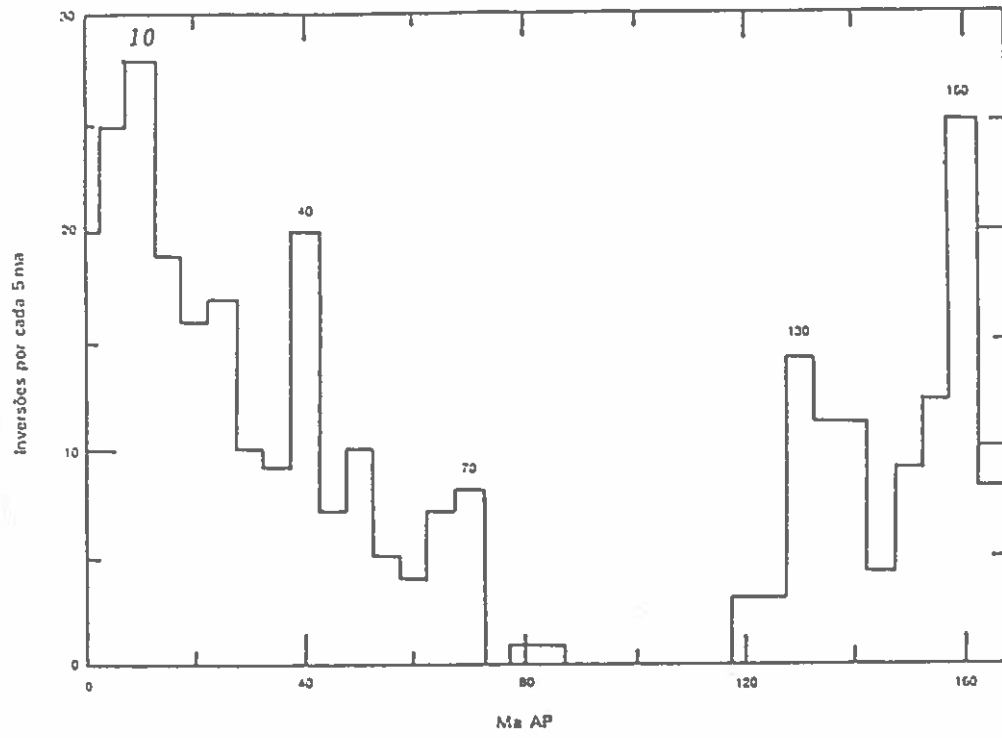


Fig. 27 - Periodicidade no registo das inversões do campo magnético da Terra.

VIII. A AGULHA MAGNÉTICA

A propriedade magnética que leva uma barra de ferro magnetizada a tomar a direcção do norte foi utilizada muito antes de ser compreendida.

No século XI, a agulha magnética ou bússola, consistia numa agulha presa a uma palma que flutuava numa tina de água.

Por volta de 1250, na região mediterrânea, a agulha da bússola era presa num cartão graduado (rosa) equilibrado num eixo central denominado pião.

No século XVI, a agulha passou a ser montada num morteiro, ou caixa metálica, em suspensão Cardan a fim de se manter horizontal (Fig. 28).

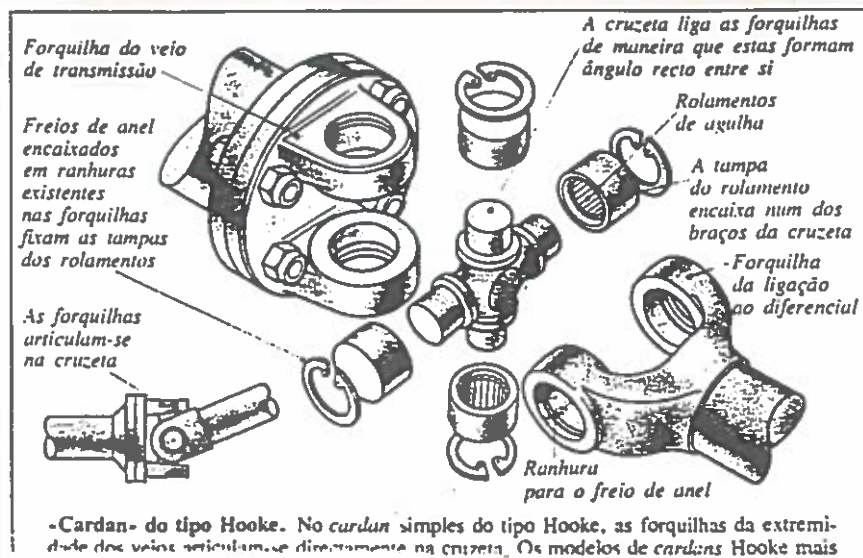


Fig. 28 - Suspensão tipo Cardan

No século XIX, com o advento do navio de ferro, os pilotos

foram obrigados a uma melhor compreensão da agulha magnética e houve que aprofundar o estudo do magnetismo. Assim, para combater a influência das massas de ferro, do navio sobre os rumos, ou proas, da agulha esta foi equipada com uma barra de Flinder, um pedaço de ferro fixo à bitácula que permitia corrigir os desvios causados pelo magnetismo do navio. No século XX, assistiu-se à introdução da girobússola, ou agulha giroscópica, tanto para navios como aviões baseada na atitude estável do eixo do rotor relativamente às estrelas. A agulha giroscópica apresenta uma dupla vantagem de não ser afectada por metais e de apontar o norte geográfico e não o norte magnético. O primeiro instrumento deste tipo foi produzido na Alemanha em 1908, mas foi o do americano Elmer Sperry, ensaiado em Delaware, em 1910, e prontamente adaptado pela marinha dos Estados Unidos da América, que provou ser a mais eficiente.

BIBLIOGRAFIA

- * GASS, I. G., SMITH, Peter J., WILSON, R. C. L., 1984, (1^a ed. 1971), Vamos compreender a Terra, s.ed., Coimbra, Almedina.
- * HARLAND, W. B., COX, A. V., LLEWELLYN, P. G., PICKTON, C. A., G., SMITH, A. G., WALTERS, R., 1982, A geologic time scale, London, Cambridge University Press.
- * LEINZ, Viktor, AMARAL, Sérgio Estalislau, 1980 (1^a ed. 1961), Geologia Geral, 8^a ed., São Paulo, Companhia Editora Nacional.
- * LUTZ, Timothy M., "The magnetic reversal record is not periodic", Nature, 317, 1985, pp. 404-407.
- * BROWN, G. C., MUSSET, A. E., 1981, "The Earth's Core", in The Inaccessible Earth, London, George Allen & Unwin, Cap. 6, pp. 94-107.
- * RAUP, David M., "Magnetic reversals and mass extinctions", Nature, 314, 1985, pp. 341-342.

* RAUP, David M., "Rise and fall of Periodicity", Nature,
317, 1985.

* RAUP, David M, 1987, O caso Némesis, col. "forum da
ciência", n.º 10, trad. Raul Sousa Machado (a partir
do original americano The Nemesis Affair, © 1986),
Mem Martins, Publicações Europa-América.

Nota. Trabalho adaptado, a partir do original *Magnetoestratigrafia*, da autoria de Jorge Bonito, apresentado, em 1994, ao Departamento de Ciências da Terra da Faculdade de Ciências e Tecnologia da Universidade de Coimbra.