

## *Sismologia*

### Ondas sísmicas

A propagação de um distúrbio sísmico através de um meio heterogêneo é extremamente complexa. Por isso, antes de qualquer cálculo é necessário adotar suposições simplificadas. Um meio heterogêneo é freqüentemente modelado como uma sucessão de camadas homogêneas. Com uma escolha adequada de espessura, densidade e propriedades elásticas de cada camada, as condições reais podem ser muito bem aproximadas. A suposição mais importante que se deve fazer é que as ondas sísmicas têm um deslocamento elástico no meio, mesmo esta condição não sendo verdadeira no centro ou nas imediações da fonte, onde a deformação é inelástica, ou seja, as partículas do meio são deslocadas definitivamente das posições iniciais. Entretanto, a partir de certa distância torna-se razoável admitir que a amplitude da perturbação caia para um limite em que a deformação do meio é elástica, permitindo a passagem da onda sísmica. As partículas do meio descrevem um simples movimento harmônico, e a energia sísmica é transmitida como um complexo conjunto de ondas.

Quando a energia é liberada a partir de um ponto  $P$ , localizado próximo a superfície de um meio homogêneo, parte da energia propaga-se no interior do meio como um corpo de ondas. A parte remanescente da energia sísmica propaga-se na forma de ondas superficiais como as ondulações na superfície da água quando uma pedra é atirada.

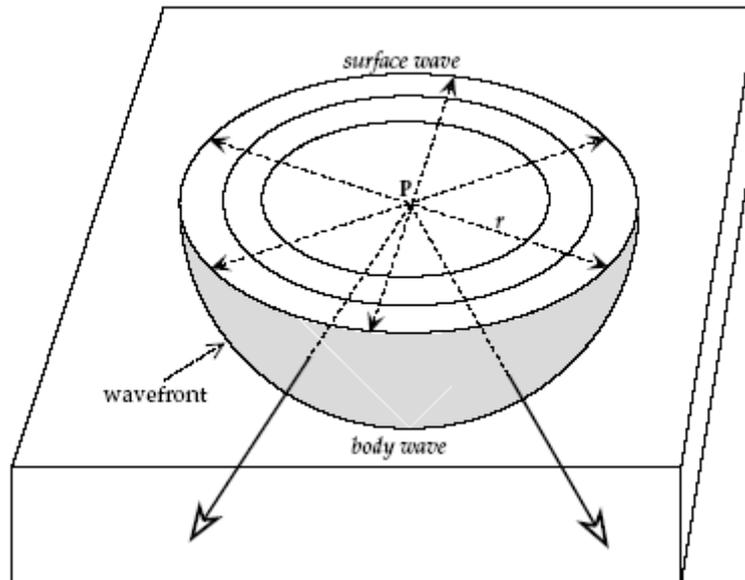


Figura 1 – Propagação de um distúrbio sísmico a partir de uma fonte representada pelo ponto  $P$  próximo à superfície de um meio homogêneo. A onda propaga-se como uma onda esférica no meio e como uma onda superficial ao longo da superfície livre. (Fonte: *Fundamentals of Geophysics*, William Lowrie, 2004)

### Corpo de ondas sísmicas

Da mesma forma que qualquer outro tipo de onda que se propaga no espaço tridimensional e cuja fonte de energia pode ser aproximada por uma fonte pontual, a amplitude de uma onda sísmica decresce com o inverso da distância da fonte. A superfície em que todos os pontos encontram-se no mesmo estado de vibração é denominada *frente de ondas* e, por analogia à ótica, a direção perpendicular à frente de ondas é chamada de *raio sísmico*. Ao afastar-se uma pequena distância  $r$  da fonte em um meio homogêneo, a frente de ondas tem uma forma esférica e, portanto, as ondas que se propagam são chamadas *ondas esféricas*. A curvatura da frente de ondas decresce com o aumento da distância  $r$  a partir da fonte, desta forma, a grandes distâncias da fonte, a frente de ondas pode ser considerada uma superfície plana e as ondas são tratadas como *ondas planas*. Esta aproximação simplifica a descrição do movimento harmônico da frente de ondas, o que é bastante útil.

## Ondas longitudinais (ou compressionais)

Para compreender este tipo de onda, deve-se considerar o sistema de eixos cartesianos, onde o eixo  $x$  corresponde à direção de propagação da onda. Neste eixo, as partículas do meio descrevem um movimento de vai e vem, de forma que o meio é constantemente comprimido e distendido. É a propagação deste movimento vibratório, em determinada direção, que define a onda compressional. As ondas longitudinais são as primeiras a serem registradas quando ocorre um sismo, por isso, são chamadas ondas primárias ou simplesmente *ondas-P*. Além disso, as *ondas-P* propagam-se tanto em meios sólidos quanto em fluidos, pois todos esses meios são compressíveis.

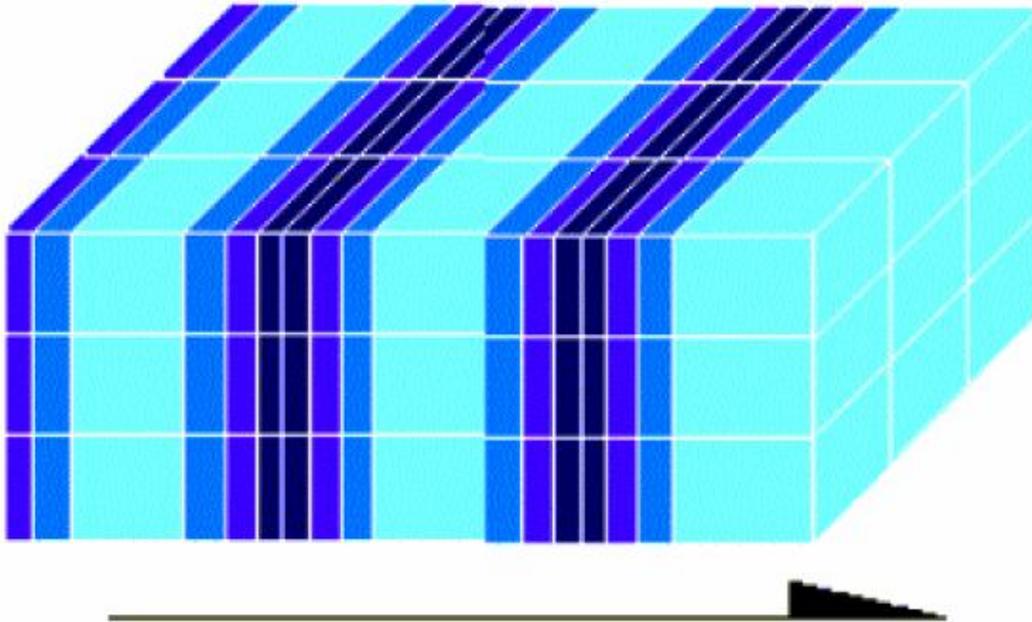


Figura 2 – Movimento das partículas provocado pela passagem das ondas-P.

## Ondas transversais

Nas ondas transversais o movimento dá-se no plano da frente de onda, ou seja, perpendicular à direção de propagação da onda. A passagem da onda transversal obriga que os planos verticais do meio movimentem-se para cima e para baixo e assim, os elementos adjacentes sofrem variações de forma. A rigidez é a única constante relacionada à velocidade de propagação destas ondas, como a rigidez em meios fluidos

é zero não há propagação das ondas transversais nesses meios. As ondas transversais são mais lentas que as ondas longitudinais, logo, são registradas depois, por esta razão são denominadas *ondas - S*. O movimento das partículas pode estar polarizado no plano vertical ou horizontal, no primeiro caso as ondas recebem a denominação *SV* e, no segundo, *SH*.

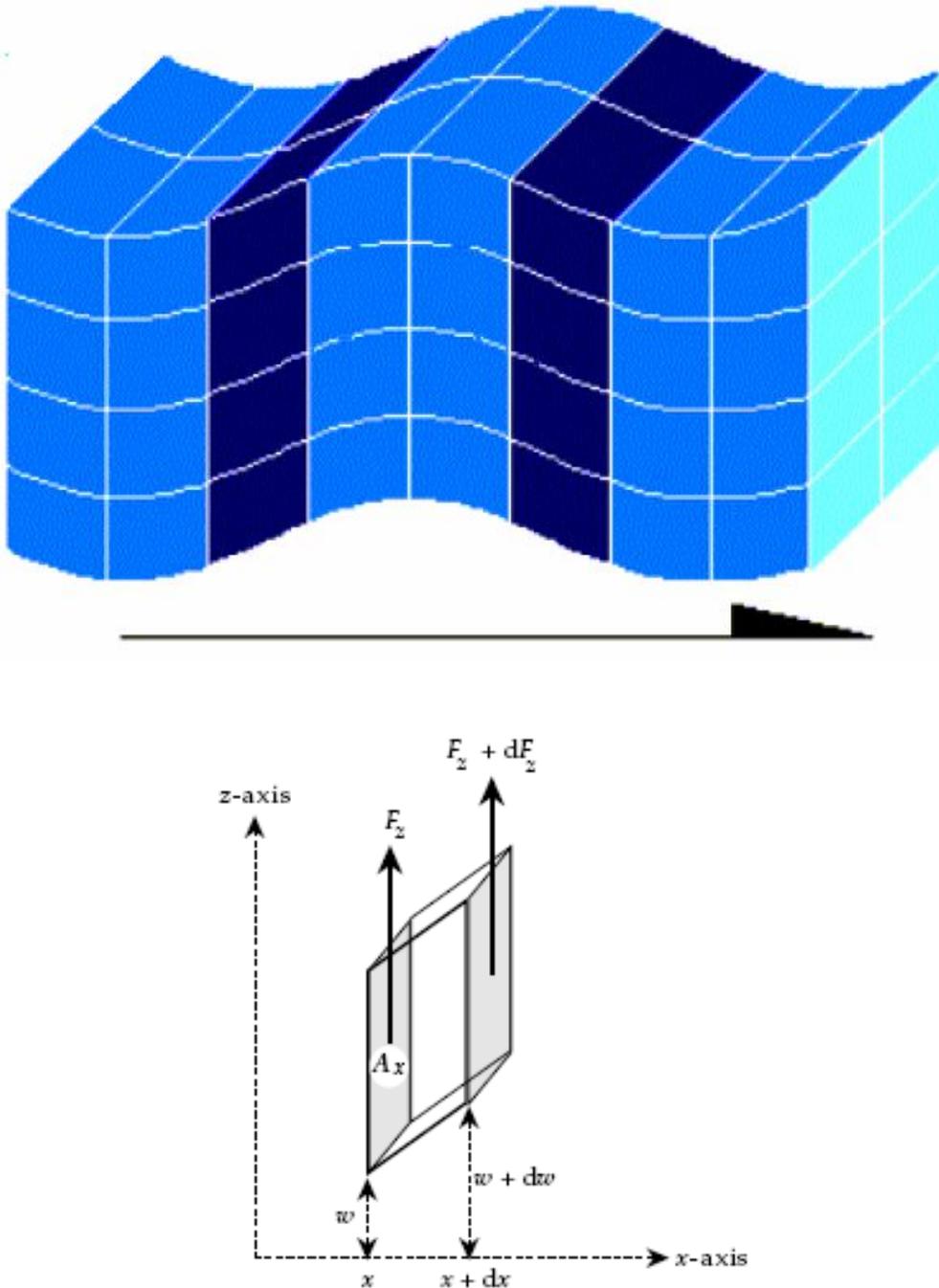


Figura 3 – Movimento das partículas provocado pela passagem das ondas-S.

## Ondas superficiais

Uma perturbação exercida na superfície livre de um meio propaga-se sob a forma de ondas superficiais. As ondas superficiais também podem ser diferenciadas em *ondas – P* e *ondas – S*, além desses dois tipos, existem as *ondas Rayleigh* ( $L_R$ ) e as *ondas Love* ( $L_Q$ ) que se distinguem-se entre si pelo tipo de movimento que as partículas exercem na frente de ondas.

### Ondas Rayleigh

As partículas na frente de ondas das *ondas Rayleigh* são polarizadas de modo a vibrar no plano vertical, assim o movimento resultante das partículas pode ser considerado uma combinação de ondas  $P$  e  $SV$ . Tomando o sentido de propagação da onda para a direita no eixo horizontal, cada partícula atingida pela perturbação descreve um movimento elíptico retrógrado, sendo que o eixo maior está alinhado com a vertical e o eixo menor com a direção de propagação, como na figura tal.

A passagem da onda *Rayleigh* não perturba apenas a superfície livre do meio, abaixo deste as partículas também são afetadas. A amplitude do movimento decresce com o aumento da profundidade, para obter a profundidade de penetração é comum usar o conceito de *skin depth*, ou seja, a profundidade na qual a amplitude é atenuada para  $1/e$  de seu valor máximo.

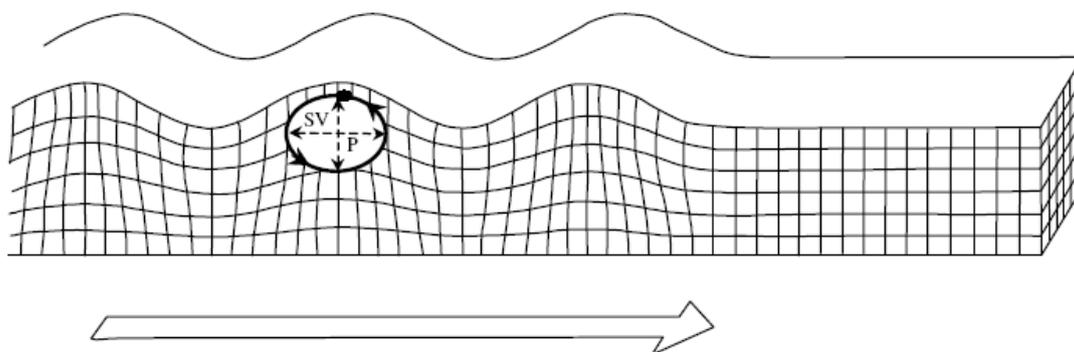


Figura 4 – Movimento das partículas provocado pela passagem das ondas Rayleigh.

### Ondas Love

As ondas superficiais Love correspondem a superposições de ondas S com vibrações horizontais concentradas nas camadas mais externas da Terra.

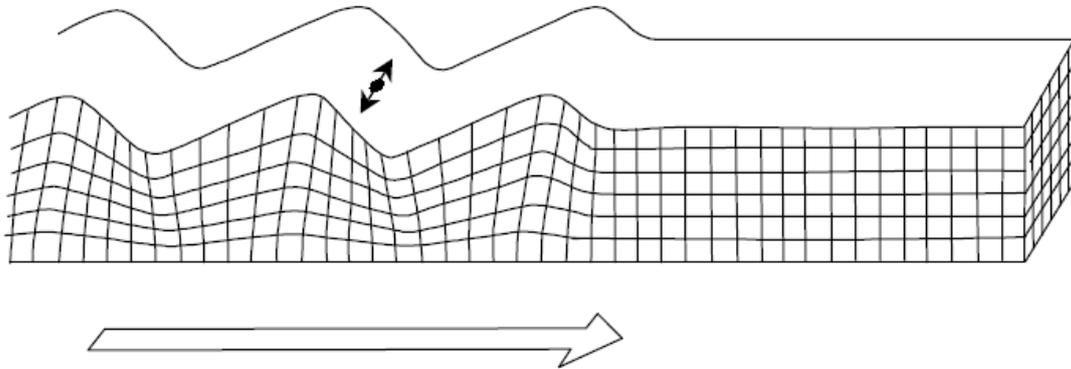


Figura 5 – Movimento das partículas provocado pela passagem das ondas Love.

### Sismógrafo

O registo mais antigo de um instrumento empregado para indicar a chegada de um tremor, distante da fonte, data de 132 d.C. e sua invenção é atribuída a um astrónomo chinês. A ciência da sismologia tem início com a invenção do sismógrafo em 1892. O sismógrafo é um instrumento composto por um receptor e um registrator, com a capacidade de converter vibrações do solo em registros visíveis (sismogramas). A vibração é detectada e amplificada por um sensor denominado sismómetro, ou em caso de explorações sísmicas recebe o nome específico de geofone (hidrofone, em pesquisas marinhas).

### Sismograma

O sismograma representa a conversão do sinal adquirido pelo sismómetro em um registo temporal de um evento sísmico. A invenção dos sismómetros eletromagnéticos permitiu a conversão do sinal sísmico em sinal eléctrico que é então

registrado. Atualmente, os sismômetros modernos convertem o sinal elétrico em sinal digital, que além de ser mais confiável já está preparado para o processamento computacional. Após o processamento o sinal é, geralmente, convertido de volta ao modo analógico para visualização e interpretação.

O registro de um sismo distante possui numerosas chegadas de ondas sísmicas com diferentes percursos fonte-receptor. Cada evento registrado é reconhecido como uma fase. Como visto anteriormente, as ondas *P* são as que têm maior velocidade, logo, a primeira fase em um sismograma corresponde à chegada do corpo de ondas deste tipo, seguido pelas ondas *S*, que geralmente possuem maior amplitude que as ondas *P*. A fase seguinte corresponde às ondas superficiais, marcadas pelas grandes amplitudes. Os tipos de fase detectados no sismograma dependem do sensor utilizado pelo sismômetro e da sua orientação em relação à chegada das ondas sísmicas.

## Sismologia

A maioria dos tremores ocorridos na Terra são tão fracos que apenas sismógrafos muito sensíveis são capazes de percebê-los, porém há alguns com força suficiente para causar sérios, e até catastróficos, danos. Aproximadamente 90% dos terremotos têm origem tectônica, principalmente pela movimentação em falhas. Os 10% restantes estão relacionados a vulcanismo, colapso de cavernas subterrâneas, e efeitos causados pelo homem.

Quando o material terrestre é sujeito a um esforço que ultrapassa seu limite elástico este cede. A cedência pode ocorrer de forma dúctil ou rúptil, este segundo caso produz um sismo. Então, para que provocar um sismo deve-se ter duas condições simultaneamente: 1) movimento diferencial no material, de forma que a tensão possa acumular e extrapolar o limite elástico desse material; 2) o material tem que ceder por fratura frágil. A única região do planeta em que estas condições são satisfeitas é a litosfera, especialmente onde as tensões estão concentradas nas fronteiras das placas. O modelo de reverberação elástica diz que uma rocha pode ser sujeita a uma tensão seguindo a lei de Hooke até atingir o limite elástico. O modelo é ilustrado na figura 6 pelas variações sofridas nas cinco linhas, inicialmente paralelas entre si e ortogonais à

falha, numa situação livre da ação de tensões. O esforço devido ao movimento relativo entre os blocos adjacentes à falha acumula-se por anos. Longe da linha de falha as cinco linhas permanecem retas e paralelas, porém nas proximidades as linhas passam a ser inclinadas. Quando o limite de resistência é atingido dá-se a fratura, ocorrendo um deslocamento violento no plano da falha e a energia de deformação que estava acumulada nas rochas é liberada sob a forma de ondas sísmicas. Neste exemplo não houve deslocamento ao longo do comprimento total do plano de falha, ocorrendo apenas na região em que o limite foi ultrapassado. Quanto mais longa for a parte do plano de falha posta em movimento, mais forte será o sismo.

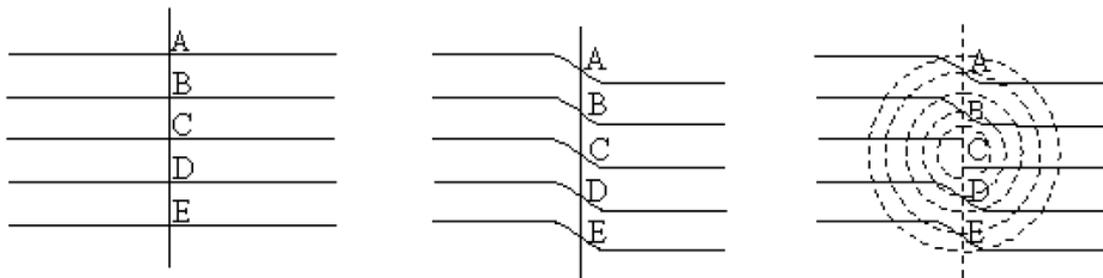


Figura 6 – Modelo de reverberação elástica para origem dos sismos. (Fonte: *Fundamentos de Geofísica*, J. M. Duarte et al.)

O modelo parte de uma situação em que as rochas sujeitas ao esforço não apresentam fraturas, ou seja, a falha só passa a existir realmente após atingir-se o limite elástico numa certa região do meio. Contudo quando a tensão acumular-se novamente, o limite necessário para causar outro sismo será menor que o inicial.

A ocorrência de grandes terremotos não é necessariamente tão abrupta quanto descrito. Em muitos casos a tensão acumulada é liberada parcialmente em pequenos sismos locais, que quando posteriormente podem ser relacionados ao evento principal, recebem o nome de premonitores. Em zonas cuja sismicidade é mais bem conhecida, tenta-se usar esses sismos como indicativo de a energia de deformação está acumulando-se e um grande sismo é eminente.

Quando acontece um terremoto, a maior parte da energia acumulada é liberada no abalo principal. Entretanto, por semanas ou até meses após um grande terremoto pode haver vários tremores menores, conhecidos como réplicas.

Ainda que a geração de um sismo envolva uma parte do plano de falhas com muitos quilômetros quadrados de área, do ponto de vista de um observador a centenas, ou até milhares, de quilômetros afastado, o sismo parece ter origem em uma fonte pontual. Este ponto é conhecido como *foco* ou *hipocentro* e a sua projeção vertical na superfície da Terra designa-se por epicentro. A distância entre o epicentro e o foco é a *distância focal*.

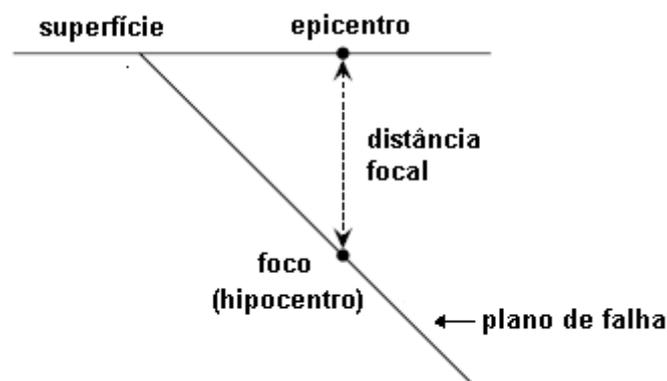


Figura 7 – Seção vertical, perpendicular ao plano de falha, definindo epicentro, foco e distância focal de um terremoto. (Adaptado de *Fundamentals of Geophysics*, William Lowrie, 2004)

A *distância epicentral* é a distância entre a estação sismológica e o epicentro do sismo, podendo ser expressa em quilômetros ( $\Delta_{\text{km}}$ ) ou pelo ângulo subtendido no centro da Terra ( $\Delta^\circ = (180/\pi)(\Delta_{\text{km}}/R)$ ). Os tempos de percurso das ondas *P* e *S* entre o local do sismo e um observador dependem da distância epicentral. As velocidades de propagação das ondas sísmicas são suficientemente bem conhecidas no interior da Terra de forma que o tempo de percurso de cada tipo de onda possa ser tabelado em função da distância epicentral.

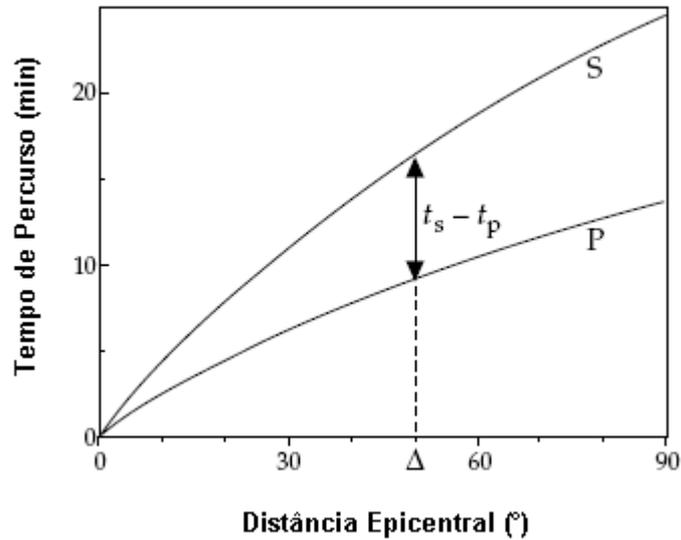


Figura 8 – A distância epicentral é obtida fazendo-se a diferença  $t_s - t_p$ . (Adaptado de *Fundamentals of Geophysics*, William Lowrie, 2004)

Para determinar o epicentro de um sismo é necessário o conhecimento do tempo de percurso das ondas  $P$  e  $S$  de, no mínimo, três estações. Os dados de cada estação fornecem apenas a distância epicentral para aquela estação, que pode ser qualquer ponto do círculo centrado na estação. As distâncias epicentrais de duas estações interpretam-se em dois pontos. A intersecção com o raio de uma terceira estação acaba com a ambigüidade; o ponto de intersecção dos três círculos é o epicentro. Geralmente os círculos não se interceptam exatamente em um único ponto, mas formam um pequeno triângulo esférico, o centro deste triângulo será a melhor aproximação para a localização procurada.

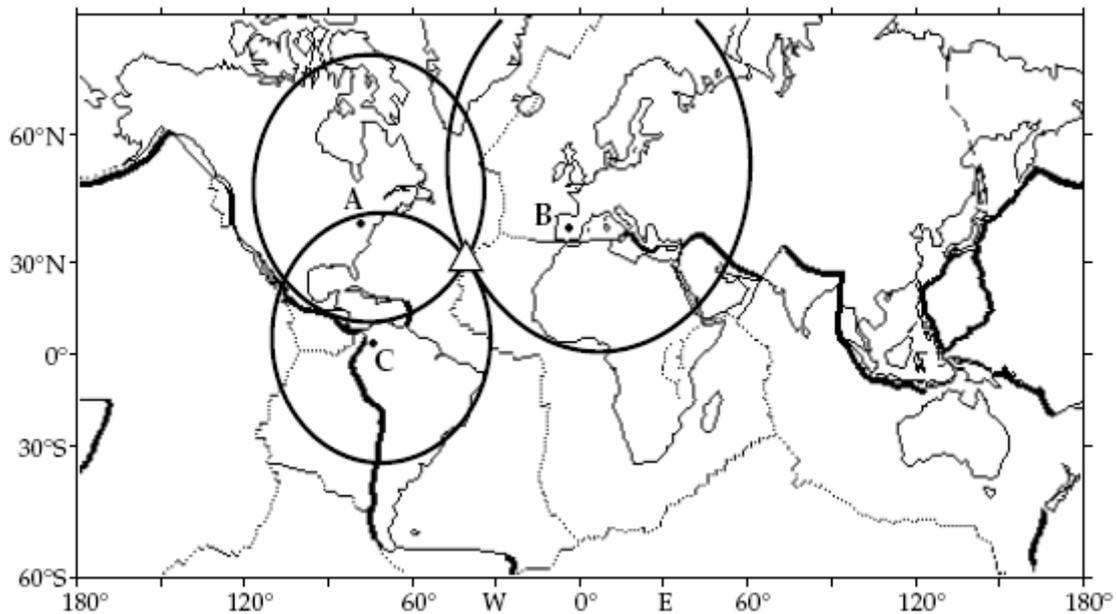


Figura 9 – Localização do epicentro de um terremoto, usando a distância epicentral de três estações sísmicas. (Fonte: *Fundamentals of Geophysics*, William Lowrie, 2004)

### Sismicidade global

Anualmente são divulgados pelo International Seismological Centre os epicentros de cerca de 30000 sismos. A distribuição geográfica da sismicidade global indica quais as áreas da Terra que são tectonicamente ativas. O mapa de sismicidade é uma importante evidência da teoria de tectônica de placa.

Os epicentros não são regularmente distribuídos, porém ocorrem predominantemente ao longo de zonas estreitas interplacas. O chamado arco circum-Pacífico, responsável pela liberação de 75-80% da energia sísmica anual, forma um cinturão que envolve as cadeias de montanhas da costa oeste americana e os arcos de ilha ao longo das costas da Ásia e Austrália. A zona mediterrânea-transasiática contribui com 15-20% da energia sísmica liberada a cada ano, inicia-se na junção tripla dos Açores, no oceano Atlântico, estendendo-se pela zona de fratura Açores-Gibraltar, em seguida passa ao norte da África, se encurvado através da península Itálica, passando pelos Alpes, Grécia, Turquia, Iran, Himalaias e arcos de ilha ao sudeste da Ásia, onde termina na zona circum-Pacífica. As cadeias oceânicas constituem a terceira maior zona de sismicidade com 3-7% da energia sísmica anual. Além da sismicidade, estas zonas

também são caracterizadas pelo vulcanismo ativo. O restante do planeta é considerado asísmico, porém nenhuma região pode considerar-se completamente livre da ocorrência de sismos. Aproximadamente 1% da sismicidade global acontece em regiões intraplacas, longe das mais importantes zonas ativas.

Os sismos também podem ser classificados de acordo com a profundidade focal. Tremores com profundidade menor que 70km ocorrem em todas as zonas sismicamente ativas, exceto pelas dorsais onde a profundidade máxima é 10-15km. A maior parte da energia liberada anualmente, cerca de 85%, procede dos sismos pouco profundos. Do restante, 12% correspondem sismos intermediários (70-300km) e os 3% finais são tremores com profundidade focal maior que 300km. Estes últimos acontecem apenas nas zonas do circum-Pacífico e mediterrânea-transaiática, e acompanham o processo de subducção.

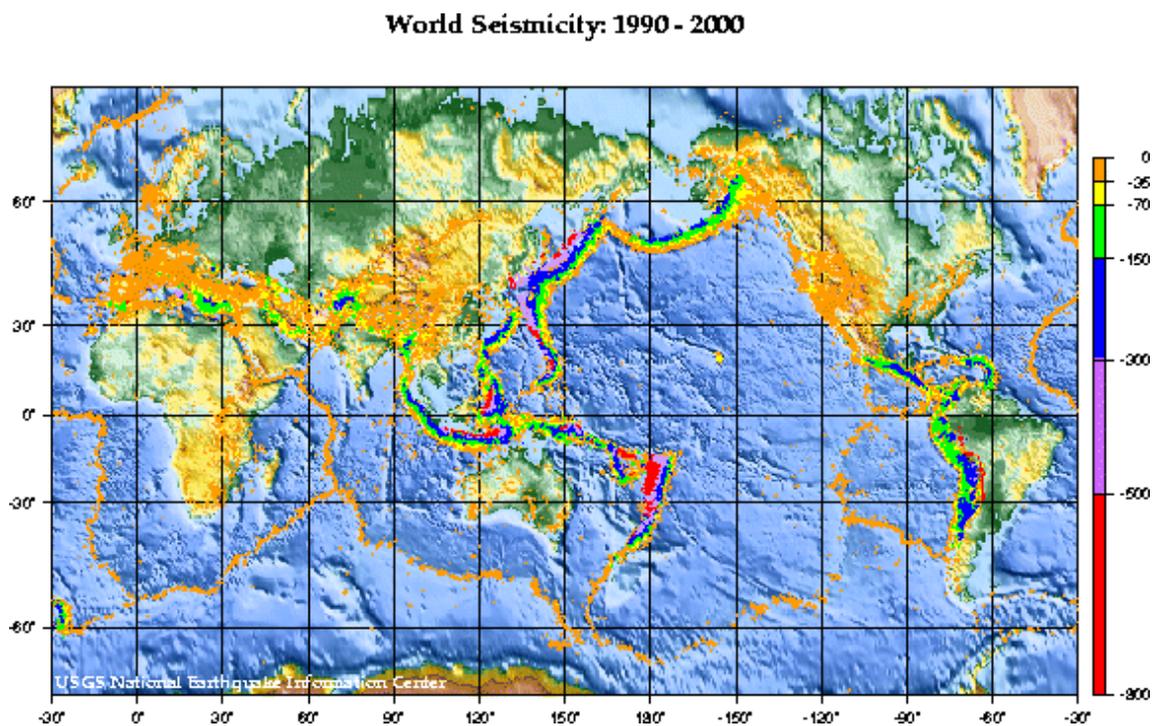


Figura 10 – Mapa de sismicidade global. (Fonte: USGS – Serviço Geológico Norte-Americano)

“Tamanho” de um sismo

Há duas maneiras de descrever quão grande é um tremor: a *intensidade* é um parâmetro subjetivo, baseado nos danos visíveis causados, portanto depende de outros fatores além do “tamanho” real do tremor; a *magnitude* é uma medida instrumental quantitativa, relacionada com a quantidade de energia liberada. Usualmente nas notícias sobre grandes sismos faz-se referência à magnitude, apesar de a intensidade ser o termo mais apropriado para representar os efeitos nas construções humanas.

### Intensidade

A intensidade de um sismo é baseada nos efeitos visíveis que provoca e em como é sentido pelas pessoas. É, por isso, um parâmetro subjetivo que depende do critério do observador. Na tabela tal estão apresentados os valores mais relevantes da escala de Mercalli, de forma simplificada.

### Tabela

Existem três fatores que contribuem para a intensidade de um sismo: a) sua magnitude; b) proximidade do foco; c) agregação do solo. Um exemplo de como este último fator é importante são os solos arenosos pouco consolidados que tendem a amplificar os movimentos do solo, aumentando assim o grau de destruição.

### Magnitude

A magnitude é um parâmetro obtido experimentalmente, através da medida das amplitudes das ondas sísmicas no sismograma. Para grandes distâncias epicentrais ( $>20^\circ$ ) a magnitude das ondas superficiais pode ser calculada pela seguinte expressão:

$$M_S = \log_{10} \left( \frac{A_S}{T} \right) + 1.66 \log_{10} \Delta^\circ + 3.3$$

onde  $A_S$  é a amplitude máxima,  $T$  é o período da onda e  $\Delta^\circ$  é a distância epicentral em graus.

Variações na profundidade da fonte modificam o trem de ondas mesmo quando a quantidade de energia liberada não se altera. Um sismo profundo gera um trem de ondas superficiais fraco, enquanto um sismo mais raso causa ondas superficiais bastante fortes. Por outro lado, as ondas volumétricas não são tão afetadas pela profundidade focal. Dessa forma, uma expressão alternativa é o cálculo da magnitude baseado na amplitude das ondas-P ( $A_P$ ):

$$m_b = \log_{10} \left( \frac{A_P}{T} \right) + 0.01\Delta^{\circ} + 5.9$$

Em regiões em que é possível o cálculo através das duas formas, pode-se utilizar a seguinte relação:

$$m_b = 0.56M_S + 2.9$$