

**1400200 - FÍSICA DA TERRA E DO UNIVERSO PARA
LICENCIATURA EM GEOCIÊNCIAS**

**SISMOLOGIA
ONDAS SÍSMICAS E O INTERIOR DA TERRA**

Professor Manoel Souza D'Agrella Filho

SISMOLOGIA

ELASTICIDADE

Quando uma força (F) é aplicada a um material, ele deforma. Isto significa que as partículas do material são deslocadas de suas posições originais. Quando a força não excede um determinado valor crítico (tensão de escoamento = limite elástico), estes deslocamentos são reversíveis, isto é, as partículas do material voltam às suas posições originais quando a força é removida. Quando isto acontece, dizemos que o material teve um comportamento elástico.

Podemos ilustrar o comportamento elástico, através de uma barra de comprimento L cuja área da seção transversal é A (Figura a). Se aplicarmos uma força (F) no sentido longitudinal da barra, a tensão produzida, definida como força por unidade de área (F/A , geralmente, expressa pela letra grega σ), será proporcional a deformação elástica específica (no caso da barra, estiramento por unidade de comprimento, $\Delta L/L$, normalmente expressa pela letra grega ϵ), isto é:

$$F/A \propto \Delta L/L$$

A constante de proporcionalidade é chamada de **módulo de elasticidade** e a variação linear entre deformação e tensão é chamada de **Lei de Hooke**.

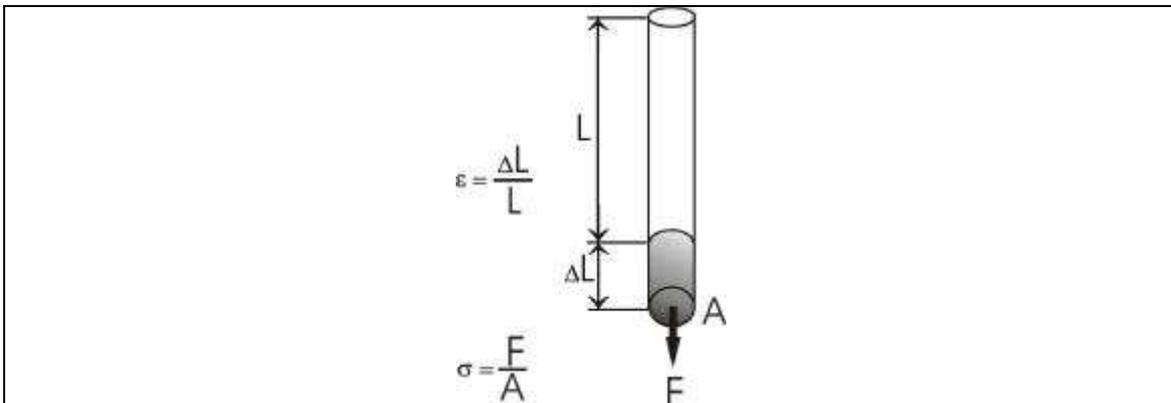


Figura 1 – Uma força F atuando no sentido longitudinal de uma barra com área de seção transversal A e comprimento L produz uma extensão ΔL .

A tensão tem unidade de pressão (força/área). No sistema SI é dada em Pascal ($1 \text{ Pa} = 1 \text{ N/m}^2$) e no sistema c.g.s. é o Bar ($1 \text{ Bar} = 1 \times 10^6 \text{ dina/cm}^2$). Por outro lado, a deformação específica, pela própria definição ($\Delta L/L$), é adimensional.

A partir de um determinado valor de tensão, a lei de Hooke deixa de ser válida, embora a propriedade elástica do material ainda permaneça (Figura 2). Se a tensão passar de um determinado limite (limite elástico) o material não recupera mais a sua forma original. Neste ponto, um pequeno aumento da tensão causa um grande aumento na

deformação. A deformação é dita então plástica. Se a tensão for retirada após atingirmos este estágio, o corpo não retorna mais ao seu estado inicial e uma deformação permanente será produzida. Eventualmente, a tensão ultrapassa a resistência do material e ocorre então a sua ruptura. Em algumas rochas, esta ruptura ocorre de forma abrupta dentro do intervalo elástico. O comportamento dúctil dos materiais sob tensão depende da escala de tempo. Em alguns materiais, após a produção de uma deformação, ele não retoma imediatamente seu estado normal após a retirada da tensão, mas volta gradualmente ao seu estado estável. Materiais com esta característica são denominados de materiais anelásticos. Na deformação plástica, a deformação permanece aumentando, enquanto for aplicada a tensão. Quando a tensão é retirada, o material fica com uma deformação permanente (Figura 2).

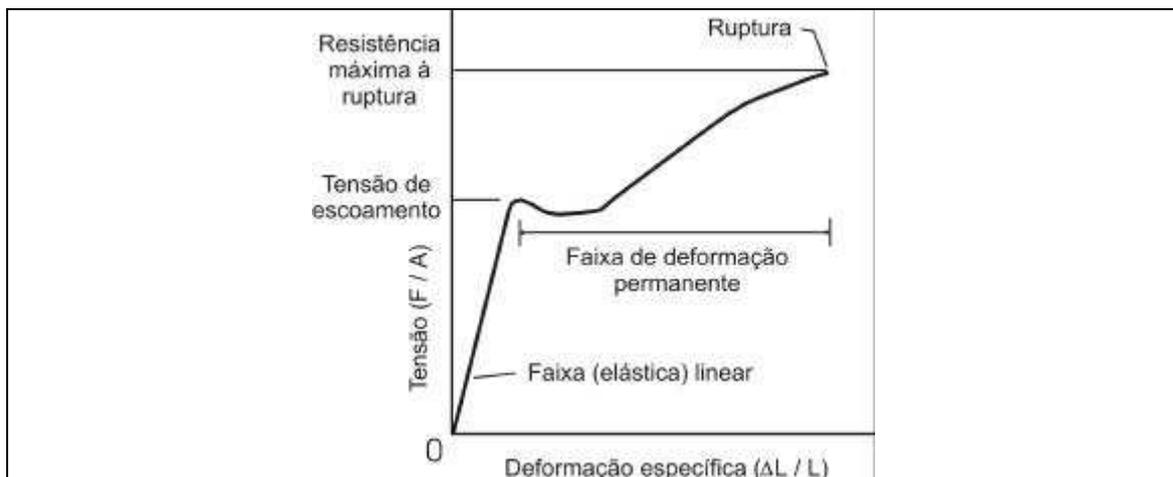


Figura 2 – Uma curva Tensão-deformação específica para um corpo de prova de aço. O corpo sofre deformações permanentes quando a tensão se iguala à tensão de escoamento do material. Ele se rompe quando a tensão se iguala à resistência máxima à ruptura do material.

Um terremoto acontece na crosta e no manto superior quando as tensões tectônicas excedem a resistência das rochas e uma falha (colapso) ocorre. Uma vez acontecido um terremoto, ondas sísmicas se propagam por deformação elástica das rochas por onde elas viajam.

Tabela 1- Propriedades elásticas de alguns materiais (fonte – Hallyday, Resnick, Walker, Fundamentos da Física, sexta edição).

Material	Massa específica ρ (kg/m ³)	Módulo de Young E (10 ⁹ N/m ²)	Resistência máxima à ruptura S_u (10 ⁶ N/m ²)	Tensão de escoamento S_y (10 ⁶ N/m ²)
Aço	7860	200	400	250
Alumínio	2710	70	110	95
Vidro	2190	65	50	
Concreto	2320	30	40	
Madeira	525	13	50	
Osso	1900	9	170	

Razão de Poisson

Quando uma força F_x é aplicada a uma barra retangular (Figura 3) ao longo do eixo x , provoca uma deformação ϵ_{xx} ao longo deste eixo. Ao mesmo tempo são produzidas deformações ao longo dos outros dois eixos (ϵ_{yy} , ϵ_{zz}), de modo a diminuir a área transversal da barra (A). Estas deformações longitudinais ϵ_{yy} e ϵ_{zz} são opostas em sinal, mas proporcionais à deformação extensional ϵ_{xx} e podem ser expressas como:

$$\epsilon_{yy} = -\nu \epsilon_{xx} \quad \text{e} \quad \epsilon_{zz} = -\nu \epsilon_{xx}$$

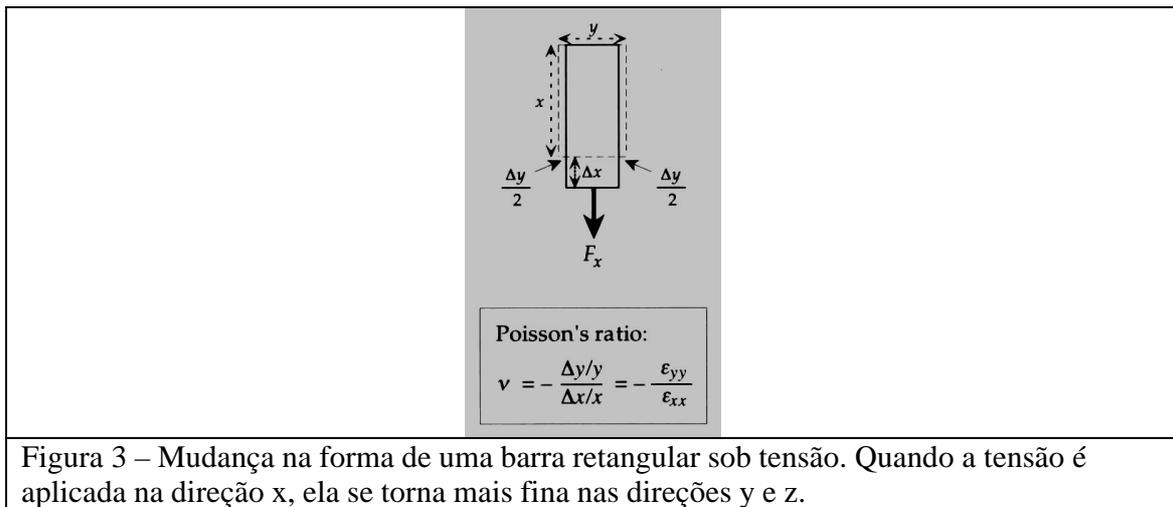


Figura 3 – Mudança na forma de uma barra retangular sob tensão. Quando a tensão é aplicada na direção x , ela se torna mais fina nas direções y e z .

A constante de proporcionalidade é conhecida como **razão de Poisson**. Os valores de ν vão de 0 (nenhuma contração lateral) até 0.5 (nenhuma mudança de volume) para um fluido incompressível. Para granitos $\nu = 0.05$, enquanto que para sedimentos pobremente consolidados, $\nu = 0,45$. No interior da Terra, $\nu = 0,24-0,27$. Um corpo com um valor de ν igual a 0,25 é chamado de corpo de Poisson ideal.

Módulos elásticos.

As deformações nos materiais assumem diferentes formas, de acordo com a atuação das forças que agem no material. Durante uma deformação, um corpo, geralmente, experimenta não somente deformações longitudinais. Componentes de tensão de cisalhamento (σ_{xy} , σ_{yz} , σ_{zx}) produzem deformações de cisalhamento, as quais se manifestam como mudanças angulares entre partes do corpo. Por outro lado, uma esfera sólida sujeita a uma tensão hidrostática uniforme provocada por um fluido reduz seu volume de uma quantidade ΔV .

A Figura 4 ilustra três tipos de deformação, conforme se aplica uma tensão de tração (associada a um estiramento de uma barra, por exemplo) (a), uma tensão de cisalhamento (b) ou uma tensão hidrostática (c). Nos três casos a tensão aplicada é proporcional à

deformação e a constante de proporcionalidade é chamada de **módulo elástico**. Teremos então:

$$\text{tensão} = \text{módulo elástico} \times \text{deformação específica}$$

Módulo de Young (E) é definido em relação à deformação extensional. Cada deformação longitudinal é proporcional a componente de tensão correspondente:

$$\sigma_{xx} = E\varepsilon_{xx}; \quad \sigma_{yy} = E\varepsilon_{yy}; \quad \sigma_{zz} = E\varepsilon_{zz},$$

onde a constante de proporcionalidade E é o **módulo de Young**.

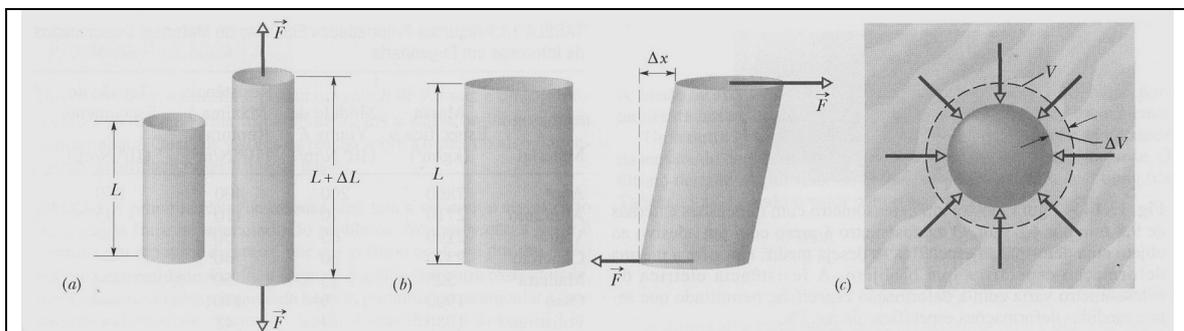


Figura 4 – (a) Um cilindro sujeito a uma tensão de tração se alonga de um comprimento ΔL . (b) Um cilindro sujeito a uma tensão cisalhante se deforma de uma distância Δx , de forma análoga ao que ocorreria com uma pilha de cartas de um baralho. (c) Uma esfera sólida sujeita à tensão hidrostática uniforme provocada por um fluido reduz o seu volume (encolhe) de uma quantidade ΔV . Todas as deformações mostradas estão bastante exageradas.

Módulo de Rigidez (ou módulo de cisalhamento) (μ) é definido em relação à deformação de cisalhamento. Como nas deformações longitudinais, cada deformação de cisalhamento é proporcional à correspondente componente de tensão, isto é:

$$\sigma_{xx} = \mu\varepsilon_{xx}; \quad \sigma_{yy} = \mu\varepsilon_{yy}; \quad \sigma_{zz} = \mu\varepsilon_{zz},$$

Módulo volumétrico (ou incompressibilidade) (K) é definido pela variação volumétrica ($\theta = \Delta V/V$) experimentada por um corpo sob pressão hidrostática. Para condições de pressão hidrostática as componentes da tensão de cisalhamento são nulas ($\sigma_{xy} = \sigma_{yz} = \sigma_{zx} = 0$) e a pressão no sentido do corpo (negativa) é igual em todas as direções ($\sigma_{xx} = \sigma_{yy} = \sigma_{zz} = -p$).

O **módulo volumétrico** é a razão entre a pressão hidrostática e a variação volumétrica (deformação específica);

$$p = -K\theta$$

O inverso do módulo volumétrico (K^{-1}) é a compressibilidade.

Estas constantes são relacionadas entre si através das seguintes fórmulas:

$$K = E / 3(1-2\nu) \quad e \quad \mu = E / 2(1+\nu)$$

Estas constantes dependem da pressão e temperatura e, portanto, devem variar com a profundidade no interior da Terra. O meio pode também não ser isotrópico, o que não asseguraria uma relação tensão/deformação igual em todas as direções. Alguns minerais são anisotrópicos: por exemplo, se um mineral tem simetria uniaxial no arranjo dos átomos na cela unitária, as propriedades físicas do mineral paralelo e perpendicular ao eixo de simetria são diferentes: o mineral é anisotrópico. Normalmente, as rochas contêm muitos minerais que estão orientados ao acaso e a rocha pode ser tratada como isotrópica. Esta hipótese pode ser feita, pelo menos em primeira ordem, para grandes áreas do interior da Terra. Alinhamento preferencial de grãos resulta em anisotropia sísmica. Isto tem sido observado em estudos sísmicos do manto superior, especialmente nas cordilheiras oceânicas, onde velocidades anisotrópicas têm sido atribuídas ao alinhamento dos cristais por correntes de convecção.

Se um material não é perfeitamente elástico, uma onda sísmica passando por ela, perde energia para o material (fricção gerando calor) e a amplitude da onda gradualmente diminui. O decréscimo da amplitude é chamado de atenuação e ela é devido a amortecimento anelástico das vibrações das partículas dos minerais. Por exemplo, a passagem de uma onda sísmica através da astenosfera é amortecida devido ao comportamento anelástico ao nível de grão dos minerais.

Um material que reage elasticamente sob uma tensão efêmera, pode deformar e fluir plasticamente sob uma tensão que age por um longo intervalo de tempo. O comportamento plástico na astenosfera e no manto profundo pode permitir ao material que ele flua. Isto ocorre por milhões de anos e surge como um meio eficiente de transporte de calor no interior da Terra.

ONDAS SÍSMICAS

Quando ocorre uma ruptura na litosfera, são geradas vibrações sísmicas que se propagam em todas as direções na forma de ondas (Figura 5). O mesmo ocorre, por exemplo, quando explosivos são detonados. São estas ondas sísmicas que causam danos perto do epicentro e que podem ser registradas em sismógrafos no mundo todo.

Em 23 de janeiro de 1997, ocorreu um terremoto na fronteira Argentina/Bolívia (Figura 6), com profundidade focal de 280 km e magnitude de 6,4. As ondas deste sismo tiveram amplitudes suficientes para serem sentidas na cidade de São Paulo, nos andares mais altos dos prédios. A figura 6-b mostra os sismogramas registrados naquela ocasião. A ruptura que causou o terremoto foi muito rápida e durou cerca de 5 segundos. Entretanto, foram geradas ondas sísmicas que passaram pela estação, a 1930 km, durante mais de 20 minutos. Isto ocorre porque há vários tipos de ondas sísmicas com velocidades de propagação diferentes e que percorreram trajetórias distintas.

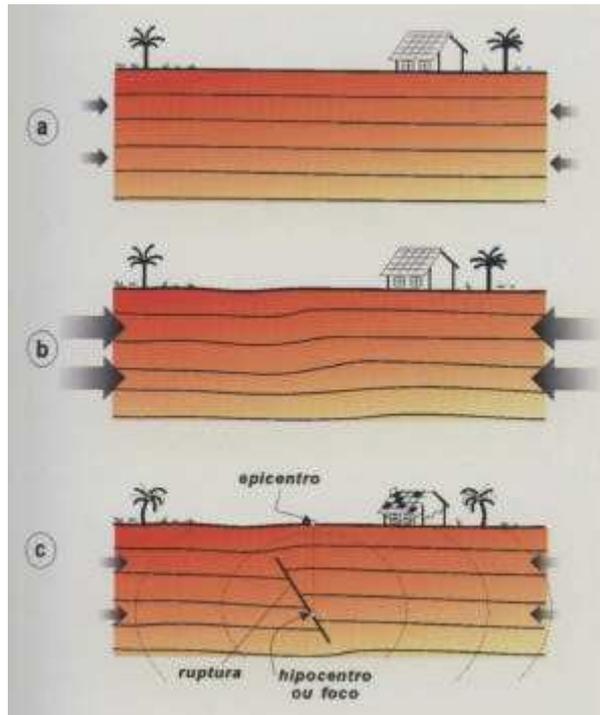


Figura 5 – Geração de um sismo por acúmulo e liberação de esforços em uma ruptura. A crosta terrestre está sujeita a tensões (a) compressivas neste exemplo, que se acumulam lentamente, deformando as rochas (b); quando o limite de resistência é atingido, ocorre uma ruptura com um deslocamento abrupto, gerando vibrações que se propagam em todas as direções (c). Geralmente, o deslocamento (ruptura) se dá em apenas uma parte de uma fratura maior pré-existente (falha geológica). O ponto inicial da ruptura é chamado hipocentro ou foco do tremor, e sua projeção na superfície é o epicentro. Nem todas as rupturas atingem a superfície.

Na figura 6, a primeira movimentação do chão (chegando a 230 s após a ocorrência do terremoto) é um deslocamento de 0,03 mm para cima e para Leste. Nesta primeira onda não há vibração na direção NS. Como as ondas estavam se propagando de Oeste para Leste (do epicentro para a estação) e chegaram na estação vindo de baixo para cima, vemos que as vibrações nesta primeira onda são paralelas à direção de propagação. Esta primeira onda é, portanto, longitudinal e chama-se onda P (primária). Quase 200 s após a chegada da onda P, o chão sofre um deslocamento 0,07 mm no sentido Norte. Esta segunda onda tem vibração perpendicular à direção de propagação e é chamada onda transversal ou onda S (secundária).

Há, portanto, dois tipos de vibrações sísmicas em um meio sólido que se propagam em todas as direções: vibrações longitudinais e transversais (Figura 7).

Nas ondas longitudinais (ondas P), as partículas do meio vibram paralelamente à direção de propagação;

Nas ondas transversais (onda S), as vibrações das partículas são perpendiculares à direção de propagação.

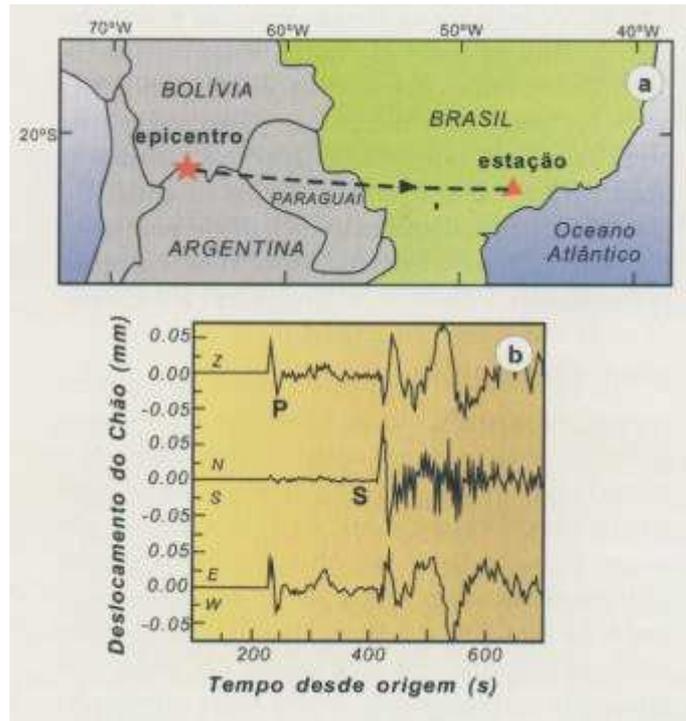


Figura 6 – Argentina abala São Paulo. (a) Registro na estação sismográfica de Valinhos, SP, de um sismo ocorrido na fronteira Argentina/Bolívia (23-01-1997) com magnitude 6.4. (b) O movimento do chão é descrito pelos três componentes: Z (vertical, positivo para cima), NS (positivo para Norte) e EW (positivo para Leste). As ondas P e S chegam 230 s e 410 s, respectivamente, após a ocorrência do terremoto.

As velocidades das ondas P e S dependem essencialmente do meio onde elas passam. Elas podem ser expressas pelas constantes elásticas e a densidade do meio em que elas se propagam:

$$\alpha = [(K + 4/3 \mu) / \rho]^{1/2},$$

onde α é a velocidade da onda P, K é o módulo volumétrico (de incompressibilidade), μ é o módulo de rigidez (de cisalhamento) e ρ é a densidade.

O som que se propaga no ar é uma onda P, da mesma forma que as vibrações em um meio líquido. Nestes meios o módulo de rigidez é zero ($\mu = 0$) e a velocidade da onda P se torna igual a:

$$\alpha = [K / \rho]^{1/2},$$

Na propagação das ondas transversais, como o movimento das partículas é perpendicular ao deslocamento da onda, o meio sofre cisalhamento vertical. Assim, a velocidade da onda S (β) depende intrinsecamente do módulo de rigidez e da densidade do meio em que se propaga:

$$\beta = (\mu / \rho)^{1/2},$$

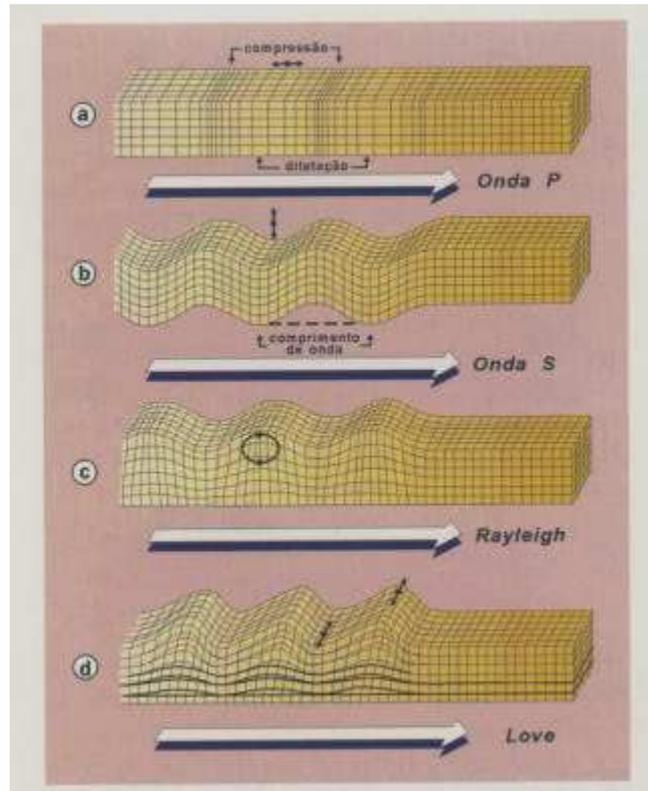


Figura 7 – Os dois modos principais de propagação das vibrações sísmicas são a onda P (a), longitudinal (vibração paralela à direção de propagação), e a onda S (b), transversal (vibração perpendicular à direção de propagação). Junto à superfície da Terra, propagam-se também as ondas superficiais: onda Rayleigh (c), que é uma combinação das ondas P e S onde cada partícula oscila num movimento elíptico, e ondas Love, com oscilação horizontal transversal. Nas ondas de superfície, as amplitudes diminuem com a profundidade. Note que, na passagem das ondas sísmicas, o meio deforma elasticamente.

As ondas transversais precisam de um meio sólido para se propagar (tensões de cisalhamento). Portanto, as ondas S não se propagam em meios líquidos e gasosos (onde $\mu = 0$), mas só em sólidos.

Uma comparação das fórmulas que fornecem as velocidades das ondas P e S, mostram que a velocidade da onda P é maior do que a da onda S e, portanto, chega primeiro, como foi mostrado na Figura 6.

A vibração das partículas das ondas S pode ser polarizada no plano vertical (ondas SV) ou horizontal (ondas SH).

As vibrações P e S são chamadas ondas (também chamadas de ondas de corpo) internas por se propagarem em todas as direções a partir de uma perturbação dentro do meio. Além das ondas P e S, há uma maneira especial de propagação de vibrações junto à superfície da Terra: são as ondas superficiais, que podem ser de dois tipos, Love e Rayleigh (Figura 7).

A onda superficial Rayleigh é uma combinação de vibrações P e SV contidas no plano vertical. Isto produz um movimento das partículas no sentido retrógrado em torno de uma elipse. Para um meio em que a razão de Poisson vale 0,25 (valor aceito para o interior da Terra), a velocidade da onda Rayleigh vale: $V_{LR} = 0.9194 \beta$.

As ondas superficiais Love correspondem a superposições de ondas SH, com vibrações horizontais concentradas nas camadas mais externas da Terra. As ondas Love, em geral, apresentam velocidades maiores do que as ondas Rayleigh.

No sismograma (Figura 8), podemos observar que as ondas superficiais aparecem como um trem de ondas de maior duração e com períodos diferentes. Uma característica das ondas superficiais é que a velocidade depende também do período da oscilação (ondas com oscilações de maior período, chegam primeiro).

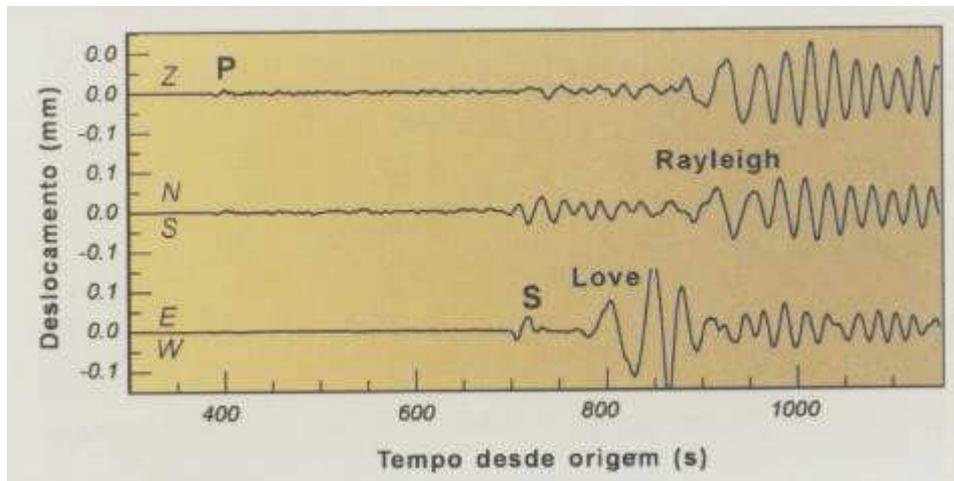


Figura 8 - Sismo das Ilhas Sandwich (Atlântico Sul) em 27-09-1993, registrado em uma estação perto de Poços de Caldas, MG (Brasil), a 3.570 km de distância. No trem de ondas superficiais Rayleigh (componentes Z e NS) e no trem de ondas Love (componente EW), as oscilações com períodos maiores chegam antes por terem velocidades de propagação maiores.

LEI DE SNELL

Princípio de Huygens

A passagem de uma onda de um meio para outro foi pela primeira vez explicada por Christian Huygens (século 17). Huygens formulou um princípio (**princípio de Huygens**) para a propagação da luz, mas que pode ser aplicado para qualquer fenômeno ondulatório. Este princípio diz o seguinte (Figura 9):

“Todos os pontos de uma frente de onda podem ser considerados como fontes de produção de novas ondas esféricas; a nova frente de onda é a superfície tangencial às pequenas ondas secundárias formadas”

Observe a figura 9. Os pontos na frente de onda AB representam partículas do material da frente de onda. As partículas são agitadas pela chegada da frente de onda e agem como fontes de pequenas ondas secundárias. Se a velocidade de onda no meio é V , a distância percorrida por cada pequena onda depois do tempo t será Vt e ela descreve uma pequena esfera em torno da partícula fonte. CD é a nova frente de onda, a qual será paralela a anterior e assim por diante.

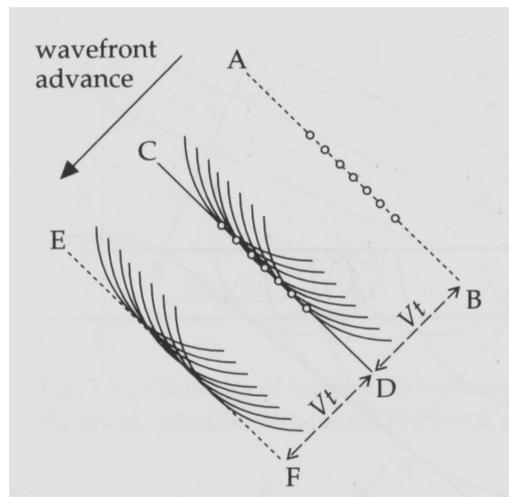


Figura 9 – Aplicação do princípio de Huygens para explicar o avanço de uma frente de onda plana. A frente de onda em CD é o envelope de pequenas ondas formado pelas vibrações das partículas quando a frente de onda estava na posição prévia AB. Similarmente, o envelope de pequenas ondas formado pelas vibrações das partículas na frente de onda CD forma a frente de onda EF.

Este princípio pode ser usado para derivar as leis de reflexão e refração das ondas sísmicas em uma interface que separa dois meios distintos.

Lei da reflexão utilizando o princípio de Huygens.

Observe a figura 10. Uma onda que viaja em um meio com velocidade α_1 encontra outro meio com velocidade α_2 . Quando a onda incide na interface dos dois meios (com ângulo de incidência i , em relação à normal ao plano da interface), parte da energia é transferida para o segundo meio e o restante é refletida de volta para o primeiro meio (com ângulo de reflexão i' , em relação à normal ao plano da interface). Considere a frente de onda AC incidindo em A. Neste ponto, as partículas do meio A são agitadas e formam novas ondas que viajam de volta no primeiro meio. Isto acontece com todos os outros pontos da frente de onda, quando ela vai atingindo a interface. Quando a frente de onda incidente alcança o ponto B, todas as partículas da frente de onda entre A e B foram agitadas. Aplicando o princípio de Huygens, a frente de onda da onda refletida é o plano tangente às pequenas ondas secundárias originadas no primeiro meio (linha BD). Na figura