3.0.0 ESTRUTURA E COMPOSIÇÃO DO GLOBO TERRESTRE

Terra - dados básicos
Diâmetro equatorial 12712 Km
Diâmetro polar 12555Km
Superfície 5.l x $l0^8$ km^2.
Massa 5.976 - 10^{24}Kg
Volume $1.08 \cdot 10^{21}$ m^3
Densidade média - 5.5t x m^{-3}
Velocidade linear em torno do Sol - 29.8 km/seg.

3.1.0 Sismologia e a estrutura profunda do Globo

O interior do nosso planeta encontra-se inacessível as observações directas. As sondagens geológicas alcançaram em poucos lugares as profundidades superiores à 10 km, uma fracção insignificante do diâmetro da Terra. Torna-se então necessário de recorrer aos métodos indirectos de estudo, sobretudo à observação da propagação das ondas sísmicas produzidas por terramotos ou explosões nucleares subterrâneos. As inferências sobre a estrutura e distribuição das massas no interior do globo a base de estudo do campo gravítico terrestre serão tratadas no copítulo nº 5.

3.1.1 Elasticidade e deformação das rochas

Os sólidos como é descrito no capítulo 4 possuem estrutura interna ordenada definida por arranjo tridimensionado dos átomos em posições de equilíbrio e unidos pelas forças das ligações. O carácter destas ligações bem como arranjo espacial dos átomos atribui aos sólidos certo grau de elasticidade ou em outras palavras a capacidade de regressar a sua forma original após deformação provocada pelas forças compressivas, distensívas ou torcionais. A força deformadora dum corpo denominamos habitualmente como **tensão** *(ingl. stress)* para distinguir da **pressão confinante** que age com mesma intensidade em todas as direcções. Conforme o tipo de deformação produzida reconhecemos três tipos de tensão: **compressiva, distensiva e cizalhante**.

Um corpo sólido sujeito e acção da tensão reagirá elásticamente apenas até um certo limite conhecido como **limite elástico** determinado pelos valores críticos da tensão e deformação. A partir deste limite a deformação sai do regime elástico e entra no regime dúctil em que a deformação terá sempre carácter permanente. O aumento de tensão acima da resistência do material ou **ponto de ruptura** pode finalmente conduzir o sólido a perda de coesão (fig.7).

Os sólidos diferem grandemente em extensão do intervalo de deformação dúctil definido pelos pontos de limite elástico e ruptura. O intervalo estreito caracteriza os corpos frágeis (vidro) e intervalo amplo os corpos dúcteis. Vários factores externos condicionam a extensão do intervalo elástico e dúctil da deformação dos materiais.

Fig.8 Deformação do sólido em resposta a tensão crescente. Na parte O-D pertencente ao domínio elástico a deformação é recuperável após a eliminação da tensão. A partir do ponto D a deformação não é recuperável, tratando-se do domínio dúctil que termina no ponto F, de ruptura.

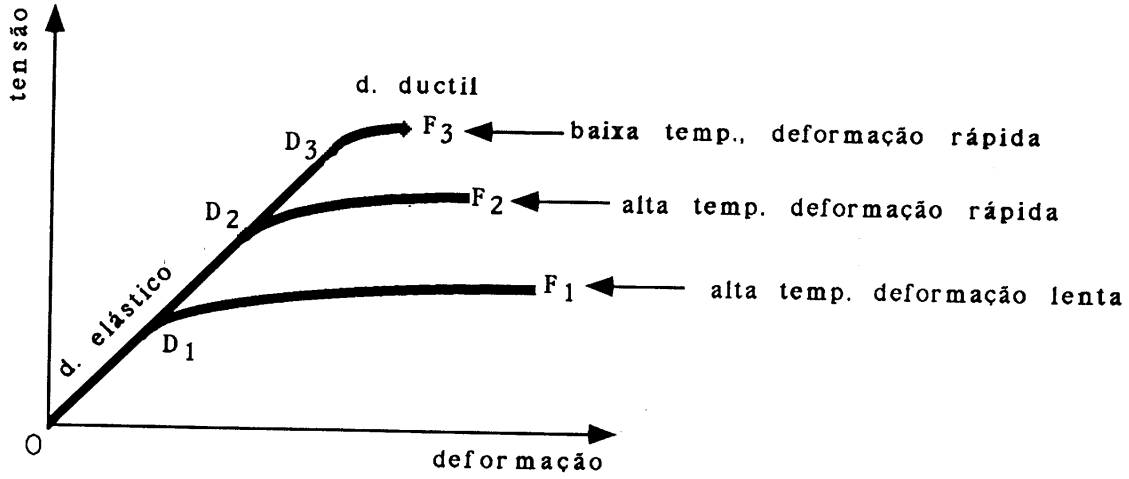


Fig.9 Extensão do domínio elástico e dúctil de deformação em resposta e diferentes condições externas

As partes superiores da Terra estão continuamente sujeitas as deformações devido às tensões (stress) que se formam nela por razões que serão elucidados nos capítulos seguintes. Se a tensão (stress) aumentar acima da resistência mecânica das rochas, a deformação destas, sairá do domínio elástico e tornar-se-a irrecuperável passando para o domínio dúctil ou frágil conforme o tempo de deformação e as condições **p,t** . No caso de deformação frágil ocorrerá então a ruptura das rochas de que vai resultar um terramoto. A energia elástica liberada durante a ruptura é carregada pelas ondas sísmicas que, propagando-se através do globo, transformam-na em energia térmica . À percepção das ondas sísmicas pelas pessoas, segue-se geralmente o pânico e os estragos, contudo os tremores trazem também informações valiosas para geologia, nomeadamente acerca da estrutura e composição das partes profundas do globo. Por exemplo, o evidenciamento dos cinturões

de terramotos nas margens das placas litosféricas com o verificado em torno do Oceano Pacífico, providenciou os argumentos irrefutáveis á favor da teoria de tectónica das placas.
Do ponto de vista da sua génese distingiu-se três tipos de terramotos:
1º **vulcânicos** - de alcance limitado, que acompanham ou precedem as erupções vulcânicas.
2º **resultantes dos desabamentos** - também de alcance limitado, provocados pelos desabamentos das grutas (p.ex. nos terrenos cársicos) ou galerias subterrâneas.
3º **tectónicos** - os mais frequentes, relacionados com a dinâmica da litosfera e manto superior. Foram classificados arbitrariamente em: superficiais com hipocentro à 0 - 70 km; intermédios com epicentro à 70 - 300km; profundos com epicentros abaixo 700 km.

3.1.1 Tipos de ondas sísmicas

As ondas produzidas durante o terramoto emanam duma região confinada no interior da Terra, chamada **hipocentro** ou **foco** e propagam-se graças a elasticidade de rochas. O ponto da superfície terrestre situado directamente acima do foco na vertical e à superfície, denomina-se como **epicentro**. Há três tipos básicos de ondas elásticas que podem ser caracterizadas pelo tipo de vibração que afecta as partículas do corpo sólido (fig.10). **Ondas P** (ondas primárias da *undae primae* em latim) são ondas longitudinais, quer dizer correspondentes à vibração das partículas no sentido de propagação da onda (iguais às ondas sonoras). O mecanismo de propagação da onda consiste em sequência de dilatações
e compressões em outras palavras mudanças de volume. As ondas P tal como as ondas sonoras podem deslocar-se tanto através dos corpos sólidos como líquidos e consistem na mudança de volume do corpo que atravessam. A velocidade de onda P expressa -se pela formula seguinte

$$V_p = \sqrt{\frac{\kappa + 4/3\mu}{\rho}}$$

onde:
ρ - densidade do meio
K - módulo de volume (sinónimos: modulo de deformação de volume, coeficiente de da elasticidade volumétrica ou modulo de elasticidade espacial). Não deve ser confundido com o módulo de elasticidade linear ou modulo de Young
μ - módulo cisalhante (sinónimos: módulo de rigidez ou módulo de Coulomb)
K e μ são constantes para determinado tipo de rocha e expressam respectivamente resistência do corpo a mudança de volume (incompressibilidade adiabática) e sua rigidez.

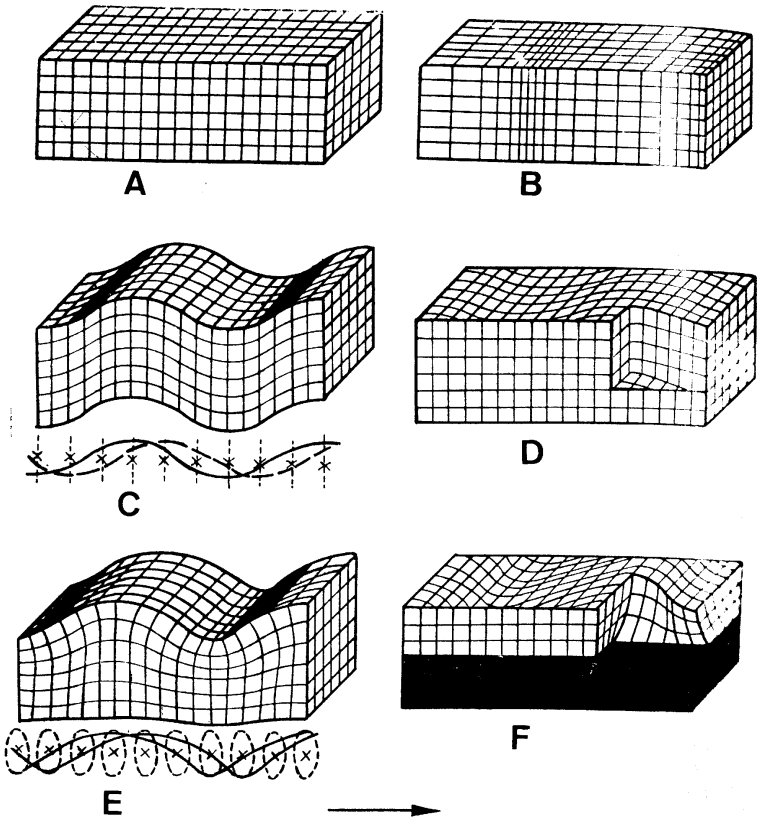


Fig.10 Tipos de ondas sísmicas e natureza do seu movimento
***A** - corpo não deformado; **B** - movimento da onda longitudinal P; **C** - onda transversal S com vibrações verticais; **D** - onda transversal S com vibrações horizontais; **E** - movimento da onda R (Rayleigh); **F** - movimento da onda L (Love)*

Ondas S (ondas secundarias de *undae secundae* em latim) - são ondas transversais. A vibração das partículas do sólido efectua-se no sentido perpendicular à direcção de propagação da onda (à imagem das ondas luminosas). Tal como as ondas P pertencem ao grupo de ondas volumétricas, quer dizer ondas que se propagam através do corpo inteiro .

O seu movimento consiste em mudança de forma e não de volume, dando-lhes carácter cisalhante. Sua velocidade exprime-se por:

$$Vs = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}$$

Da comparação das duas fórmulas vê-se que as ondas S serão mais lentas que as P e que não poderão atravessar meios líquidos cuja rigidez é = O. Em camadas superiores da crosta terrestre :

$$Vp = Vs\ 1.788$$

Alem dos dois tipos de ondas de volume distinguidas, existem ondas de superfície de Rayleigh e de Love, resultantes das oscilações livres do Globo sujeito a vibrações. O traço característico destas ondas é a sua propagação somente no espaço bidimensionado quer dizer na superfície terrestre.
Ondas L (Love) são bastante semelhantes às ondas S (mudanças de forma), mas a oscilação das partículas do corpo afectado pelas vibrações é praticamente polarizada no plano horizontal. A formação das ondas L requere a não homogeneidade do meio de propagação (existência de camadas) e menor velocidade da onda na camada superficial em relação à camada subjacente. Esta condição e facilmente satisfeita na situação em que o solo de baixa velocidade sísmica (baixa rigidez) jaze sobre rocha coesa de mais elevada velocidade sísmica.
Ondas R (de Rayleigh) podem ser geradas somente no meio homogéneo e a sua propagação implica as mudanças tanto de forma como de volume. A oscilação das partículas efectua-se segundo uma elipse com o grande eixo posicionado verticalmente (são chamadas também de "ondas de máxima amplitude") e a deslocação da onda efectua-se segundo o eixo pequeno na horizontal. O sentido de deslocação das partículas é retrógrado em relação a direcção da onda, assim que se assemelha à onda oceânica que "cavalga".
A velocidade das ondas R exprime a fórmula seguinte:

$$Vr = O.9194 \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} = O.9194\ Vs$$

A velocidade das ondas L é superior à velocidade das ondas R.
As ondas de superficie mesmo que carreguem somente uma pequena fracção de energia liberta durante o terramoto provocam as maiores movimentações das camadas do solo superficiais e portanto são frequentemente a origem dos maiores estragos materiais e perdas em vida humana. Outro traço característico das ondas de superficie é a dispersão de energia, quer dizer e existência dum amplo leque de frequências destas ondas.
Em certos paises (EUA, Japão) a protecção contra terramotos aproveita as diferenças em termo do tempo de chegada das ondas de volume e de superficie consiste em accionar os sistemas de alarme com a chegada das ondas P (as mais rápidas) dando assim à população o tempo (segundos) para sair do edificio ou alcançar o abrigo antes da chegada das mais destructivas ondas R e L.

3.1.2 Detecção e mecanismo dos terramotos

O nome dado ao estudo dos terramotos é sismologia. A maneira ideal para o estudo das vibrações que afectam o solo, seria realizar as observações num nível de referencia fixo mas desacoplado da superfície terrestre, o que é uma tarefa praticamente impossivel. Não obstante as medições dos movimentos do solo ou rocha superficiais efectuam-se com os instrumentos denominados sismógrafos. A parte principal do sismógrafo é um péndulo de grande massa suspenso numa haste ou numa mola fina mas resistente ligada ao solo. Possuindo elevada inércia, o pêndulo permanecerá praticamente imóvel durante os movimentos do seu suporte ligado ao solo. Desta maneira as mudanças de distância entre o solo e a massa inerte poderão ser registadas após a conveniente amplificação electrónica. Naturalmente o pêndulo vai ser tirado da sua posição de equilíbrio, mas

com o devido retardamento sendo as suas oscilações amortecidas rapidamente. Conforme a maneira de suspensão do pêndulo (mola ou haste) podem ser registadas e medidas as oscilações do solo tanto horizontais (no sentido N-S e E-W) como as verticais. As ondas sísmicas possuem períodos que variam entre décimos de segundo e alguns minutos, portanto seria impossível de construir um aparelho capaz de registrar as oscilações num tão grande intervalo de frequências. Para fazer face a este problema uma moderna estação sismológica dispõe frequentemente de dois conjuntos de sismógrafos : um para ondas de curto período 0.2 - 2 seg. e outro de longo período 15 - 100 sec.

O movimento repentino das massas rochosas da litosfera ao longo dum plano ou zona de fractura que, denomina-se como falha, está na origem da maior parte dos terramotos tectónicos. Os falhamentos afectam sobretudo as partes superiores do manto terrestre, quer dizer lá, onde a tensão acumulada e libertada através de deformação frágil do material rochoso. Se as tensões acumuladas são relaxadas frequentemente, a quantidade de energia elástica armazenada nas rochas não alcança valores elevados. No entanto, o prolongado período de acumulação das tensões, seguido de relaxação por via da deformação num único evento, resulta num terramoto muito forte e com consequências geralmente catastróficas. Nas profundidades maiores da litosfera ou no manto, devido às elevadas temperaturas e pressões, os materiais reagem de maneira mais dúctil excluindo a fractura (falha) como a fonte de sismo. Por conseguinte, para explicar os mecanismos de terramotos profundos, postula-se hoje em dia as transformações de fase, quer dizer as transformações da estrutura interna duma espécie mineral em outra de diferente volume molar, por exemplo a transformação da estrutura de tipo olivina (ortorrómbica) em estrutura de tipo espinela (cúbica).

A análise dos sismogramas provenientes dos vários observatórios permite determinar a direcção do movimento das massas rochosas da litosfera, como também encontrar a localização do epicentro do terramoto a partir de pelo menos três sismogramas provenientes dos diferentes observatórios (Fig. 11). Os sismogramas registados nos observatórios situados em 4 direcções opostas em relação ao foco servem para distinguir entre abalos provenientes dos terramotos e das explosões nucleares subterrâneas.

3.1.3 Energia, frequência e força dos terramotos

Os terramotos são fenómenos muito comuns. À escala global ocorre 8000 a 10000 abalos sísmicos por ano, mas considerando que nem todos são detectados este numero situa-se provavelmente à volta dos 40 mil. Os terramotos globais (os que são registados pelos sismógrafos em todas as partes do mundo) ocorrem em média a cada 28 dias no fundo oceânico e 52 dias nos continentes. Felizmente muitos deles afectam áreas continentais pouco habitadas. Actualmente utilizam-se dois tipos de escalas para medir a força do terramoto. O primeiro, baseia-se na maneira como o terramoto foi resentido pela população da área afectada, nos efeitos mecânicos produzidos e danos materiais verificados.

A escala utilizada habitualmente para quantificar estas observações possui XII graus e denomina-se MM (Mercalli modificada).

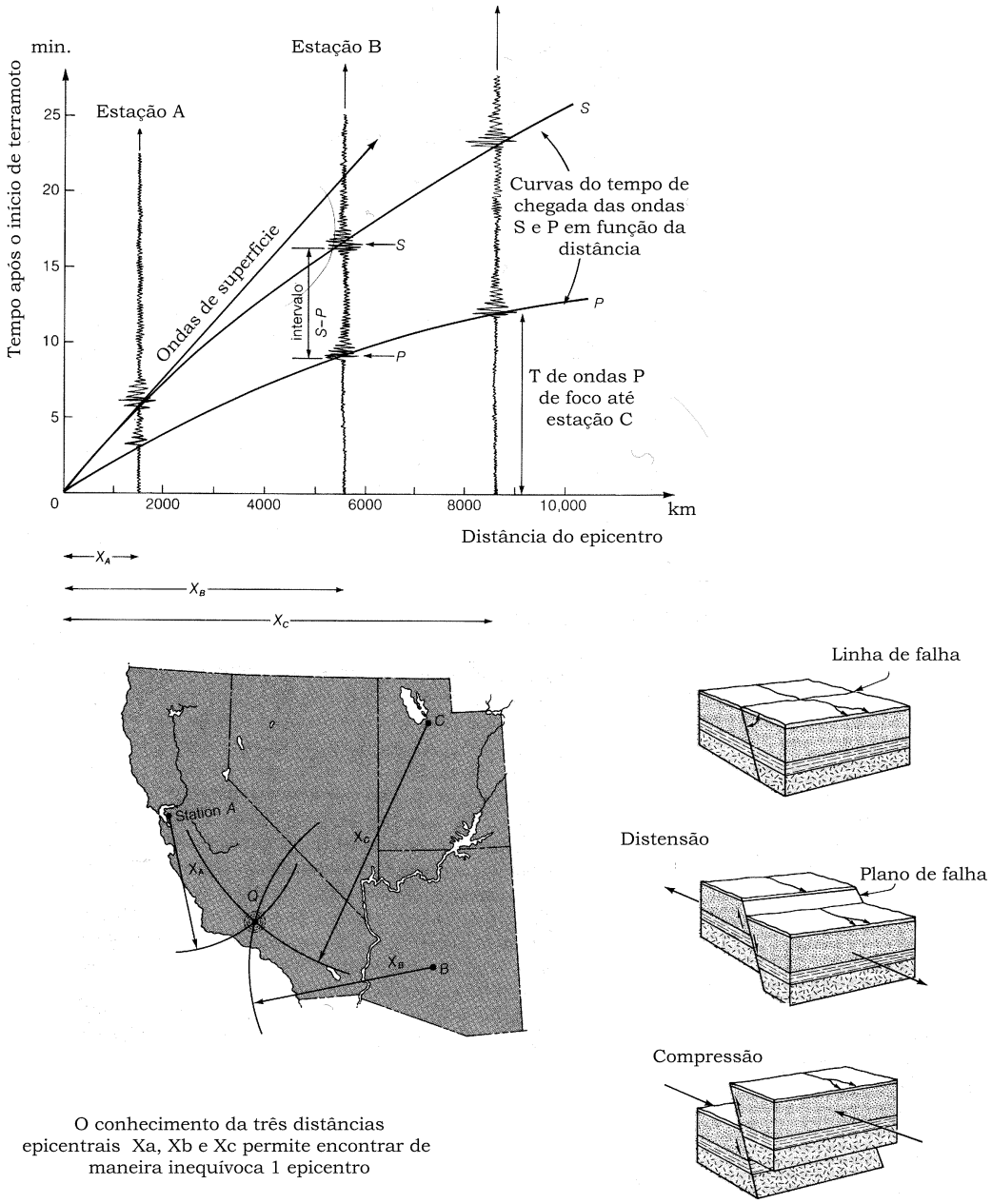


Fig.11 A distância da estação sismográfica do epicentro é obtida pela combinação do retardamento observado das ondas S em relação à P com gráfico padronizado retardamento / distância. O conhecimento da distância dos 3 observatórios do epicentro permite a localização inequívoca deste (seg. Press & Siever 1986).

Os resultados da avaliação da força do terramoto projectam-se nas cartas geográficas em forma de linhas de igual intensidade, chamadas isosístas. A maneira mais objectiva para medir a intensidade do sismo baseia-se na magnitude[1] , quantidade expressa pela formula:

[1] Esta fórmula é o último desenvolvimento por Gutenberg e Richter (1956) da fórmula original proposta por Richter em 1935 que aplicava-se somente aos terramotos pouco profundos na California. Existem cerca de 40 diferentes fórmulas derivadas da proposta original.

$$M = \log\left(\frac{a}{T}\right)_{max} + f\Delta$$

a - amplitude das oscilações [nm] máximas provocadas por omdas p, medidas sobre sismograma
T - período das oscilações [sec]
f(Δ) - termo empírico que compensa a diminuição do valor a/T em função da distância do epicentro, medida em graus até o máximo de 102º .
Até agora não foram registados terramotos com a magnitude superior a 9. Provavelmente este valor corresponde a um limite máximo de energia elástica que pode ser armazenado nas rochas.
Entre as escalas de Richter (M) e MM existe uma simples relação aritmética:

$$M = 0.6MM + 1.3$$

Magnitude > 8 corresponde às catástrofes sísmicas isto é à grau XI - XII na escala MCS.
Um grau na escala de Richter corresponde ao aumento 10 x da amplitude e sendo a energia liberta pelo terramoto proporcional à $(\frac{a}{T})^2$, o aumento esperado na energia liberta devia ser 100x. Na realidade, devido à variação de frequência das ondas este aumento não ultrapassa 30x. Um terramoto da magnitude $^{8.5}$ liberta $10^{23.8}$ erg o que equivale à ca 15000 bombas atómicas do tipo que foi utilizado em Hiroshima.
Richter reconheceu as imperfeições da sua fórmula que de facto da mais a ideia da dimensão do sísmo de que da quantidade da energia liberta.
Actualmente ganha cada vez uma maior aceitação a escala de **magnitude do momento**.
O momento sísmico M_o , que mede a energia emanada da falha inteira (e não apenas o ponto focal) definimos como:

$$\mathbf{M_o = \mu\ u\ A \quad [Nm]}$$

Sendo: μ - módulo cisalhante , tomado como $3 \cdot 10Nm^{-2}$ para a crosta e $7 \cdot 10Nm^{-2}$ para manto
u – deslocação estimada ao longo do plana da falha
a – área da falha
A magnitude de momento proposta por Kanamori expressa-se :

$$\mathbf{M_w = 2/3 \log M_o - 6.0}$$

Racalculcaladas, as magnitudes dos Terramotos de 1906 em São Francisco, 1960 Chile e 1964 Alaska que na escala de Richter deram o mesmo valor de 8.5, deram na escala Mw valores de 7.7, 9.5, 9,2 respectivamente.

3.1.4 Alguns dos maiores terramotos registados

Terramoto de Lisboa ocorreu no dia de Todos os Santos de 1775 durante dia, surpreendendo muitas pessoas nas igrejas. A destruição foi completada pela tsunami de 15 m de altura que varreu toda a cidade baixa. O número das vítimas mortais elevou-se a 60000. A magnitude deste sismo estima-se em 8.5 e a sua origem está sendo atribuída a falhamento no seio da denominada estrutura de

Marques de Pombal, situada ca de 100 km SW do Cabo de São Vicente e relacionada com a grande falha Açores-Gibraltar, que dissecta o fundo do Oceano Atlântico no sentido W -E.

Em 16 de dezembro de 1811 ocorreu um terramoto de que provocou destruição numa extensa área do vale de Mississipi. Houve grandes modificações da paisagem como desaparecimento das ilhas fluviais, drenagem dos pântanos elevados etc. Tratando-se duma área pouco habitada o numero das vítimas não foi grande.

Terramoto de Tokio/Iokohama no dia 1 de Setembro de 1923 afectou intensamente o fundo oceânico vizinho a capital nipónica, provocando os seus movimentos verticais até 4 m. Custou a vida de 140000 pessoas.

Em 31 de maio de 1970 o sismo que afectou a parte norte de Perú causou a morte de 50000 pessoas e desabrigou cerca de 1 milhão. Quase metade das vitimas sucumbiram numa cidade costeira soterrada pela gigantesca avalanche conhecida localmente como huayco. A avalanche teve inicio no alto dos Andes quando as vibrações sísmicas provocaram o desprendimento dum grande bloco de gelo que, deslizando encosta abaixo formou uma massa de material rochoso, barro e árvores de volume aproximado de 2.3 milhões de m3.

O grande terramoto que no ano 1976 afectou a província de Tan- Shan da China foi previsto pelos geólogos, mas infelizmente com a tolerância de erro +/- 5 anos. As 500 mil vítimas (estimativa mínima) registaram-se sobretudo nas zonas rurais, onde os habitantes escavam as suas casas em espessas camadas de sedimento mal consolidado, o loess. Os deslizamentos que se produziram nas encostas em resultado dos abalos, destruíram maciçamente os abrigos com consequências catastróficas para a população.

O terramoto de 1985 registado a 300km da Cidade de México é um vivo exemplo da influência da natureza do subsolo sobre o reforço do efeito destrutivo das ondas sísmicas. A cidade em causa é construída inteiramente sobre os sedimentos lacustres de baixa velocidade sísmica reflectida em grande amplitude das oscilações. O período de resonância dos sedimentos está próximo de 0,5Hz que é também o período de oscilações dos prédios de 15 a 25 andares. Como consequência centenas de edifícios destas características foram destruídos e milhares de víctimas resultaram deste terramoto relativamente distante.

O Sul da Europa, de Turquia até Portugal é quase na totalidade uma área sísmica. Uma zona, particularmente activa situa-se na Turquia , quase em paralelo as costas do Mar Negro, ao longo da chamada Falha de Anatólia. Em 1999 na proximidade da Cidade de Izmit verificou-se o último de tremor de maiores proporções que custou a vida a vários milhares de pessoas e destruiu ca de 20 mil habitações.

Quase dois séculos de acumulação das tensões na margem compressiva entre Placas litosféricas Indiana e Burmesa culminaram em terramoto de magnitude 9 que afectou em 26.12.2004, o fundo marinho a NW de Sumatra. Na realidade a ruptura foi tripla deu-se em três etapas que ocorreram no espaço de primeiros segundos. A extensão de ruptura foi estimada em 1200 km. Em consequência o fundo marinho local foi elevado ca de 10 m o que provocou euma serie de tsunamis que afectaram a zonas costeiras do N de Oceano Indico, provocando mais de 160 000 mil vítimas mortais. As ondas atingiram 15 m de altura.

3.1.5 Predição, protecção, e controle dos terramotos.

Sismólogos e geólogos em países afectados por terramotos tentam de prever a ocorrência dos sismos por diversos métodos que incluem:

- observações da conductância eléctrica das rochas em zonas sísmicas
- observação das mudanças em velocidade de propagação das ondas sísmicas das rochas, que habitualmente antecipam os abalos
- medidas de movimentos dos solos
- determinação das exalações de rádon das perfurações geológicas
- observação do comportamento dos animais

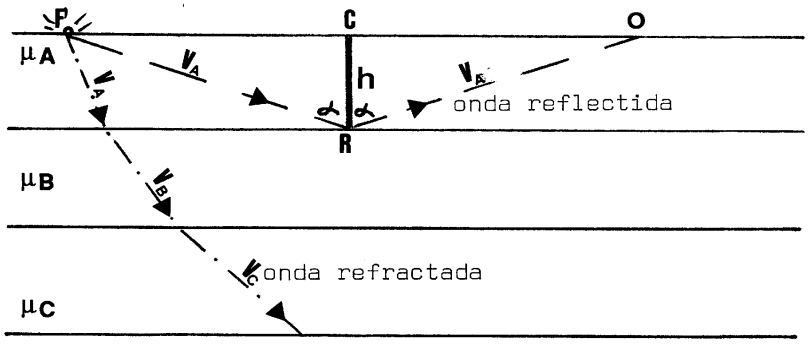
Apesar de todos estes esforços, poucas vezes (cinco casos reconhecidos mundialmente) as populações foram advertidas com a antecipação e precisão convenientes que impediiram a catástrofe. A principal dificuldade em prever estes acontecimentos é o nosso desconhecimento preciso da mecânica do terramoto. Por está razão a previsão dos sísmos basea-se no cálulo de probabilidade de ocorrência numa determinada zona afectada por falhas. Este tipo de previsões é apoiado pela observação de deslocações milimétricas de terreno em proximidade da falha, "migração" temporal dos focos de sísmos ao longo duma zona de falhamento conhecida e existãncia dos intervalos asísmicos que são vistos coma áreas de alta probabilidade de ocorrência de ruptura.

Contudo os danos cosísmicos podem ser sensivelmente limitados pela observância das regras de construção civil previstas para as áreas em causa. Estas regras compreendem a instalação de amortecedores de choques nas fundações, construção das paredes compostas por quadros com barras transversais, uso de betão armado com reforços espirais, instalação das juntas flexíveis nos pipelines de gás ou combustíveis e reconhecimento do periodo de resonância do subsolo.

Através das injecções da água nas sondagens geológicas perforadas nas áreas sísmicas (Colorado, EUA) foi possível aumentar a frequência dos terramotos diminuindo sensivelmente a sua intensidade. A técnica aparentemente conduziu à diminuição da fricção interna nos maciços rochosos, que diminuíram a capacidade de armazenar a energia elástica.

3.2.0. Velocidade de ondas sísmicas no interior do Globo e seu significado estrutural.

A partir dos gráficos (hodógrafos) da propagação das ondas sísmicas no Globo, deduz-se facilmente que a velocidade destas ondas aumenta com a profundidade, o que de facto não tem em si nada de surpreendente se considerarmos o aumento da rigidez dos corpos sólidos com o aumento da pressão confinante. Conhecendo o aumento da pressão no interior do Globo seria teoricamente possível calcular os tempos de chegada em qualquer ponto da sua superfície. Ora, estes cálculos diferem muito dos valores observados o que indica a composição não homogénea do interior terrestre.



h= CO tg α

Fig.12 A refracção e reflecção das ondas sísmicas pelas 3 camadas hipoteticas de diferente rigidez

A onda sísmica que parte do foco F, deslocar-se-á até o ponto R , situado no limite das camadas A e B onde sofrerá a reflexão e prosseguirá até à superfície com a mesma velocidade V_a. Para os ángulos de incidência das ondas, superiores ao ângulo de reflexão interna total observaremos a refracção no limite das duas camadas. Os mesmos fenómenos vão repetir-se no limite das camadas B e C. O esquema anexo mostra que:

1º a refracção das ondas nas sucessivas camadas caracterizadas por Va,b,c crescente com a profundidade, desviará a suas trajectórias em direcção da superfície

2º o conhecimento da distância entre o foco F e observatòrio O, do tempo de percurso do caminho FRO pela onda e da velocidade sísmica Va permitirá calcular a profundidade d do limite entre duas camadas.

À escala do nosso Globo, na profundidade de 2900 km as ondas P sofrem forte refracção no sentido "para interior" da Terra (fig.13), indicando o decréscimo da velocidade de propagação. Em resultado, na superfície num angulo esférico de 40o (denominado "zona de sombra")não se detectam as ondas P . Para as ondas S a zona de sombra é ainda maior, o que se deve à não passagem delas pelo limite mencionado. Esta última observação indicaria que para baixo do limite de 2900 km, considerado como a divisória entre o manto terrestre silicatado e o núcleo metálico e chamado descontinuidade de Gutenberg, a matéria se encontra em estado liquido.

Na profundidade de 5150 km foi reconhecida a outra descontinuidade sísmica, a partir de qual as ondas P aumentavam de novo a sua velocidade e as ondas S ressurgiam de novamente. A descontinuidade foi atribuída ao limite entre o núcleo exterior (liquido) e núcleo interior (sólido) e do seu descobridor recebeu o nome Lehman.

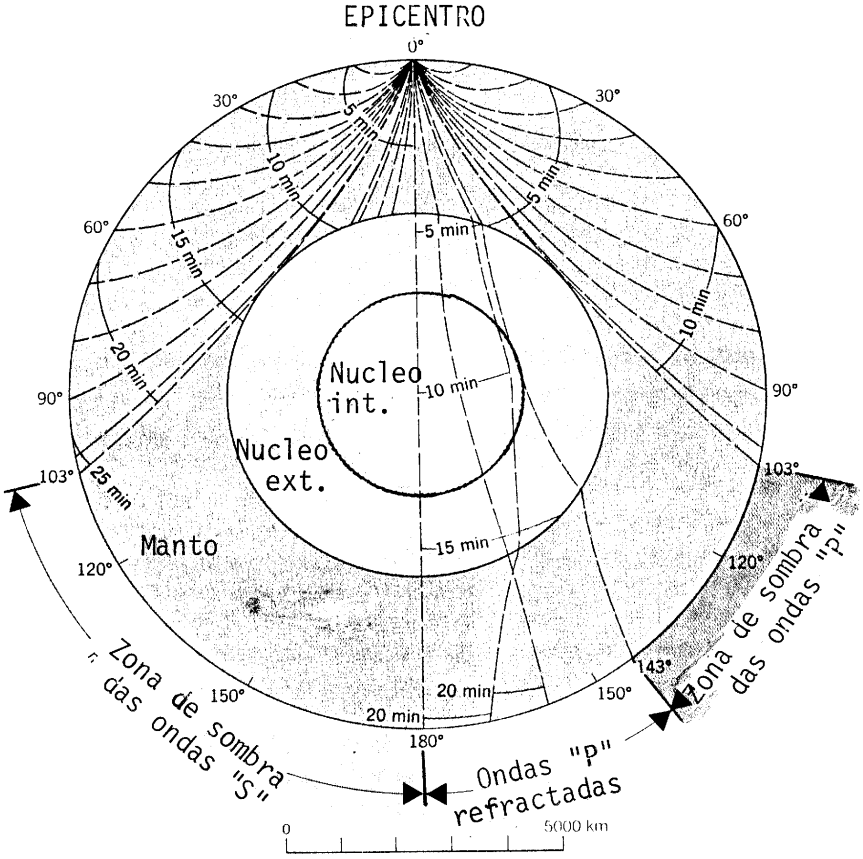


Fig.13 Secção esquemática do Globo com as trajectérias das ondas "S" do lado esquerdo e das ondas "P" do lado direito

Se o limite inferior do manto terrestre (descontinuidade de Gutenberg) é muito nítido o mesmo não ocorre com o seu limite superior. Efectivamente não se trata duma descontinuidade em forma de superfície mas mais duma zona de certa espessura, que foi proposta no inicio deste século pelo sismólogo Jugoslavo A. Mohorovicic. O postulado baseou-se no registo dos dois conjuntos de ondas S e P gerados por um terramoto cujo hipocentro se encontrava à 40 km de profundidade. Observou-se que a partir de certa distância epicentral os trens de ondas refractadas numa interface entre meios de propriedades mecânicas diferentes a profundidade de ca 35 km, chegavam aos geofones antes das ondas directas (que não passaram por refracção). Deduziu-se então que os trens de ondas mais velozes devem ter penetrado a partir da profundidade mencionada nas camadas mais densas e rígidas (manto), e que esta profundidade marcava de facto a base da crosta terrestre. Para homenagear o seu descobridor o limite crosta/manto foi denominado descontinuidade de **Mohorovicic** (ou curto Moho para poupar ao leitor os entorces de língua). As investigações posteriores em outras partes do mundo revelaram que a profundidade da superfície Moho pode variar entre 5 - 10 km abaixo do fundo oceânico e 20 - 80 km abaixo da superfície nos continentes.

As velocidades das ondas sísmicas na parte superior da crosta continental apontam para as rochas de tipo granito - diorito como mais prováveis e na crosta oceânica tipo basalto - gabro. Em profundidades maiores da crosta continental os dados sísmicos indicam a presença das rochas mais

pesadas, provavelmente gabros. O limite entre dois tipos de material constituinte da crosta continental não é sempre nítdo e denomina-se descontinuidade de **Conrad.**

Da base da crosta até a profundidade que pode variar entre 70 km por baixo dos fundos ocânicos e o máximo 250 km por baixo de zonas continentais, (portanto já no manto superior) a velocidade das ondas P cresce até 8.3 km/sec. Nesta profundidade que marca o limite inferior da **litosfera** (parte superior do globo rígida, abrangendo a crosta e o topo do manto) ocorre nítido decréscimo da velocidade sísmica que se extende até 350 km aproximadamente, marcando a chamada zona de baixas velocidades . É de salientar que ambos os limites inferior e superior da zona de baixas velocidades não são nítidos. De maneira geral são melhor desenvolvidos por baixo dos fundos oceânicos de que nos continentes. Não havendo evidências das mudanças químicas na zona de baixas velocidades , presume-se que a desacceleração das ondas é causada pelo decréscimo de rigidez da matéria que deve encontrar-se em estado próximo da fusão ou mesmo em estado de fusão parcial incipiente. A esta parte do manto da se o nome de **astenosfera**, que de acordo com a tectónica das placas pode funcionar como suporte plástico para o movimento das placas litosfericas rígidas. Astensfera é vista tambem como zona geradora de magmas.

3.3.0. Características fisico-químicas das geosferas

3.3.1. Atmosfera

Única em termos de composição no sistema solar, a atmosfera possui a massa 5,3 x 10^{18} kg , a fracção insignificante de peso do planeta. De acordo com abundância medida e análise isotópica dos gases nobres, os dois gazes ligeiros (H e He) da nébula planetária, presentes na atmosfera durante acreção foram perdidos para o espaço. Essencialmente composta por 3 gazes (N,O,Ar) exerce sobre a superfície sólida a pressão de 1 bar (10^5 Pa.) A atmosfera terrestre primitiva resultou da desgasificação do manto e foi composta essencialmente por N e CO2. Inicialmente a fotólise da água, mas sobretudo a fotosíntese das bacterias (algas) e posteriormente plantas, gradualmente amumentaram o teor de oxigénio na atmosfera que, nos últimos 2,5 Ga tornou-se eminentemente oxidante.

3.3.2. Hidrosfera

A massa de água líquida no nosso planeta é de 1.4 x 10^{21} kg, sendo 98% contidos nos oceanos e o resto na água continental e na criosfera (99% da água doce). A origem da hidrosfera deve-se à fase de intensa desgazificação vulcânica da Terra e condensação do vapor de água libertado . Não obstante, existem opiniões bastante divergentes quanto à intensidade do processo de formação da hidrosfera. Entre outros, os seguintes argumentos estarão a favor do criação da maior parte dos oceanos nos primeiros +/- 2Ga da historia do Globo:

- o teor de gazes tais como 40Ar e 4He nos berilios de idades superiores a 2.5 Ga é uma ordem de grandeza superior quando comparado a berilios de idades inferiores a 1 Ga e indica por consequência o caracter catastrófico de desgasificação do interior do nosso planeta
- o magnetizmo remanescente é conhecido das rochas de idades superiores a 2.5 Ga, indicando a existência do núcleo externo liquido. A formação deste último forneceu a enegia suficiente para fundir o manto superior e provocar a sua desgazificação.

Recentemente começaram ganhar a aceitação os postulados sobre a origem cósmica da água presente no nosso globo. Trata-se nomeadamente da constante "chuva" de microcometas compostas essencialmente de gelo e silicatos que, evaporando na atmosfera contribuem continuamente para o aumento do volume de água no nosso planeta.
Seja qual for a sua origem, a água dos oceanos ocupa na sua maior parte as depressões da superficie terrestre que refletem o equilibrio isostático entre mais densa crosta oceânica e mais leve crosta continental.

3.3.3. Crosta

A massa da mais externa parte do Globo sólido, compreendida entre a superfície e a descontinuidade de Mohorovicic é de 2.8 x 10^{22} kg, sendo +/-79% concentrados na parte continental e subcontinental (d= 2,7 t/m^3) e o resto na parte oceânica (d=3.0 t/m^3). A composição química geral da crosta que considera três tipos de rochas, a saber magmáticas, metamórficas e sedimentares relata a tab.2:
Os restantes elementos embora constituam uma parte insignificante do peso da crosta concentraram-se sobretudo nela, à custa das geosferas interiores, principalmente do manto. Trata-se dos elementos de grandes raios iónicos que classificamos no grupo de elementos incompatíveis (ex. Rb, Cs,Ba U, Th) com preferência de entrar em fase liquida durante a fusão parcial dos silicatos mantélicos.
Considerando que as mais velhas rochas que são conhecidas no nosso globo da Groenlandia, revelaram as idades isotópicas vizinhas à 4 Ga e que os minerais mais antigos (zircões da Australia Occ.) datam de há 4.2 Ga, podemos arriscar a hipótese de que, não existem vestigios da crosta terrestre primitiva que foi destruída no período abrangendo os primeiros 400 Ma da história do Globo.
A intensa convecção térmica do Manto e o bombardeamento meteorítico são vistos como responsáveis pelo facto de não termos material rochoso disponível para estudo dos primórdios da Terra.

Elemento	% peso	Elemento	% peso
0	45.4	Mg	3.2
Si	25.9	Na	1.8
Al	7.9	K	1.3
Fe	6.3	Ti	0.5
Ca	5.7		

Tab.2 Composição química da crosta terrestre (dados de Ronov e Jaroschevsky, 1976)

A maior parte da crosta continental cuja composição química média está próxima dos dioritos, foi formada à custa do manto entre 2.5 e 3 Ga a.p. com velocidade de +/- 6 km3/ano. Durante o Fanerozoico o crescimento da crosta foi nitidamente inferior +/- 0.5 km3/ano, basicamente devido à acreção dos arcos insulares. Dai infere-se que o intercâmbio de matéria entre manto e crosta continental foi muito intenso no passado geológico mas em tempo presente a circulação dos componentes materiais processa-se de maneira quase independente nas duas geosferas. A crosta

oceânica de composição predominantemente basáltica continua a ser um derivado do material mantélico, ja que é formada continuamente num processo de expansão do fundo oceânico que será descrito em pormenor nos capítulos seguintes.

3.3.4. Manto

Elemento	% peso	Elemento	% peso
0	45.7	Mg	19.1
Si	21.5	Na	0.5
Al	1.6		
Fe	6.7		
Ca	1.6		

Tab.3 Composição química do manto terrestre (dados de Murphy & Hall, 1970)

O manto constitui 67% da massa terrestre e de acordo com os dados sísmicos, composição química dos xenólitos e pelas analogias com a composição dos condritos , o teor dos seus principais componentes químicos apresenta a tabela 3 .

Os números citados indicam que a composição mineral do manto deve ser essencialmente de silicato ferromagnesiano com certa participação dos silicatos de Al, Na e Ca. Considerando que os basaltos que compõem a crosta oceânica se formam directamente da fusão parcial do material mantélico, assume-se que a mineralogia "média" do manto superior deve corresponder à 75% de peridotito e 25% de basalto. Esta rocha hipotética é denominada conjuntamente como pirólito.

A composição química do manto inferior deve ser semelhante à do superior. A diferença fundamental entre as duas partes estará, segundo as evidencias sísmicas, na transformação estrutural dos componentes minerais, no sentido de mais denso arranjo espacial dos iões e átomos nas redes cristalinas. Por exemplo, as propostas mudanças de fase dos olivinas no sentido de minerais cada vez mais densos, teriam com aumento de profundidade a sequência seguinte:

400 km 700 km

Mg_2SiO_4 --------> Mg_2SiO_4 --------> MgO + SiO_2

forsterite (ortorrómbico) espinela (cúbico) periclase (cúbico) stichovite (tetrag.)

3.3.5 Núcleo

O núcleo possui um raio de 3480 km ou aproximadamente a metade do terrestre , representando 32% da massa do planeta. O núcleo exterior em estado líquido compõe-se em 90% de Fe com pequena participação de Ni e 10% de outro elemento mais ligeiro. A presença deste elemento mais ligeiro (enxofre ou oxigénio são os candidatos mais plausíveis) é requerida pela observada velocidade das ondas P (superior à do ferro puro), densidade e temperatura (ambas inferiores à do Fe puro). A composição do núcleo interior (1220 km de diámetro) supõe-se semelhante à do superior. O nucleo interior é fisicamente anisotrópico, isto é a velocidade de propagação de ondas

sísmicas varia conforme a direcção. A deriva contínua da longitude do eixo de anisotropia indica que o nucleo interior encontra-se desacoplado das geosferas superiores Em outras palavras o núcleo interno gira em torno do seu proprio eixo 1º por ano mais rapidamente que o núcleo externo e manto. Hà duas razões possíveis, responsáveis pelo estado sólido do núcleo:

1º material do núcleo nunca ficou fundido completamente

2º o núcleo interior solidificou em reposta ao arrefecimento e aumento de pressão exercida pelas camadas superiores.

Os recentes estudos sísmicos mostram que o núcleo interno possivelmente esteja desacoplado da restante parte do globo, no sentido de exibir maior velocidade de rotação de que as restantes camadas.

3.4.0. A presente diferenciação química e o modo de formação da Terra

Há dois grupos de hipóteses sobre o modo de acreção dos planetesimais que formaram a Terra. O primeiro grupo postula a acreção homogénea dos planetesimais cuja composição química estaria próxima à dos condritos. O segundo grupo postula a acreção heterogénea do material cósmico, que no início do processo estaria mais rico em condensados de alta temperatura (ferro e níquel entre os outros). Seja qual fôr a sequência de acreção, a energia térmica libertada pelo impactismo e a desintegração dos isótopos radioactivos, conduziu à fusão do protoplaneta , incluindo seus componentes metálicos. Estes últimos como mais pesados, deslocaram-se em direcção do centro da gravidade transformando por sua vez a energia gravítica em energia térmica produzida pela fricção. A outra parte do chamado calor "inicial" foi produzida pelo fenómeno da compressão adiabática, contribuindo com as outras para o presente estado liquido do núcleo externo.

A zonação material da Terra , bem como de todos restantes planetas internos do sistema solar resulta das afinidades quimicas e proporções dos principais elementos de que estes planetas se compõem. Assim os elementos metálicos de baixa electronegatividade (Mg, Al, Ca, Fe..) recombinariam com $SiO4^{-4}$ para (dois elementos mais abundantes do manto!) para formar o manto silicatado. O resto de ferro e metais com afinidades a ferro recombinariam com enxofre e oxigénio restante para formar o núcleo externo fundido. O núcleo interno é constituido por metais puros (principalmente Fe).

3.5.0 Transformação e reciclagem da matéria na parte superior do Globo

O carácter dinâmico do equilíbrio entre o manto e crosta terrestre pode resumir-se às três etapas (fig.14) do ciclo geoquímico global , que serão objecto de análise pormenorizada nos capítulos à seguir. Aqui, abordaremos somente os aspectos fundamentais de que é a base das geociências modernas.

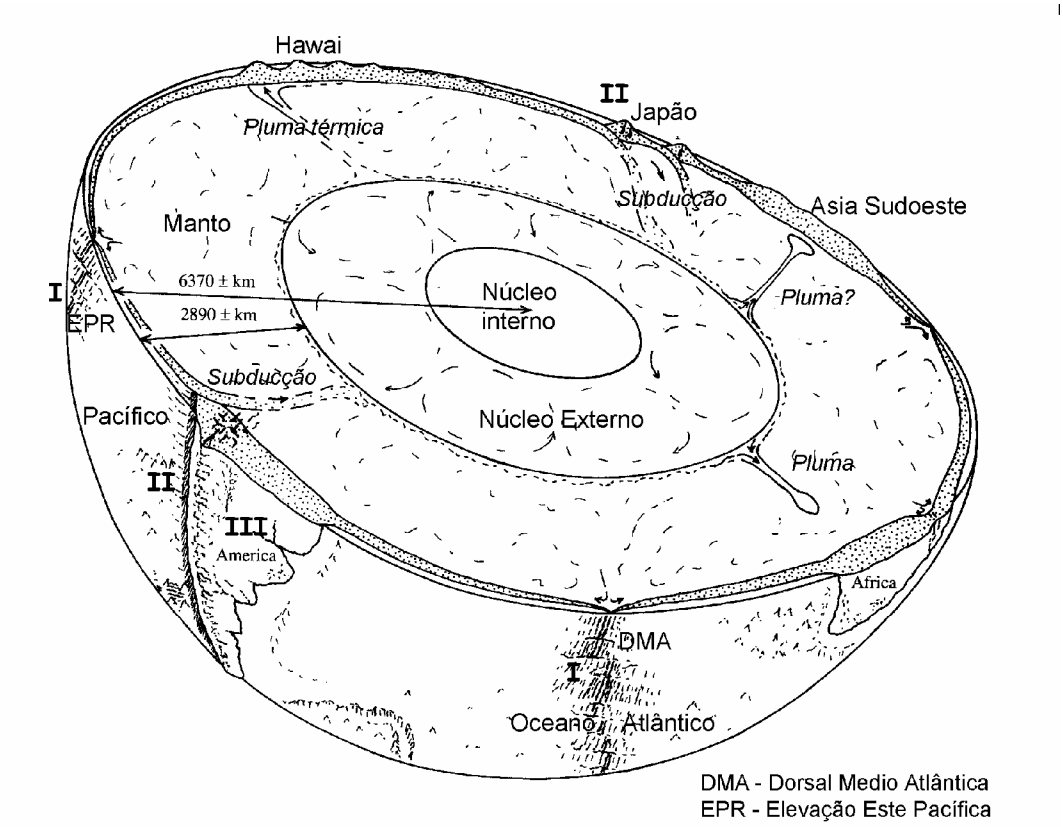


Fig.14 Representação esquemática do movimento da matéria nas camadas externas do Globo. Os números romanos I,II,III indicam os três etapas do ciclo geoquímico.

1º Etapa

A transferência de calor do interior da Terra, seja ele proveniente das zonas próximas do núcleo, ou das reacções de decaimento radioactivo no manto, conduz à fusão parcial da matéria silicatada e à sua ascensão muito vagarosa em forma do penachos quentes . O magma gerado desta maneira alcança a zona das dorsais mediooceânicas onde acaba produzindo erupções basálticas ou solidifica em profundidades maiores formando rochas de tipo gabro ou dolerito. À escala global este processo adiciona anualmente cerca de 4 x 1010 t do material rochoso "fresco". Aproximadamente metade da energia térmica contida na nova crosta é transferida nas dorsais à áqua marinha que, nas profundidades entra na fendas dos basaltos para ressurgir em forma das nascentes termais submarinas (ingl. smokers) cuja temperatura pode alcançar 380º C. As investigações dos últimos 20 anos evidenciaram a ocorrência de substanciais mudanças na composição química das rochas durante o esfriamento subaquático. Por exemplo o oxigénio dissolvido na água, oxida o Fe+2 produzindo hematite e goethite, o Na presente na água entra em troca cationica com plagioclases produzindo o albite. Por outro lado, a água lixivia das rochas vários componentes metálicos, enriquecendo-se desta maneira em Cu, Mn, Fe, Cr, Ni, Zn, Au, Ag. Estes elementos podem seguir vários intinerários geoquímicos: serem precipitados em forma dos sulfuretos em smokers ou integrar os sedimentos pelágicos.

2º etapa

A expansão do fundo oceânico a partir da dorsal é um facto comprovado. Não havendo evidências do aumento de volume da crosta terrestre, tudo indica que nas zonas de subducção o processo construtivo é compensado inteiramente pelo afundamento da litosfera oceânica até profundidades de +/- 700km no Manto. Antes de alcançar esta zona a crosta cobre-se com sedimentos que, conforme o angulo de afundamento é arrastado para o interior do Manto ou forma um cone de acreção. Durante a descida da crosta em zonas de elevada temperatura e pressão ocorrem processos metamórficos de grau progressivamente maior até à formação do magma, tipicamente andesítico. Este processo pode conduzir também à fusão das partes inferiores da crosta continental com a subsequente formação dos magmas graníticos. Estes últimos durante o seu esfriamento podem ser sujeitos à acção lixiviante das águas subterrâneas, das quais posteriormente cristalizarão os compostos minerais dos elementos extraídos tais como Mo, W, Sn, Au etc.

3º Etapa

Os processos descritos nos dois pontos precedentes são responsáveis pela morfologia do Globo e em particular pela formação das cadeias montanhosas sujeitas a intensa erosão.

Sabemos que a maior parte dos minerais que compõem as rochas magmáticas, portanto formados em altas temperaturas, são termodinamicamente instáveis em condições superficiais em presença de água, oxigénio e dioxido de carbono. A consequência do seu desequilíbrio termodinâmico na superfície é a sua decomposição . Por exemplo:

$$6\ KAlSi_3O_8 + 4\ H_2O = 2\ KAl\ Si_3\ O_{10}\ OH + 4K^+ + 3OH^-$$

ortóclase ilite

A erosão afecta anualmente cerca de 1011t de rochas o que comparado com a massa da crosta igual 2.8 x 10 19 t daria reciclagem total em algumas centenas de milhões de anos. Porém o processo da reciclagem química da crosta não é total o que provam as idades das rochas continentais até 4 Ga.