

# Localização e dimensionamento de sismos num enquadramento conceptual da sismologia

BENTO CALDEIRA, MOURAD BEZZEGHOUD & JOSÉ F. BORGES

Depto. de Física e Centro de Geofísica de Évora, Universidade de Évora, R. Romão Ramalho, 59, 7002-554 Évora, bafcc@uevora.pt; mourad@uevora.pt; jborges@uevora.pt

*Resumo:* Neste trabalho pretendemos clarificar aspectos práticos da sismologia, como a localização de epicentros, a determinação de magnitudes e energia sísmica e a definição e uso do momento sísmico. Para o efeito é seguida uma metodologia que permite fazer o enquadramento conceptual através de exame sumário às teorias subjacentes a estas realizações.

*Palavras chave:* Ressalto elástico; Máquina dos sismos; Localização de sismos; Magnitude dos sismos; Magnitude de momento; Energia sísmica

*Abstract:* In this work we intend to analyse practical subjects of the seismology, as the localization of earthquakes, the determination of magnitudes, seismic energy and definition and use of seismic moment. To make this we follow a methodology that introduces the techniques related with the corresponding theoretical models

*Keywords:* Elastic rebound; Earthquake machine; Earthquake localization; Seismic moment; Moment magnitude; Seismic energy.

*Recebido e aceite:* Dezembro 2005.

## Introdução

Este artigo resulta da adaptação de dois trabalhos apresentados XXV Curso de Actualização de Professores de Geociências, realizado em Maio de 2005 em Estremoz: Introdução à sismologia (Bezzeghoud, 2005) e Actividades experimentais em sismologia (Borges *et al.*, 2005). Pretende-se explicitar e enquadrar sob o ponto de vista dos modelos teóricos aceites, através de uma metodologia onde se evitou o uso de referências quantitativas, alguns aspectos funcionais da sismologia: a localização dos sismos, o cálculo da magnitude e energia sísmica e a utilização do parâmetro momento sísmico, a grandeza que melhor permite medir os sismos.

Na primeira parte faz-se uma breve introdução aos modelos sismogénicos pondo em confronto modelos antigos e o modelo actualmente aceite – o do ressaltamento elástico. Como exemplo deste modelo apresenta-se um protótipo desenvolvido no Centro de Geofísica de Évora (CGE), desenhado em conformidade com a estrutura da teoria do ressaltamento elástico de forma a reproduzir a dinâmica das zonas sismogénicas. Este modelo é compatível com a existência de ondas sísmicas. Os aspectos relacionados com estas ondas e a sua propagação pelo interior da terra e suas interações

com o meio são analisados na secção 2. A Secção 3 é dedicada à interpretação dos registos dos movimentos da superfície: os sismogramas. São explicados e apresentados exemplos dos tipos de registos sismográficos mais importantes no trabalho de observatório sismológico, bem como a identificação das fases cuja nomenclatura é apresentada na anterior secção. Feita a identificação do sinal sísmico, a secção 4 explica as técnicas e uso de ferramentas que transformam os dados medidos nos sismogramas em parâmetros que se pretendem conhecer: de localização e magnitude dos sismos. Por fim, na Secção 5, é indicado um conjunto de recursos disponíveis na Internet.

## 1. Modelos sismogénicos

A superfície terrestre sobre a qual nos acomodamos, embora aparentemente muito estável, todos os dias nos sacode, dando-nos provas do seu permanente estado de fracturação. Com alguma frequência essas provas assumem dimensões catastróficas. O fenómeno sísmico é, de entre os eventos naturais, o mais severo com que o homem se confronta desde sempre. Dão-nos conta disso as inúmeras alusões históricas ao fenómeno e as explicações fantásticas que dele se fizeram. Por

(...) Apenas puseram os pés na cidade, chorando a morte do seu benfeitor, sentem a terra tremer debaixo dos pés, o mar agitou-se mesmo dentro do porto a despedaçar os barcos ancorados; turbilhões de chamas e cinzas cobrem as ruas e as praças públicas; as casas desmoronam-se, os tectos esboroam-se (...)

— Este tremor de terra não é novidade nenhuma respondeu Pangloss. —A cidade de Lima aguentou as mesmas sacudidelas, na América, o ano passado: mesmas causas mesmos efeitos. Há certamente um rastro de enxofre subterrâneo desde Lima até Lisboa (...) Sustento que o facto está demonstrado! (...)

Após o tremor de terra que destruíra a três quartos de Lisboa, os sábios do país cogitaram em que o meio mais eficaz de prevenir a ruína total da cidade consistia em dar ao povo um rico auto de fé. Fora decidido pela Universidade de Coimbra que o espectáculo de várias pessoas queimadas a fogo lento, com grande cerimonia, era um segredo infalível para impedir a terra de tremer. (...) Nesse dia a terra voltou a tremer com fragor espantoso.

Voltaire, *Cândido*

curiosidade, e por estar directamente relacionado com o terramoto de Lisboa de 1755, hoje considerado o marco que assinala o início da sismologia científica, veja-se, em caixa, como Voltaire, no seu tom irónico a ele se refere, caricaturando certa posição da ciência do seu tempo.

Com o desenvolvimento do conhecimento científico, as crenças fantásticas acerca dos terramotos passam a dar lugar a concepções apoiadas nos novos conhecimentos. Em 1668, Hook, no seu livro "Discurso acerca dos terramotos" defende a ideia que os sismos têm origem numa resposta elástica do material geológico. Mas a primeira referência explícita à relação dos sismos com acidentes tectónicos foi feita em 1884 por G. K. Gilbert. Gilbert fundamenta as suas conjecturas em observações sobre os efeitos superficiais, nomeadamente deformação e fendas, deixadas pelo sismo de Valley (Califórnia) de 1872. Porém, o grande passo, hoje considerado decisivo, no sentido do estabelecimento de uma teoria física explicativa do fenómeno sísmico, associando-o a falhas,

foi dado por Reid (1911) com a apresentação do modelo do ressalto elástico, a hipótese fundamental da sismologia. Reid deduziu o seu modelo segundo uma base observacional de carácter geodésico, geológico e geofísico, tendo como palco a falha de Santo André, antes e depois do sismo de S. Francisco de 1906.

As rochas, como qualquer meio elástico, quando sujeitas à acção de forças (tectónicas), deformam enquanto acumulam energia e aumenta o seu estado de tensão. Como a acção das forças deformadoras é continuada, a partir de certa altura as tensões acumuladas superam as forças de coesão dos materiais. Quando isso acontece dá-se a ruptura que consiste no deslocamento violento das partes que se desprendem. Nesse processo é libertada, em escassos instantes, grande parte da energia acumulada durante muito tempo e os materiais deformados recuperam parte da sua forma inicial.

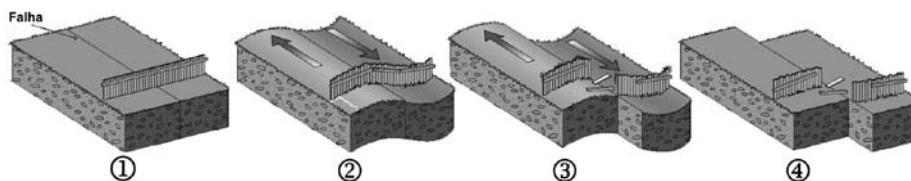


Fig. 1 - Representação esquemática do modelo do ressalto elástico. 1 - situação inicial; 2 - a actuação continuada de forças tectónicas (representadas pelas setas) deforma o meio elástico; 3 - atingido o limite de resistência dos materiais dá-se a ruptura e os dois bordos da falha separam-se num movimento brusco de ressalto enquanto se liberta parte das tensões acumuladas; 4 - as rochas retomam parcialmente a forma inicial.

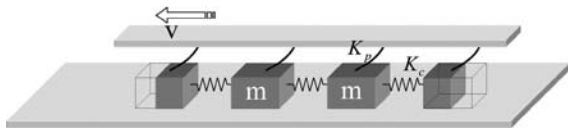


Fig. 2 - Esquema do modelo bloco-mola de Burridge Knopoff (1967).

Este é o modelo do ressalto elástico (Fig. 1). A partir dele e na sequência dos trabalhos de Knopoff e Gilbert (1960) e de Burridge e Knopoff (1964), suportados matematicamente pela teoria elastodinâmica de Volterra (1907), modificada por Love (1944), desenvolveu-se a teoria da fonte sísmica. O seu objectivo é descrever matematicamente, e portanto quantificar, os movimentos registados em qualquer ponto da superfície da Terra provocados por deslocamentos subterrâneos ocorridos sobre falhas.

### 1.1. A máquina dos sismos

Baseando-se na teoria do ressalto elástico Burridge e Knopoff (1967) propuseram a construção de um modelo mecânico (modelo B-K) que produzisse ciclos de acumulação/libertação de tensão compatíveis com a teoria. O modelo B-K, Fig. 2, consiste num conjunto de blocos ligados entre si por molas, estando o conjunto colocado sobre uma superfície com atrito. Sobre este comboio de blocos encontra-se uma superfície que se desloca com velocidade constante que está ligada a cada bloco através de uma mola. Quando o mecanismo é posto a funcionar, qualquer bloco do modelo permanece em repouso enquanto as forças elásticas a que está sujeito devido à interac-



Fig. 3 - Fotografia da máquina dos sismos desenvolvida no CGE para o Centro Ciência Viva de Estremoz. À direita a caixa de controlo que encerra o sistema informático de aquisição, o sensor de força e o comando do motor.

ção com as molas for menor que a força máxima de atrito estático. Enquanto os blocos estão em repouso, as molas que os ligam à superfície deslizante deformam, aumentando por isso as forças elásticas. Assim que estas superam as forças de atrito, o bloco entra em deslizamento, aliviando a mola de ligação à superfície deslizante mas podendo "carregar" as molas de atrelagem adjacentes as quais por sua vez podem desencadear o movimento do(s) bloco(s) contíguo(s). Cada ressalto (deslocamento rápido) equivale a um sismo. Se o ressalto for de apenas um bloco e de pequena amplitude, representa um pequeno sismo. Se na sequência do ressalto forem arrastados outros blocos provocando uma avalanche, representa um grande sismo. A actividade deste sistema, tal como a das falhas activas, pode ser entendido através de uma combinação de duas dinâmicas a funcionar em escalas de tempo diferentes; uma contínua e lenta, que corresponde à acumulação de tensões; e outra descontínua e rápida, que corresponde à libertação das tensões - a dinâmica dos sismos

Desde a sua apresentação em 1967 que o modelo de blocos B-K, ou modelos afins, têm sido objecto de estudo, quase sempre por via numérica (e.g. Carlson and Langer, 1989). No Centro de Geofísica de Évora, foi desenvolvido um modelo mecânico a que chamámos Máquina dos Sismos (Caldeira *et al.*, 2001) (Fig. 3) que permite reproduzir o modelo B-K. É constituído por um tapete rolante em borracha actuado por um motor passo a passo com controlo electrónico de velocidade. Sobre esse tapete podem ser colocados vários blocos ligados por molas cujo estado de tensão é monitorizado por sensores conectados a um sistema de aquisição (Caldeira, *et al.*, 2002).

Através deste protótipo podem ser observadas algumas propriedades características do fenómeno sísmico como carácter imprevisível do fenómeno e a distribuição estatística de eventos por magnitudes.

## 2. Movimentos elásticos, ondas sísmicas e propagação

### 2.1. Ondas de volume

Uma consequência do rápido deslocamento de matéria que ocorre no processo de ruptura é a formação de ondas mecânicas que se propagam

em todas as direcções pelo interior do planeta, onde vão sendo modificadas pelas estruturas que encontram. Assim, uma onda que atinge a superfície contém a assinatura dos processos de ruptura que a geraram e das estruturas que foram atravessadas.

De uma maneira simplificada, as ondas sísmicas que emergem à superfície provenientes de uma fonte sísmica (ondas de volume) são de dois tipos: ondas P e ondas S. As P propagam-se no sentido da vibração que produzem como as ondas sonoras – ondas longitudinais. As ondas S propagam-se transversalmente à vibração produzida como as ondas do mar – são ondas transversais (Fig. 4). As ondas P têm velocidades de propagação (6-8 km/s) superiores às das ondas S (3-4.5 km/s) e por isso são as primeiras a atingir a superfície e consequentemente a serem registadas. As ondas P propagam-se tanto em meio sólido como em meio líquido; contrariamente, as S, apenas se propagam em meio sólido.

#### 2.1.1. Propagação das ondas de volume

A trajectória das ondas de volume no interior da Terra depende, como é óbvio, das propriedades físicas do meio (densidade e parâmetros de Lamé) que atravessam. Porém, devido à falta de conhecimento preciso dessas grandezas no interior da

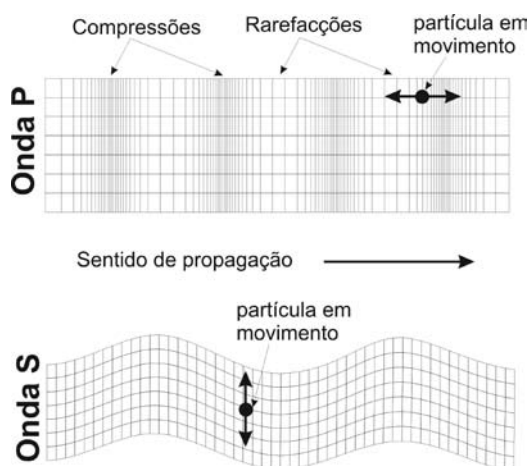


Fig. 4 - Esquema dos deslocamentos sofridos no meio à passagem das ondas P e S, quando se propagam no sentido indicado. As ondas P produzem oscilações na direcção da propagação e as S na direcção normal.

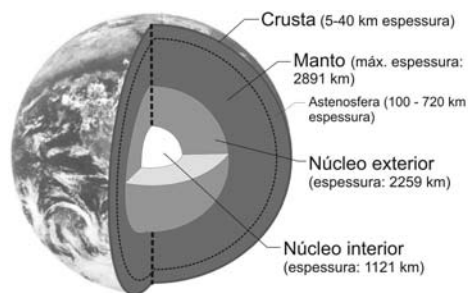


Fig. 5 - Modelo simplificado da estrutura da Terra

Terra, usam-se modelos simplificados que consideram as ondas sísmicas como tendo comportamento semelhante ao dos raios de luz que se propagam em meios onde o índice de refração varia. Basicamente usam-se as mesmas leis da óptica (Lei de Snell) para definir o percurso das ondas sísmicas que, também por analogia com a óptica, tomam o nome de raios sísmicos.

A forma mais simplificada de analisar o problema do raio sísmico é considerar um modelo de Terra estratificado por camadas esféricas com propriedades físicas que variam de camada para camada em função da profundidade (modelos 1D). Segundo esse modelo existem quatro capas bem delimitadas: crosta, manto, núcleo superior e núcleo inferior (Fig. 5). A diferente velocidade de propagação das ondas sísmicas em cada camada (Fig. 6) resulta numa multiplicidade de percursos dos raios sísmicos, denominadas fases, que obedece a uma nomenclatura própria. Por uma questão de simplicidade apresentamos a nomenclatura das fases que sofrem as principais interações na crosta terrestre (fases crustais) em separado das fases cujas principais interações ocorrem ao nível do manto e núcleo (fases globais).

As fases crustais são particularmente importantes em registos próximos da fonte. A velocidade das ondas sísmicas na crosta sofre habitualmente um aumento gradual com a profundidade. Na interface entre a crosta e manto (Moho) a velocidade das ondas sofre um aumento brusco, a que se costuma chamar descontinuidade da Moho. Uma onda P que atinge um ponto da superfície atravessando apenas a crosta chama-se **P<sub>g</sub>**; quando é reflectida na Moho, **P<sub>m</sub>P** e quando cruza a Moho, **P<sub>n</sub>**. (Fig. 7)

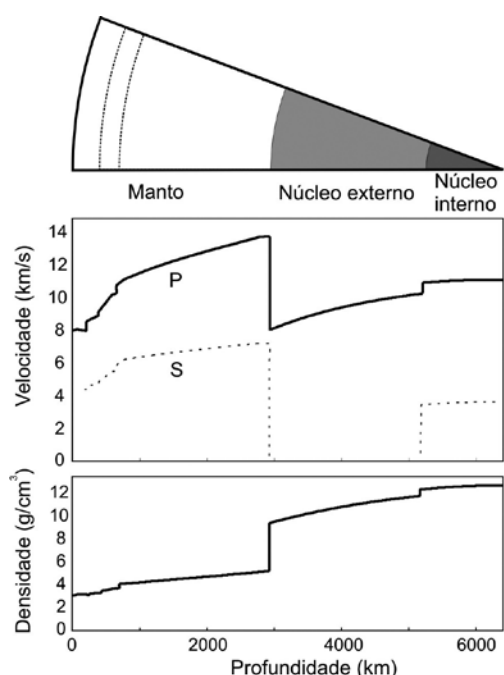


Fig. 6 – Parâmetros do modelo estrutural da terra em função da profundidade. Em cima velocidade das ondas P e das ondas S; em baixo densidade.

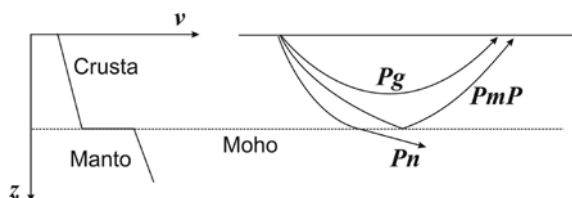


Fig. 7 – À esquerda esquema dos modelos de velocidade da crosta e manto; à direita percurso das ondas P na crosta com indicação das fases.

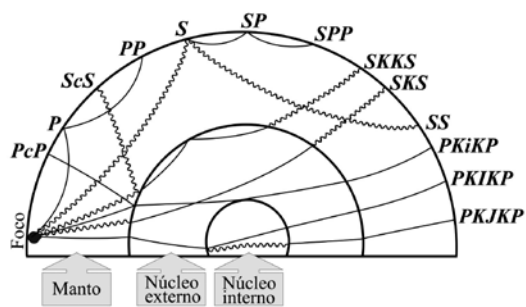


Fig. 8 – Percurso global do raio sísmico e nome das fases correspondentes. As ondas P são representadas por linhas cheias; as ondas S são representadas por linhas onduladas.

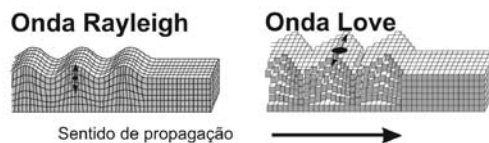


Fig. 9 - Esquema dos deslocamentos sofridos no meio à passagem das ondas Rayleigh e Love, quando se propagam no sentido indicado. As ondas Rayleigh podem produzir oscilações verticais ou circulares, as Love horizontais perpendiculares à direção de propagação.

Quando os registos provêm de sismos a grandes distâncias, as fases globais predominam e por isso assumem uma maior importância. A Fig. 8 representa esquematicamente as principais fases globais habitualmente consideradas e a sua nomenclatura. As ondas P são representadas por traços, as S por sinusóides.

2.2. Ondas superficiais

As oscilações produzidas na superfície livre da terra em consequência da chegada das ondas de volume geram outro tipo de ondas sísmicas que se propagam pela superfície e por isso são conhecidas por ondas superficiais. Existem dois tipos destas ondas – ondas *Reyleigh* e ondas *Love* (Fig.9).

As ondas *Reyleigh* propagam-se de forma semelhante às ondas do mar, provocando movimentos circulares ou de oscilação vertical nas partículas das superfícies que atravessam. As ondas *Love* provocam nas partículas da superfície que atravessam, movimentos de oscilação horizontal perpendiculares à direção de propagação.

As ondas superficiais são as que geralmente surgem com maior amplitude em registos telesísmicos ( $\Delta > 30^\circ$ ). Estas ondas diferem das ondas de volume em vários aspectos – Propagam-se com menores velocidades, cujos valores dependem muito da frequência e a atenuação da amplitude com a distância é menor.

3. Registo das ondas sísmicas: os sismogramas

Os movimentos da superfície são medidos por sismómetros cujos registos se denominam sismogramas. Habitualmente as estações sísmicas estão configuradas para funcionarem em registo contínuo. Nesse tipo de configuração são registados quaisquer vibrações, tanto as produzidas por

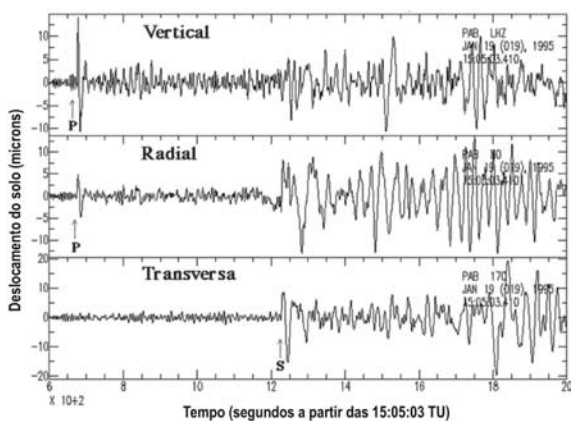


Fig. 10 - Frações das componentes vertical (BHZ), radial e transversa dos registos de longo período da estação PAB da rede IRIS/USGS (IU), relativos ao sismo de Columbia de 19 de Janeiro de 1995 M=6.3. A chegada das ondas P é facilmente identificada nas componentes vertical e radial mas imperceptível na componente transversa, por outro lado, a primeira chegada das S, (SH) permite melhor identificação nas componentes horizontais (transversa e radial).

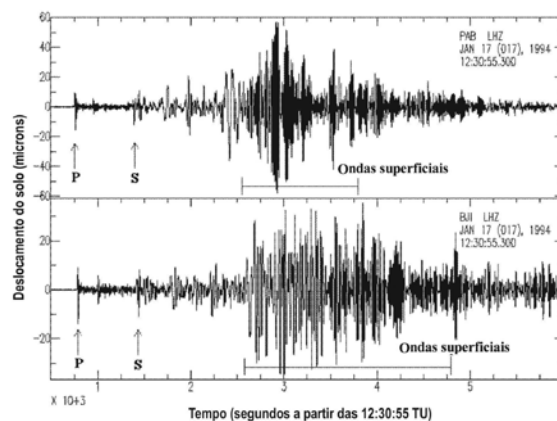


Fig. 12 - Registos do evento da Fig. 11 (Northridge – Califórnia) obtidos em estações a distâncias teleísmicas. O de cima foi registado na estação espanhola de S. Pablo (PAB) e o de baixo na estação chinesa (BJI). Notar a diferença de amplitudes (eixo vertical) dos dois registos.

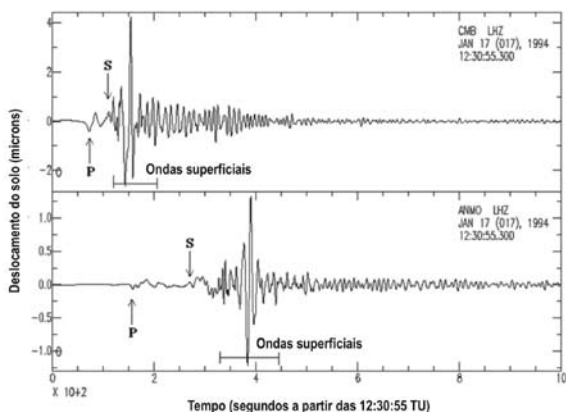


Fig. 11 - Dois sismogramas do mesmo evento (Northridge – Califórnia) registrados em duas estações próximas do epicentro. O sismograma do topo foi registrado na estação de Columbia, Califórnia (CMB), afastada 455 km do epicentro; o sismograma de baixo foi registrado em Albuquerque (ANMO) a 1110 km de Northridge. Nestes registos estão indicadas as fases mais significativas.

sismos (ondas sísmicas) como movimentos produzidos por outros tipos de fontes como máquinas em funcionamento; veículos; explosões, etc. A assinatura destes sinais é distinta da típica de um sismo.

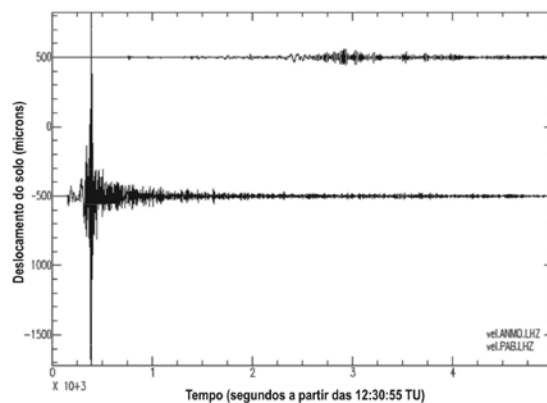


Fig. 13 - Registos do evento das Fig. 11 e 12 (Northridge – Califórnia). Ambos os registos estão representados na mesma escala. O de cima provém de uma estação teleísmica (PAB – Espanha) e o de baixo provém de uma estação próxima (ANMO). Notar a diferença de amplitudes dos dois registos

Os sismogramas contêm o registo da chegada das várias fases à estação considerada. Para que se possa estudar com precisão os movimentos do solo produzidos pelas ondas sísmicas, as estações sismológicas devem ser equipadas com 3 sismómetros: um que regista os movimentos verticais e outros dois que registam os movimentos horizontais em duas direcções ortogonais (Fig. 10).

Como os percursos das várias fases que chegam a um ponto da superfície são diferentes elas chegam também em instantes diferentes. A identificação

de todas as fases num sismograma é uma tarefa que exige treino. No entanto é relativamente fácil fazer-se a identificação das principais fases como as P e as S. A sua visibilidade depende principalmente de dois factores: a amplitude e conteúdo de frequência.

A operação de identificação das várias fases num sismograma é habitualmente designada por “picar fases”. O tempo da chegada da primeira fase é conhecido como instante de chegada. Nas Figs. 10, 11, 12 e 13 estão representados alguns sismogramas de eventos próximos e distantes, onde estão “picadas” as fases mais comuns e fáceis de identificar.

Através da identificação das fases dos sismogramas de um conjunto de distâncias fonte-estação, os sismologistas constroem tabelas e curvas de tempos de propagação (Fig. 14) para a maior parte das fases. Dessas curvas é possível inferir as velocidades de propagação das ondas sísmicas nas diversas estruturas que compõem o modelo terrestre. Esse trabalho foi desenvolvido na primeira parte do século 20 e completado por Jefferys e Bullen (1958) que elaboraram as conhecidas tabelas JB. A partir dessas tabelas podem-se construir diagramas de tempos de percurso como o representado na Fig. 15.

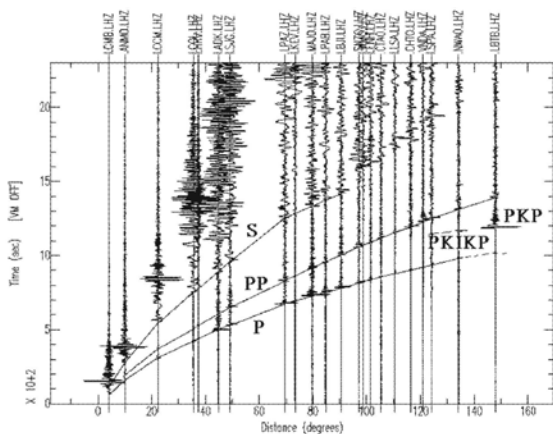


Fig. 14 – Processo de construção das curvas de tempos de propagação. Os sismogramas com as fases picadas são ordenados por distância com origem do tempo (instante em que o evento começa) comum. (Figura extraída de Educational Resources of PEPP – Princeton Earth Physics Project).

#### 4. Aplicações dos registos sismográficos

Os registos dos movimentos elásticos de alguns pontos da superfície, habitualmente denominados por sismogramas, constituem a base para o estudo dos sismos e das propriedades do interior da Terra. A partir de sismogramas de boa qualidade, utilizando as metodologias de cálculo adequadas, é hoje possível não só construir modelos pormenorizados da fonte sísmica, como construir imagens tomográficas do interior da Terra (ver anexo) fazer pesquisa arqueológica ou prospecção de petróleo.

Porém, quando os sismogramas são usados para o estudo dos sismos, as primeiras duas utilizações que deles se faz é a localização do epicentro e a determinação da sua magnitude. A obtenção desses parâmetros (localização e magnitude) é fundamental para o conhecimento dos sismos, pois está na base de estudos mais avançados. Pela sua importância existe actualmente no mundo um conjunto de instituições governamentais que por rotina localizam, determinam a magnitude e divul-

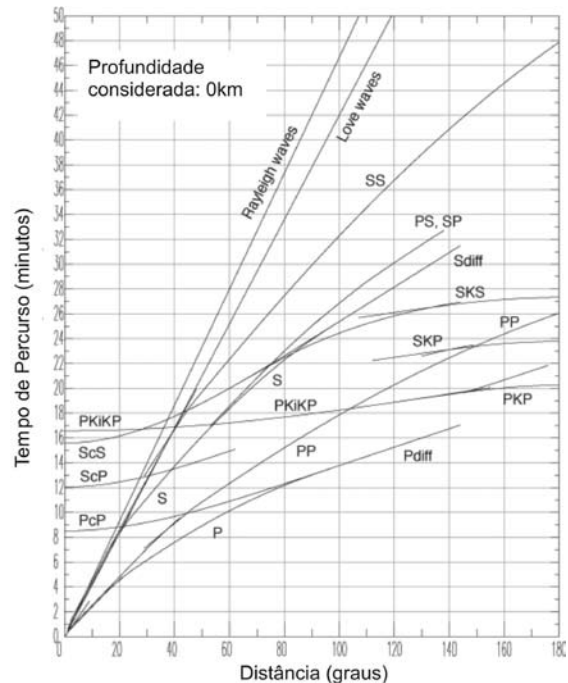


Fig. 15 – Diagramas de tempos de percurso das principais fases em função da distância epicentral (profundidade 0 km). Este diagrama foi construído para ser usado para eventos distantes. (Figura adaptada de Educational Resources of PEPP – Princeton Earth Physics Project.).

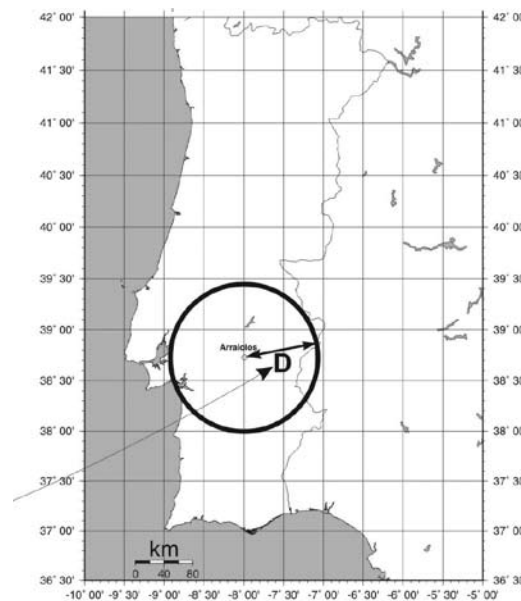
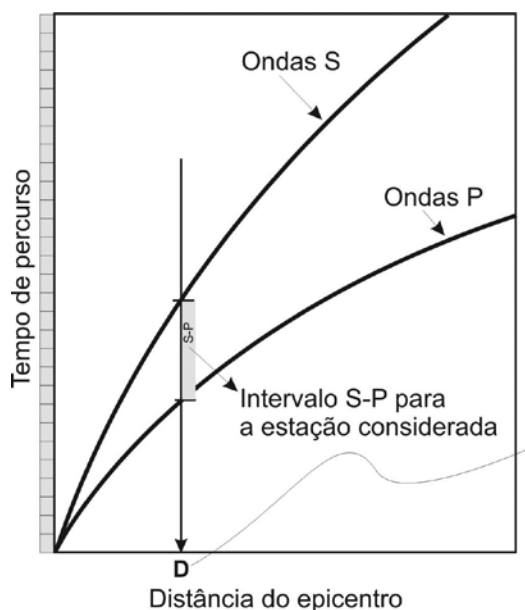


Fig. 16 – Procedimento para estimar a distância entre uma estação e o epicentro do sismo. À esquerda: a distância estação - foco ( $D$ ) é obtida nos diagramas de tempo de percurso desde que conhecida a diferença entre o tempo de percurso das fases S e P. À direita a circunferência de raio  $D$  centrada na estação representa todos os pontos candidatos a epicentro.

gam praticamente em tempo real todos os eventos registados nas redes sismológicas. Em Portugal essa tarefa é da responsabilidade do Instituto de Meteorologia – Secção de Sismologia ([http://www.meteo.pt/Sismologia/epicent\\_2.htm](http://www.meteo.pt/Sismologia/epicent_2.htm)).

Nestas instituições a localização e determinação da magnitude é um processo praticamente automatizado. As formas de onda (sismogramas) das estações da rede chegam ao observatório em tempo real onde observadores treinados picam as fases e medem as amplitudes. Esses dados são introduzidos nas rotinas de cálculo automático que, por utilização de métodos numéricos, determinam com precisão os parâmetros hipocentrais e magnitude.

4.1. Localização por triangulação.

A localização e determinação das magnitudes dos sismos pode ser efectuada por processos que não exigem a sofisticação dos métodos numéricos actuais. Do registo de uma única estação sísmica é possível obter uma medida do intervalo de tempo entre a chegada das fases P e S da qual, através de um diagrama de tempos de percurso como o da

Fig. 15, se pode obter a distância entre a estação considerada e o epicentro (Fig. 16). No caso de não se possuírem tais diagramas pode sempre fazer-se uma estimativa menos precisa da distância multiplicando o intervalo entre fases (S-P) por 8 km/s. Assim,

$$(I) \quad D = \Delta t_{(S-P)} \times 8$$

em que  $D$  é a distância (em quilómetros) da estação ao epicentro e  $\Delta t_{(S-P)}$  o intervalo de tempo entre a chegada da fase P e S.

Desenhando, sobre um mapa, uma circunferência centrada na estação e com raio igual à distância obtida, cada ponto dessa circunferência é uma posição candidata para o epicentro (Fig. 16). Para levantar a indeterminação é necessário arranjar pelo menos mais duas estações, onde o procedimento é repetido (Fig. 17). O epicentro estará na região de intercepção das três circunferências.

A localização de epicentros por triangulação, como foi explicado, é razoavelmente precisa se, para além de conhecidos os instantes de chegada das fases P e S a um conjunto de pelo menos



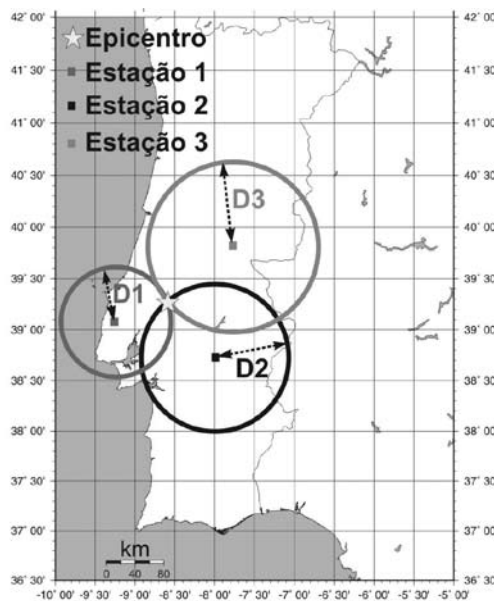
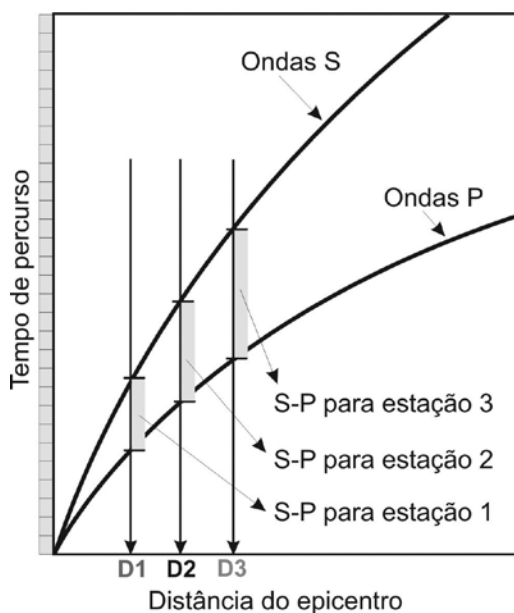


Fig. 17 – Localização do epicentro por triangulação. O ponto de intercepção das três circunferências correspondentes a três registos sísmicos, traçadas pelo processo explicado na Fig. 16, é a localização do epicentro.

três estações, as distâncias necessárias para o traçado das circunferências correspondentes a essas diferenças de fase sejam obtidas de diagramas ou tabelas de tempos de percurso. Actualmente existem vários programas informáticos de distribuição livre que facilitam estas tarefas. Por um lado permitem visualizar e picar fases nos sismogramas digitais que é o suporte actualmente mais usado. Para além das ferramentas de visualização estes programas contêm já as tabelas Jefferys-Bollen, possibilitando assim obter a distância de cada estação ao epicentro desde que as fases estejam picadas. Muitos desses programas contêm ainda mapas digitais que permitem representar as circunferências e assim obter os epicentros.

Um desses programas é o Winquake, programa desenvolvido pela Public Seismic Network (PSN), disponível para *download* no endereço <http://psn.quake.net/software.html>.

Este programa para além de permitir manipular registos e localizar epicentros, tem ainda ferramentas que permitem determinar a magnitude a partir do comprimento do registo.

#### 4.2. Magnitude.

Em 1935, C.F. Richter criou de forma experimental a primeira *escala de magnitude*. A definição original da magnitude de Richter foi feita a partir de um sismómetro colocado a uma distância epicentral de 100 km. Mas como os sismos ocorrem a distâncias variáveis dos sismómetros, foi necessário adicionar uma constante para compensar a atenuação do sinal sísmico com a distância. Richter definiu a magnitude local para Califórnia com a seguinte relação:

$$(2) M_L = \log A - \log A_0$$

em que  $A$  é a amplitude máxima do sinal sísmico registrado a uma distância  $\Delta$  do epicentro e  $A_0$  a amplitude máxima para a mesma distância e para um sismo particular escolhido como referência. Os valores de  $A_0$  em função de  $\Delta$  foram determinados de forma empírica a partir de sismos da Califórnia.

A escala de magnitude local de Richter é definida com as seguintes convenções (Fig. 18):

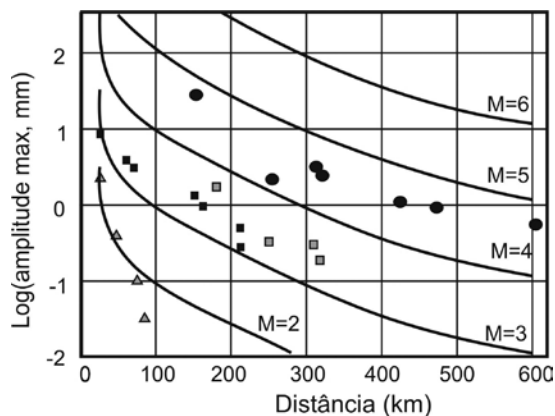


Fig. 18 - Dados utilizados por Richter para construir a escala de magnitude correspondente ao Sul da Califórnia. Os símbolos representam as amplitudes máximas do movimento do solo para os sismos registados durante o mês de Janeiro de 1932 (diferentes símbolos representam diferentes sismos). As curvas representam a referência para o decréscimo da amplitude máxima em função do aumento da distância a partir do sismo. A magnitude 3.0 é definida como a dimensão do sismo que gera um movimento máximo de 1 mm para 100 km de distância (Modificado de Richter, 1958).

- as amplitudes  $A$  são medidas em milímetros e décimo de milímetro no registo sísmico do sismógrafo horizontal de torção Wood-Anderson (características: período de 0.8 s; amplificação máxima de 2800; amortecimento de 0.8);
- o sismo de referência, definido por  $A=A_0$  (magnitude nula), é escolhido tal que a sua amplitude máxima num registo Wood-Anderson a 100 km do epicentro for igual a 1/1000 de mm;
- são utilizados logaritmos de base 10 de forma a que um sismo cuja amplitude máxima medida a 100 km é igual a 1 mm produz uma magnitude local de 3.

Depois de Richter, foram propostas várias fórmulas de magnitude mais gerais, isto é, sem uma tão grande dependência do instrumento usado. A relação fundamental foi proposta por M. Bâth em 1966:

$$(3) \quad M = \log_{10} \frac{A}{T} + f(\Delta, h) + C$$

em que  $A$  representa a amplitude máxima do solo deduzida a partir das ondas internas ou de superfície;  $T$  é o período das ondas internas ou

de superfície;  $f(\Delta, h)$  é a relação empírica entre a amplitude, a distância e a profundidade correspondente à magnitude nula;  $C$  representa o efeito do sítio, do trajecto da onda e das diferenças na profundidade do hipocentro e no mecanismo focal.

#### 4.2.1. Magnitude das ondas de superfície, $M_s$

A relação mais utilizada para sismos superficiais a distâncias superior a  $20^\circ$  é a magnitude das ondas de superfície definida por

$$(4) \quad M_s = \log_{10} \frac{A_s}{T} + 1.66 \log_{10} \Delta^\theta + 3.3$$

em que  $A$  representa a amplitude máxima do movimento horizontal do solo em micrómetros deduzida das ondas de superfície;  $T$  ( $\approx 20$  s) é o período das ondas de superfície;  $\Delta$  é a distância epicentral em graus;

#### 4.2.2. Magnitude das ondas internas, $m_b$

Outra equação foi proposta por B. Gutenberg em 1945 utilizando as ondas internas (Fig. 19). A magnitude das ondas internas é dada pela seguinte relação

$$(5) \quad m_b = \log_{10} \frac{A_b}{T} + 0,01 \log_{10} \Delta^\theta + 5.9$$

em que  $A_p$  representa a amplitude máxima do movimento vertical do solo em micrómetros deduzida das ondas P;  $T$  (entre 1-5 s) é o período das ondas P;  $\Delta$  é a distância epicentral em graus;

As magnitudes  $M_s$  e  $m_b$  (Fig. 19) relacionam-se de forma linear, sendo os parâmetros da expressão dependentes da zona em questão. Por exemplo a fórmula proposta por Bâth em 1966, foi

$$(6) \quad m_b = 0.56M_s + 2.9$$

#### 4.2.3. Magnitude de duração, $M_D$

É possível calcular a magnitude local de um sismo mesmo quando o sismograma está saturado. A relação que o permite fazer aplica-se aos sismos locais de pequena magnitude ( $M < 4.5$ ) e para distâncias inferiores a 200 km. Para isso usa-se a duração do registo em vez das suas amplitudes máximas, e a essa magnitude denomina-se de duração,  $M_D$ .

$$(7) \quad M_D = a + b \log_{10}(t) + c \log_{10}(t_2) + d$$

em que  $t$  é a duração do registo sísmico medido desde a primeira chegada (onda P) até onde a for-

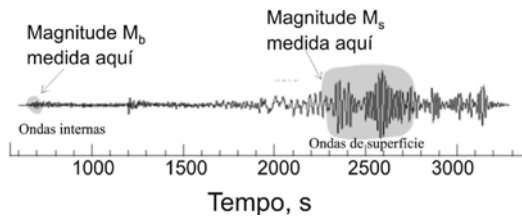


Fig. 19 - Gutenberg e Richter desenvolveram duas relações de magnitudes: a magnitude  $m_b$  é medida nos primeiros 5 segundos a distancias tele-sísmicas (ondas P) e a magnitude  $M_s$  é derivada da amplitude máxima das ondas de Rayleigh (ondas de superfície).

ma de onda retoma o nível do ruído; a, b, c e d são constantes determinadas em cada estação.

4.2.4. *Momento sísmico*

As escalas de magnitude  $M_L$ ,  $M_D$ ,  $m_b$  e  $M_s$  saturam para os grandes sismos porque não são representativas do espectro completo das frequências sísmicas. O parâmetro que melhor caracteriza a radiação das ondas sísmicas é o momento sísmico.

O momento sísmico ( $M_0$ ), definido por Keiti Aki em 1966, é o melhor parâmetro para medir a dimensão de um sismo. Pois a sua determinação é totalmente independente do tipo de instrumento ao contrário das magnitudes que são determinadas empiricamente. De uma forma simples podemos definir o momento sísmico da seguinte maneira: o momento sísmico é a medida da força e do movimento durante o sismo e exprime-se em unidades Newton-metros, ou seja é a dimensão de um sismo relacionado com as forças aplicadas nos blocos da falha que provocam um deslocamento ao longo da área desta. Simplificando os cálculos matemáticos complexos, o momento sísmico é:

$$(8) M_0 = \mu DA$$

(as dimensões são dyne-cm ou Newton-metros)

em que  $\mu$  é a rigidez das rochas (30 Gigapascals na crosta terrestre), D o deslocamento médio, e A a área ao longo do plano de falha de comprimento L e largura W (ver Fig. 20). Esta relação pode ser utilizada com dados medidos à superfície, na zona da falha.

O momento sísmico (8) também pode ser calculado através da forma de onda registada pelo sísmómetro. Os métodos utilizados são baseados na modelação ou inversão da forma de onda.

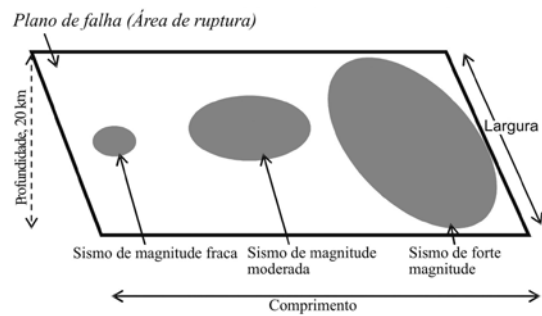


Fig. 20 - O tamanho da área de deslizamento aumenta com a magnitude do sismo. As zonas cinzentas representam as áreas de deslizamento para diferentes tamanhos de sismo. Os grandes sismos rompem ao longo de toda a largura da falha, ou seja em toda a profundidade. A temperatura aumenta com a profundidade até um ponto onde as rochas atingem um estado plástico. Nestas profundidades já não há condições para uma ruptura elástica (sismo) acontecer.

Os sísmólogos desenvolveram, nos últimos 20 anos, uma escala de magnitude *standard* completamente independente do tipo de instrumento. Esta escala, introduzida por Hanks e Kanamori (1979), é chamada magnitude momento ( $M_w$ ), e é calculada a partir do momento sísmico (9)

$$(9) M_w = \frac{2}{3} \log_{10} M_0 - 10.7 \text{ (a unidade de } M_0 \text{ é dada em Newton-metros), ou}$$

$$M_w = \frac{2}{3} \log_{10} M_0 - 16.1 \text{ (a unidade de } M_0 \text{ é dada em dyne-cm)}$$

Há mais de 20 anos que esta escala ( $M_w$ ) é utilizada para classificar os telessismos (sismos longínquos) com  $M_w \geq 5.5$ .

4.2.5. *Classificação dos sismos em função da Magnitude e energia libertada*

Informalmente, os sismos são classificados de acordo com os seus tamanhos como indicado na tabela 1. A escala de magnitude é logarítmica (eq. 2-5, 7), por isso o aumento de uma unidade de magnitude produz um deslocamento do solo 10.0 vezes maior e uma energia cerca de 32 vezes maior (Fig. 21). Por exemplo, um sismo de magnitude 6.0 produz um deslocamento do solo 10 vezes superior do que um sismo de magnitude 5.0, e uma libertação de energia 32 vezes superior.

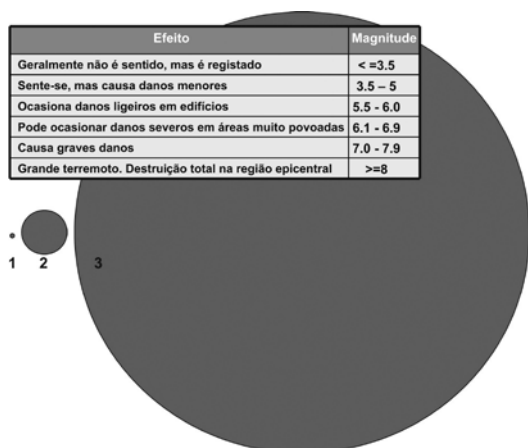


Fig. 21 - Medidas do sismo. Energia libertada – Magnitude (Escala de Richter). Mede-se em graus numa escala definida em 1935 pelo sismólogo norte americano Charles F. Richter. A escala Richter está graduada até ao grau 9, o maior sismo admitido na terra, na altura.

Magnitude	Tipo
<5	pequeno
5 - 6	moderado
6 - 7	grande
7 - 7.8	muito grande
7.8 e mais	enorme

Tabela. 1 - Classificação dos sismos em função da magnitude.

Exemplo: Quantas vezes um sismo (S2) de magnitude 8.5 é superior a um sismo (S1) de magnitude 7.3. Utilizando a relação 2 (ou 3 ou 4) a variação dos 2 sismos, em unidade de magnitude, dá-nos o seguinte cálculo  $M_2 - M_1 = \log_{10} \frac{A_2}{T} - \log_{10} \frac{A_1}{T}$ , e substituindo pelos valores de  $M_1 = 7.3$  e  $M_2 = 8.5$  logo resulta  $1.2 = \log_{10} \frac{A_2}{A_1} \iff A_2 = 15.849A_1$ .

O resultado revela-nos que o sismo S2 é cerca de 16 vezes maior de que o sismo S1.

Verificámos que a magnitude do sismo está relacionada com o logaritmo da amplitude do movimento sísmico. A energia de uma onda sísmica é proporcional ao quadrado da sua amplitude. Em consequência, a magnitude está relacionada com o logaritmo da energia libertada por um sismo. Várias relações empíricas entre a energia e a

magnitude foram propostas. Uma delas foi proposta por Gutenberg e Richter em 1956 e relaciona a energia libertada E (em Joules) e a magnitude das ondas de superfícies ( $M_s$ )

$$(10) \log_{10} E = 4.4 + 1.5M_s$$

Uma variação de uma unidade de magnitude liberta uma energia cerca de 32 vezes maior. Por exemplo, um sismo de magnitude 6.0 produz uma libertação de energia 32 vezes superior do que um sismo de magnitude 5.0.

Exemplo: Utilizando a relação 10 a variação dos 2 sismos S1 e S2 precedente, em unidade de magnitude, dá-nos o seguinte cálculo

$$\log_{10} E_2 - \log_{10} E_1 = 1.5 (M_2 - M_1) \Rightarrow \log_{10} \frac{E_2}{E_1} = 1.5 (M_2 - M_1)$$

e substituindo pelos valores de  $M_1 = 7.3$  e  $M_2 = 8.5$  logo resulta  $\frac{E_2}{E_1} = 10^{1.8} = 63.09$ .

O sismo S2 liberta uma energia sísmica cerca de 63 vezes superior do que o sismo S1. Os resultados obtidos acerca dos dois sismos, separados por um intervalo de magnitude de 1.2, acima analisados, mostram que o sismo de magnitude 8.5 é 16 vezes maior do que o sismo de magnitude 7.3 mas o sismo de 8.5 é 63 vezes mais forte de que o sismo 7.3, i.e., precisa de 63 sismos de magnitude 7.3 para libertar uma energia igual à do sismo de magnitude 8.5. Cada aumento de 1 no valor da magnitude representa um aumento de 31 vezes na quantidade de energia libertada. Assim, um sismo de magnitude 7 liberta 31 vezes mais energia que um sismo do magnitude 6. Um sismo de magnitude 8 liberta 31 x 31 (961) vezes mais energia do que um sismo de magnitude 6.

As relações 2 e 10 permitem chegar aos valores listados na tabela 2 que relacionam o intervalo de magnitude, o deslocamento do solo e a variação de energia libertada por um sismo.

Só cerca de 30% da energia libertada por um sismo é propagada sob a forma de ondas elásticas, a restante é dissipada sob a forma de calor.

A bomba atómica de Hiroshima (Japão) libertou uma quantidade de energia equivalente a um sismo de magnitude 5.5. O maior sismo das últimas décadas ocorreu em Sumatra em 26 de Dezembro de 2004 com uma magnitude momento ( $M_w$ ) de 9.0. Sismos com magnitude ainda maior

são muito raros porém podem acontecer e já tem acontecido (Chile, 1960,  $M_w=9.5$ ). Um sismo deste tamanho é caracterizado pelos seguintes dados:  $M_0=2.2 \times 10^{23}$  Nm;  $M_w=9.0$ ; Energia=  $2 \times 10^{18}$  J=477 Mton TNT=31.67I Hiroshimas<sup>1</sup>.

## 5. Recursos na Internet

Actualmente, a Internet faz a divulgação de uma variadíssima classe de temas onde a sismologia se inclui. Neste campo científico, a informação disponível estende-se desde questões elementares e curiosidades sobre os sismos até à divulgação de dados e conhecimentos sobre o que de mais actual se produz. Para quem se está a iniciar no tema, existem sites mais vocacionados para o ensino onde poderão ser encontradas respostas para muitas das primeiras dúvidas. Vale a pena dar uma espreitadela nos seguintes endereços listados na tabela 3.

### 5.1. Catálogos sísmicos e formas de onda.

Para quem pretende conhecer alguns pormenores sobre a sismicidade de determinada região ou mesmo mundial, poderá consultar os catálogos sísmicos onde encontra a informação da localização dos eventos e sua magnitude. Alguns catálogos juntam ainda informação sobre as estações usadas na localização e as fases em cada estação. Para quem estiver interessado em acompanhar a sismicidade na península Ibérica, pode consultar o site do Instituto de Meteorologia (IM) ou o do Instituto Geográfico Nacional de Espanha (IGN) onde encontra informação actualizada sobre todos os eventos registados pelas redes sismológicas Portuguesa e de Espanha. Para além destes locais podem ser obtidos dados de sismologia nos assinalados na tabela 4.

Intervalo de magnitude	Deslocamento do solo (~vezes)	Varição de energia (~vezes)
0.1	1.3	1.4
0.25	2.0	2.5
0.5	3.2	5.5
1.0	10	32
2.0	100	1000
5.0	100000	32 x 106

Tabela 2 - A magnitude relacionada com o deslocamento solo e a energia libertada.

Conteúdo	Endereço
Página do Projecto MOSIRE	<a href="http://sismo1.uevora.pt/cviva">http://sismo1.uevora.pt/cviva</a>
Projecto PEPP - Com uma rede sismológica escolar e alguns módulos de ensino.	<a href="http://lasker.princeton.edu/pepp.shtml">http://lasker.princeton.edu/pepp.shtml</a>
Site em Português (Brasil)	<a href="http://www.obsis.unb.br/">http://www.obsis.unb.br/</a>
Introdução às ondas, mecanismos de geração de sismos e localização	<a href="http://www.seismo.unr.edu/ftp/pub/louie/class/100/seismic-waves.html">http://www.seismo.unr.edu/ftp/pub/louie/class/100/seismic-waves.html</a>
Efeitos dos sismos	<a href="http://www.seismo.unr.edu/ftp/pub/louie/class/100/effects-kobe.html">http://www.seismo.unr.edu/ftp/pub/louie/class/100/effects-kobe.html</a>
Introdução às ondas, mecanismos de geração de sismos e localização	<a href="http://www.seismo.unr.edu/ftp/pub/louie/class/100/seismic-waves.html">http://www.seismo.unr.edu/ftp/pub/louie/class/100/seismic-waves.html</a>
ABC dos sismos para crianças com guias para professores	<a href="http://www-socal.wr.usgs.gov/ABC/index.html">http://www-socal.wr.usgs.gov/ABC/index.html</a>
Lista de sites com interesse	<a href="http://www.isc.ac.uk/Bulletin/Info/links.htm">http://www.isc.ac.uk/Bulletin/Info/links.htm</a>

Tabela 3 - Endereços com interesse.

<sup>1</sup> 1 Terra Joule (TJ)= $1 \times 10^{12}$  Joule (J)= $1 \times 10^9$ erg= $1 \times 10^{13}$ Nm=35 ton TNT

1 ton TNT = $4.184 \times 10^9$ J= $4.184 \times 10^3$ TJ= $4.184 \times 10^6$ erg

Bomba atómica Hiroshima: -63TJ=-15 000 tons TNT

Bomba atómica Nagasaki: -84TJ=-20 000 tons TNT

Instituto de Meteorologia - Neste local encontra-se um mapa e respectiva tabela com a sismicidade do último mês, mas com possibilidade de consulta a outros períodos.	<a href="http://web.meteo.pt/sismologia/sismOb-servGeral.jsp">http://web.meteo.pt/sismologia/sismOb-servGeral.jsp</a>
Orfeus - Podem ser obtidas formas de onda de alguns eventos e uma vasta colecção de software.	<a href="http://orfeus.knmi.nl/">http://orfeus.knmi.nl/</a>
IRIS - Consórcio de estações a nível mundial onde se podem obter formas de onda de eventos ocorridos em todo o mundo. É o local a que reúne a maior colecção de formas de onda.	<a href="http://www.iris.edu/">http://www.iris.edu/</a>
Catálogos do USGS/NEIC - catálogo que reúne uma das maiores colecções de registos instrumentais e históricos.	<a href="http://wwwneic.cr.usgs.gov/neis/epic/">http://wwwneic.cr.usgs.gov/neis/epic/</a>
Catálogos do IGN - com a informação actualizada dos sismos que ocorrem em Portugal e Espanha	<a href="http://www.mfom.es/ign/">http://www.mfom.es/ign/</a>
EMSC-Centro Europeu-mediterrânico de Sismologia - Este local apresenta uma boa colecção de sismos ocorridos no Mundo Inteiro com especial incidência na Europa e Mediterrâneo. Para além dos catálogos apresenta páginas de informação pormenorizada e actualizada sobre os eventos mais importantes que vão ocorrendo por todo o mundo.	<a href="http://www.emsc-csem.org/">http://www.emsc-csem.org/</a>

Tabela 4 . Endereços com informação sísmica

## Agradecimentos

Este trabalho foi parcialmente apoiado pelos seguintes projectos FCT/ 1004-SEISMOLITOS e POCI/CTE-GIN/59750/2004.

## Bibliografia

- AKI, K., (1966) - Generation and propagation of G waves from the Niigata earthquake of June 16, 1964, 2: Estimation of the earthquake moment, released energy, and stress-strain drop from G wave spectrum: Earthquake Research Institute of Tokyo Bulletin, v. 44, p. 73-88.
- BATH, M. (1966) - Earthquake energy and magnitude, in Physics and chemistry of the Earth, v. 7: New York, Pergamon Press, p. 115-165.
- BEZEGHOUD M., (2005) - Os grandes sismos; uma perspectiva actual da ruptura sísmica. XXV Curso de actualização de Professores de Geociências. Pólo de Estremoz da Universidade de Évora. p. 23-47. (convidado)
- BORGES J. F., CALDEIRA. B., BEZEGHOUD M. (2005) -Actividades experimentais em sismologia. XXV Curso de actualização de Professores de Geociências. Pólo de Estremoz da Universidade de Évora. p. SP27-SP39. (convidado)
- BURRIDGE, R., KNOPOFF L. (1967) - Model and Theoretical Seismicity, Bull. Seism. Soc. Am. 57, p. 341-371.
- BURRIDGE, R., KNOPOFF, L. (1964) - Body Force Equivalents for Seismic Dislocations, Bull. Seism. Soc. Am. 54, p. 1875-1888.
- CALDEIRA B., BEZEGHOUD M., BORGES J. (2002) - Máquina dos sismos -Manual de Instruções, CGE-Évora.
- CALDEIRA, B., BEZEGHOUD, M., BORGES, J., FITAS, A. (2001) - Comportamento Caótico do modelo experimental B-K Bloco-Mola, 2º Simpósio de Meteorologia e Geofísica da APMG, p. 22-27.
- CARLSON J. M., LANGER J. S. (1989) - Properties of earthquakes generated by fault dynamics, Phys. Rev. Lett., 62, p. 26-32.
- GILBERT, G. K. (1884) - A Theory of the Earthquakes of the Great Basin, with a Practical Application, Am. J. Sci. XXVII, p. 121-138.
- GUTENBERG B. (1945) - Magnitude determination for deep-focus earthquakes. Bull. Seismol. Soc. Am. 35: p. 117-30
- GUTENBERG G, B., RICHTER, C.F., (1956) - Earthquake Magnitude, Intensity, Energy and Acceleration. Bull. Seism. Soc. Am., 46, 105.
- HANKS, T.C., KANAMORI, H., (1979) - A moment magnitude scale: J. Geophys Res., 84, p. 2348-2350.
- JEFFREYS, H., BULLEN, K.E. (1958) - Seismological Tables, British Association for the Advancement of Science, Gray Milne Trust, Office of the British Association, Burlington House, London, England.
- KNOPOFF, L., GILBERT, F. (1960) - First Motions from Seismic Sources, Bull. Seism. Soc. Am. 50, p. 117-134.
- LOVE, A. E. H. (1944) - The Mathematical Theory of Elasticity, 2nd ed., Cambridge Univ. Press, New York.
- REID, H. (1911) - The Elastic-Rebound Theory of Earthquakes, Bull. Dept. Geol. Sci 6, p. 413-444.
- RICHTER, C. F. (1958) - Elementary seismology: W. H. Freeman and Company, San Francisco, 768 p.
- RICHTER, F. (1935) - Elementary Seismology: WH Freeman & Co. San Francisco, 768 pp.
- SHERER, P. (1999) - Introduction to Seismology, Cambridge University Press, pp. 260.
- VOLTERRA, V. (1907) - Sur L'equibre Des Corps Elastiques Multiplement Connexes, Ann. Sci. École Normal Supérieur de Paris 24, p. 401-517.

## ANEXO

### TOMOGRAFIA SÍSMICA

Em geral, o termo tomografia aplica-se a representações em corte (bi-dimensionais) de modelos tridimensionais que são objecto de estudo. A técnica para obtenção das imagens tomográficas requer a utilização de radiação que atravessa o modelo a estudar e é detectada à superfície, e de instrumentos para interpretação dessa radiação (modelos físico-matemáticos e meios informáticos).

A técnica tomográfica pode ser usada para produzir modelos da estrutura interna da Terra, por utilização da radiação sísmica proveniente de sismos naturais (tomografia sísmica). Nessas circunstâncias é necessário dispor de uma rede sísmográfica sobre a região a estudar, para registar as ondas sísmicas provenientes de diferentes sismos que atravessam, em todas as direcções, a estrutura que se pretende conhecer. A grandeza física a medir na tomografia sísmica é o tempo de percurso da radiação segundo diversas trajectórias. Do conhecimento desses tempos de percurso de trajectórias que cobrem toda a estrutura é possível calcular a velocidade das ondas sísmicas em cada "ponto" e assim obter modelos tridimensionais, que dão a indicação da estrutura do inte-

rior da Terra. Quanto mais apertada for a malha da rede de instrumentos de registo maior será a quantidade de percursos cobertos e consequentemente maior poderá ser a definição das imagens a produzir.

Aproveitando o facto de existir no sul de Portugal uma sismogénese significativa, nomeadamente Monchique-Portimão, Loulé-Faro e costa Algarvia (Fig. A1), o Centro de Geofísica de Évora (CGE), em colaboração com o Institut de Physique du Globe de Estrasburgo e de que são parceiros o Instituto de Meteorologia (IM) e a Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa (FCUL), está a desenvolver um estudo tomográfico da litosfera continental Algarvia. Para o efeito está em curso a instalação da rede sísmográfica que servirá o estudo. Estão instaladas e em funcionamento desde 12 de Janeiro de 2006, nas regiões do Baixo Alentejo e do Algarve, 23 estações das 36 que foram previstas (ver Fig. A1). Os resultados desta investigação permitirão obter um melhor e mais detalhado conhecimento da estrutura crustal continental e da sismotectónica da região. Esse conhecimento contribuirá para melhorar a avaliação da perigosidade sísmica no sul do país.

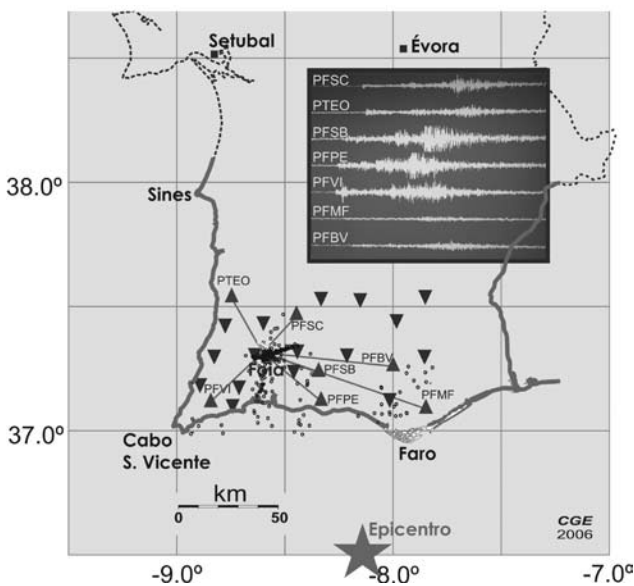


Fig. A1 - Estações da rede sísmográfica do projecto "Tomografia Sísmica da Litosfera Continental Algarvia" em funcionamento desde 12 de Janeiro de 2006. Os sismogramas referem-se a um dos primeiros sismos registados pela rede e provém das estações telemétricas representadas por triângulos azuis que comunicam os dados a Foia.