

2

Fundamentos de sismicidade e propagação de ondas

Neste capítulo são introduzidos conceitos gerais de sismologia abrangendo diferentes processos que influenciam a ocorrência de sismos. Faz-se uma descrição qualitativa dos principais parâmetros e termos utilizados para sua caracterização e como as ondas sísmicas se propagam no meio.

2.1.

Origem dos sismos

A teoria com maior fundamento desenvolvida na busca da explicação dos movimentos sísmicos foi formulada em 1912 pelo cientista alemão Alfred Wegener, conhecida como a Teoria da Deriva dos Continentes. Esta supõe que há 200 milhões de anos todos os continentes estavam unidos, formando uma só massa continental, denominada Pangea. No início da era geológica do Mesozóico, por algum motivo, esta massa universal começou a fraturar e dividir-se, formando as massas continentais que hoje existem. Os conhecimentos adquiridos pelos pesquisadores durante as últimas décadas tendem a confirmar esta teoria da formação dos continentes.

De acordo com a teoria tectônica das placas, a crosta terrestre está dividida em 17 placas principais (Figura 2.1) que se movimentam lateralmente umas em relação às outras, impulsionadas por correntes de convecção térmica que se originam no manto terrestre. Estes movimentos estão associados com a atividade sísmica do planeta, originando sismos de subducção e intraplaca.

2.1.1.

Sismos de subducção

Mediante medições batimétricas, oceanógrafos encontraram no centro do Oceano Atlântico um sistema montanhoso que se expande e ramifica formando uma cadeia de montanhas de aproximadamente 40 000 km. Estudos geofísicos e oceanográficos demonstram que esta cordilheira é formada por material magmático proveniente do manto da Terra, em um processo dinâmico de transformação do Oceano Atlântico. Para compensar a saída deste material

magmático é necessário que correntes descendentes mergulhem material da crosta, em movimentos de subducção (Figura 2.2). As zonas onde ocorrem esta perda de material são conhecidas como zonas de subducção, provocando movimentos acompanhados de grande liberação de energia que se irradia sob forma de ondas de tensão provocando tremores e, conforme a intensidade, terremotos. Os movimentos podem ser de deslizamento lateral entre as placas, de afastamento, com a criação de nova litosfera, ou de colisão. Quando uma litosfera oceânica encontra uma litosfera continental, entra em subducção e um cinturão de montanhas vulcânicas é formado na margem da placa continental, como ocorre entre as placas de Nazca e Sul Americana (Figura 2.3).

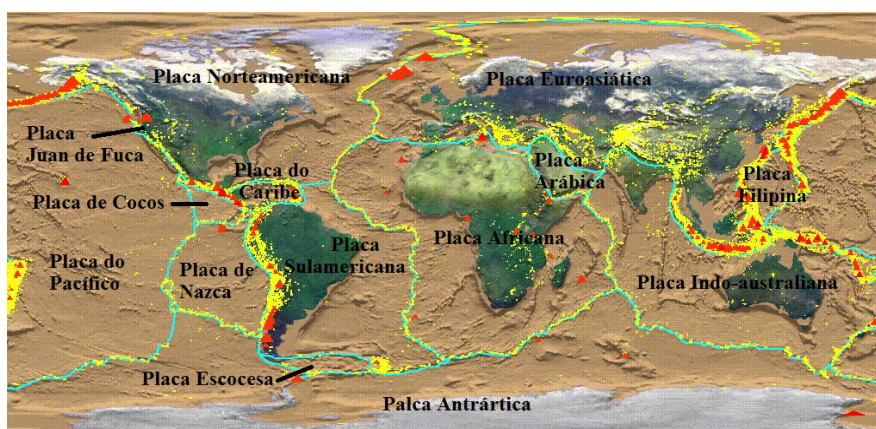


Figura 2.1 - As principais placas tectônicas da crosta terrestre. Fonte NASA.

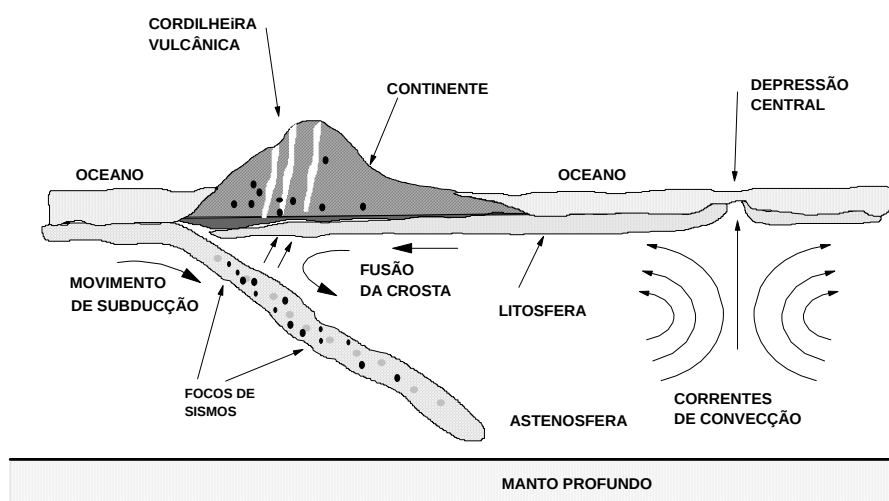


Figura 2.2 - Efeitos de subducção entre duas placas tectônicas.

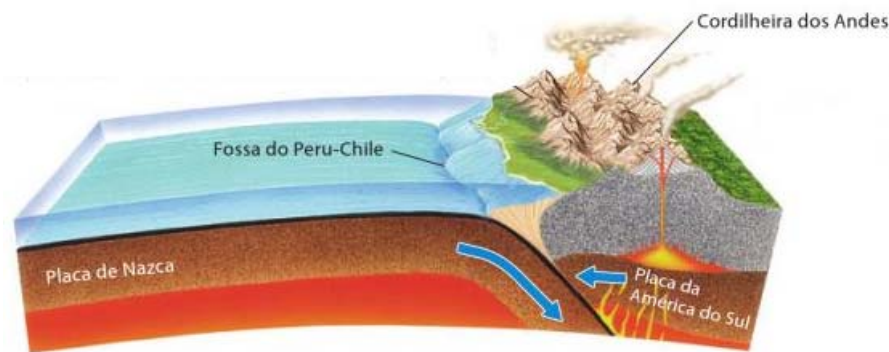


Figura 2.3 - Movimento de subducção entre as placas de Nazca e Sul Americana.

2.1.2. Sismos intraplaca

Representam aproximadamente 25% dos sismos ocorridos a nível mundial e são caracterizados como de falhamento superficial. Ocorrem entre 5 e 20 km de profundidade, região onde se localizam as rochas mais duras e de maior capacidade de armazenamento de energia de deformação. Estes sismos estão indiretamente associados com o fenômeno da subducção, pois são causados pelas concentrações superficiais de tensões no interior das placas tectônicas, por sua vez geradas pelos movimentos de subducção. Por serem de pouca profundidade, não acompanhados por condições térmicas que afetem as propriedades mecânicas dos materiais da crosta, produzem em geral danos significativos nas regiões mais próximas ao seu epicentro. Os sismos que ocorrem no Brasil são de natureza intraplaca, exceto os observados na Amazonia ocidental, mas originados na costa do oceano Pacífico por movimentos de subducção.

2.2. Localização de um sismo

Frequentemente, a localização de um sismo é inicialmente especificada em termos da localização de seu hipocentro ou foco e sua projeção na superfície da Terra é designada por epicentro. A distância na superfície entre o epicentro e um observador é conhecida como distância epicentral e a distância entre um observador e o foco, distância focal ou distância hipocentral (Figura 2.4).

A diferença entre os tempos de chegada da onda primária (P) e da onda secundária (S), definidas no Item 2.7, a uma estação sismográfica permite estimar a distância epicentral (d_e) pela expressão:

$$d_e = \frac{\Delta t_{P-S}}{1/V_P - 1/V_S} \quad 2.1$$

onde Δt_{P-S} é a diferença de tempos de chegada da onda P e S, sendo V_P e V_S as respectivas velocidades. Conhecendo-se as distâncias obtidas em pelo menos três diferentes estações sismográficas, pode-se então determinar a localização do epicentro do terremoto.

Atualmente, a localização preliminar do epicentro, a profundidade do foco e a magnitude do terremoto podem ser obtidas em poucos minutos após o início do evento, sendo o único fator limitante o tempo que as ondas sísmicas demoram em viajar do hipocentro até as estações, em geral menos de 10 minutos.

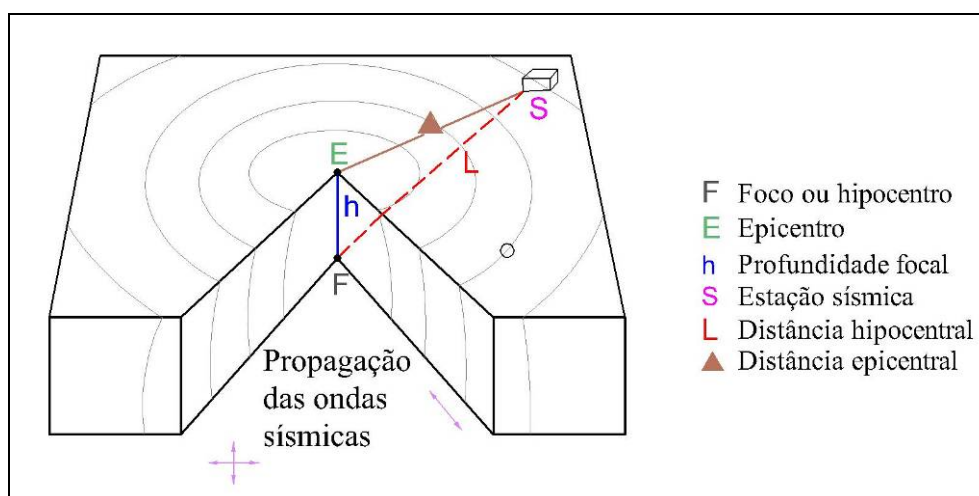


Figura 2.4 - Elementos para descrição da localização de um sismo (www.google.com.br/search?hl=pt-BR&q=dinamica+da+terra&meta).

2.3. Medidas de um sismo

Existem duas formas principais para quantificar um sismo. A propriedade que correlaciona a energia liberada é chamada de magnitude (em escala logarítmica) e os efeitos causados pelos sismos na superfície da Terra são correlacionados com a intensidade.

2.3.1. Magnitude

A magnitude está relacionada com a energia liberada pelo sismo, comumente medida através da escala Richter, também conhecida como magnitude local (M_l), desenvolvida em 1935 com o propósito de medir terremotos do sul da Califórnia, baseada na relação entre a máxima amplitude do movimento sísmico registrado durante o evento versus distância do ponto de observação. A escala é definida por um número real, tomando-se o logaritmo decimal da máxima amplitude registrada por um sismógrafo Wood-Anderson, particularmente sensível a ondas S com período de 1s. Assim, para cada número inteiro da escala, por exemplo, terremoto de magnitude 5, a amplitude do movimento registrado é 10 vezes maior daquele correspondente a um terremoto de magnitude 4.

A magnitude do sismo está relacionada com a energia liberada no evento, pela seguinte Equação (Clough e Penzien, 1995):

$$\log_{10} E = 11,8 + 1,5M_l \quad 2.2$$

onde E é a energia liberada $\times 10^{20}$ erg (ou 10^{13} J), percebendo-se que o aumento de uma unidade na magnitude do sismo corresponde a um acréscimo de $10^{1.5} = 31,6$ vezes na energia liberada.

O gráfico da Figura 2.5 relaciona as magnitudes de alguns sismos com a energia liberada equivalente em explosivos, comparando-as também com energia de fenômenos naturais (erupção, tornado, relâmpago) e explosões nucleares. Entre as curvas de energia de terremotos e de energia equivalente é também apresentado o número de sismos que ocorre mundialmente para algumas magnitudes.

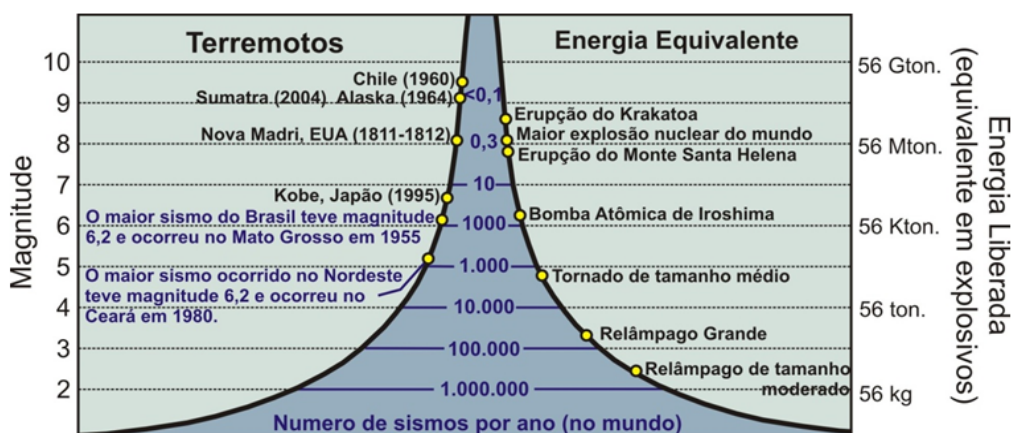


Figura 2.5 - Energia liberada por terremotos comparada com energia produzida em explosões nucleares e outros fenômenos naturais (Lopes, A. e Assumpção, M. (2010), www.afonsovasconcelos.com/aulas/agg5722/aula04_Magnitude.pptx)

A magnitude de ondas de superfície (M_s), utilizada para terremotos com foco a profundidades menores do que 60 km considera ondas Rayleigh com período entre 18s a 22s e é estimada frequentemente pela correlação:

$$M_s = \log A + 1,66 \log \Delta + 2,0 \quad 2.3$$

onde A é a amplitude do deslocamento do solo em micrômetros e Δ uma distância medida em graus, entre a distância epicentral e a profundidade focal, em quilômetros (Figura 2.4). A formulação é válida para distâncias compreendidas entre 20° e 100° e há várias adaptações da Equação 2.3 considerando efeitos geográficos locais, de modo que o valor medido seja consistente com o da escala Richter.

A magnitude com ondas de corpo (m_b) foi definida por Gutenberg & Richter (1956) e utiliza a amplitude da onda P (Figura 2.6) em terremotos com distância epicentral entre 20° e 100° . A onda P empregada no cálculo da magnitude m_b deve ter período entre 0.5 e 2.0 segundos.

$$m_b = \log_{10} \left(\frac{A}{T} \right) + Q(\Delta, h) \quad 2.4$$

onde A é a amplitude do movimento do terreno (em micrômetros), T o correspondente período (em segundos) e $Q(\Delta, h)$ um fator de correção, função da distância Δ em graus, determinada considerando a distância epicentral, e da profundidade focal h , em quilômetros. Os valores de $Q(\Delta, h)$ foram determinados empiricamente e são tabelados.

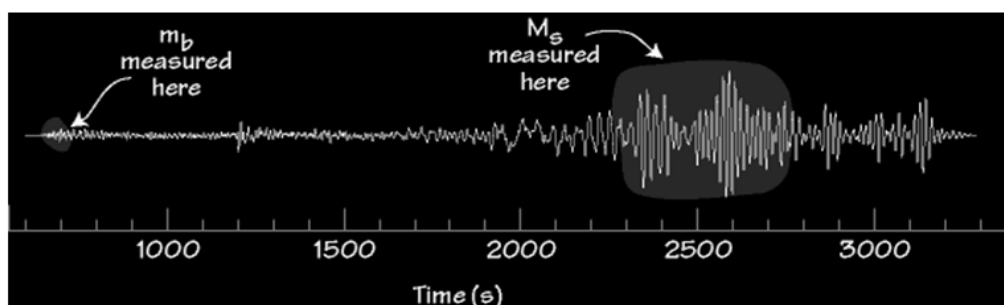


Figura 2.6 - Escalas de magnitude com ondas P (m_b) e ondas de superfície (M_s). (Lopes, A. e Assumpção, M. (2010), www.afonsovasconcelos.com/aulas/agg5722/aula04_Magnitude.pptx).

As escalas anteriormente mencionadas (M_L , m_b , M_s) foram elaboradas para fornecerem valores aproximadamente iguais para o mesmo sismo, mas muitas vezes isso não ocorre. Os terremotos geram ondas P e ondas superficiais em proporções diferentes dependendo do tipo de falhamento, da profundidade focal, das tensões liberadas pela ruptura, etc. Assim, um mesmo sismo pode ter magnitudes m_b e M_s diferindo em até uma unidade. A precisão de cada escala é da ordem de $\pm 0,3$ unidades. Além disso, as escalas de magnitude m_b e M_s sofrem um fenômeno conhecido como saturação da escala, que ocorre para magnitudes perto de $6,0 M_W$ para a escala m_b e $8,0 M_W$ para a escala M_s .

A magnitude do momento (M_w) é uma nova escala, que pode diretamente representar características do sismo, como o movimento da falha geológica e a energia sísmica envolvida.

$$M_w = \frac{2}{3} \log_{10} M_0 - 6 \quad 2.5$$

onde M_0 é o momento sísmico utilizado para estimativa da energia liberada durante o terremoto, calculada por

$$M_0 = \mu DS \quad 2.6$$

onde μ é o módulo de cisalhamento dos materiais do falhamento geológico, D é o deslocamento médio observado e S é a área de ruptura ao longo do falhamento onde o terremoto ocorreu.

Essa escala tem vantagens sobre outras escalas porque não atinge a saturação, significando, portanto que grandes terremotos podem ser mais precisamente registrados, e a escala está mais diretamente ligada às características físicas do hipocentro. Em consequência, M_w vem substituindo as demais escalas para estimativas de terremotos de grande magnitude, como já ocorre no United States Geological Survey (USGS) que monitora terremotos globais com magnitudes superiores a 3.5.

2.3.2. Intensidade

A intensidade de um sismo é um parâmetro de medida qualitativa que classifica quão severo é o movimento do solo provocado por um sismo numa determinada área, com base nos efeitos experimentados por pessoas e observados em objetos, estruturas e na natureza. É, portanto, um parâmetro subjetivo, pois depende da impressão do observador. A escala de intensidade mais utilizada é a de Mercalli Modificada (MMI), subdividida em 12 graus de intensidade:

I - Impercetível

Não sentido. Efeitos marginais e de longo período no caso de grandes sismos.

II - Muito fraco

Sentido pelas pessoas em repouso nos andares elevados de edifícios ou favoravelmente colocadas.

III - Fraco

Sentido dentro de casa. Os objetos pendentes balançam. A vibração é semelhante à provocada pela passagem de veículos pesados. É possível estimar a duração mas não pode ser reconhecido como um sismo.

IV - Moderado

Os objetos suspensos balançam. A vibração é semelhante à provocada pela passagem de veículos pesados ou à sensação de pancada numa bola pesada nas paredes. Carros estacionados balançam. Janelas, portas e louças tremem. Os vidros e louças chocam ou tilintam.

V - Forte

Sentido fora de casa; pode ser avaliada a direção do movimento; as pessoas são acordadas; os líquidos oscilam e alguns extravasam; pequenos objetos em equilíbrio instável deslocam-se ou são derrubados. As portas oscilam, fecham ou abrem. Os quadros movem-se. Os pêndulos dos relógios param ou iniciam ou alteram o seu estado de oscilação.

VI - Bastante forte

Sentido por todos. Muitos assustam-se e correm para a rua. As pessoas sentem falta de segurança. Os pratos, as louças, os vidros das janelas, os copos, partem-se. Objetos ornamentais, livros, etc., caem das prateleiras. Os quadros caem das paredes. As mobílias movem-se ou tombam. Os estuques

fracos e alvenarias do tipo D¹ fissuram. Pequenos sinos tocam (igrejas e escolas). As árvores e arbustos são visivelmente agitados.

VII - Muito forte

É difícil permanecer de pé. É notado pelos condutores de automóveis. Os objetos pendurados tremem. As mobílias partem. Verificam-se danos nas alvenarias tipo D¹, incluindo fraturas. Queda de reboco, tijolos soltos, pedras, telhas, parapeitos soltos e ornamentos arquitetônicos. Algumas fraturas nas alvenarias C². Ondas nos tanques. Água turva com lodo. Pequenos desmoronamentos e abatimentos ao longo das margens de areia e de cascalho. Os grandes sinos tocam. Os diques de concreto armado para irrigação são danificados.

VIII - Ruinoso

Afeta a condução dos automóveis. Danos nas alvenarias C² com colapso parcial. Alguns danos na alvenaria B³ e nenhum na alvenaria A⁴. Quedas de estuque e de algumas paredes de alvenaria. Torção e queda de chaminés, monumentos, torres e reservatórios elevados. As estruturas movem-se sobre as fundações, se não estão ligadas inferiormente. Mudanças nos fluxos das fontes e dos poços. Fraturas no terreno úmido e nas vertentes escarpadas.

IX - Desastroso

Pânico geral. Alvenaria D¹ destruída; alvenaria C² grandemente danificada, às vezes com completo colapso; as alvenarias B³ seriamente danificadas. Danos gerais nas fundações. As estruturas, quando não ligadas, deslocam-se das fundações. As estruturas são fortemente abaladas. Fraturas importantes no solo. Nos terrenos de aluvião ocorrem erupções de areia e lama; formam-se nascentes e crateras arenosas.

X - Destruidor

A maioria das alvenarias e das estruturas é destruída com as suas fundações. Algumas estruturas de madeira bem construídas e pontes são destruídas. Danos sérios em barragens, diques e aterros. Grandes desmoronamentos de terrenos. As águas são arremessadas contra as muralhas que marginam os canais, rios, lagos, etc.; lodos são dispostos horizontalmente

¹ alvenaria tipo D - execução de baixa qualidade, construída com materiais fracos (adobes).

² alvenaria tipo C - execução normal, sem reforço e nem projetada para resistir a forças horizontais.

³ alvenaria tipo B - boa qualidade de execução, reforçada mas não projetada para resistir a forças horizontais.

⁴ alvenaria tipo A - boa qualidade de execução, reforçada e projetada para resistir a forças horizontais.

ao longo de praias e margens pouco inclinadas. Vias férreas levemente deformadas.

XI - Catastrófico

Vias férreas grandemente deformadas. Canalizações subterrâneas completamente avariadas.

XII - Danos quase totais

Grandes massas rochosas deslocadas. Conformação topográfica distorcida. Objetos atirados ao ar.

2.4.

Parâmetros do movimento do terreno

2.4.1.

Amplitude do movimento

Os parâmetros associados ao movimento podem ser a aceleração, a velocidade ou o deslocamento. Uma destas variáveis é medida e as outras são calculadas por diferenciação ou integração.

A aceleração horizontal de pico (*peak horizontal acceleration*, PHA) é a medida mais comum da amplitude do movimento, correspondente ao maior valor absoluto de aceleração horizontal dentre os registrados no acelerograma. Apesar de a PHA ser muito útil, não fornece informações sobre o conteúdo de frequências e a duração do evento, sendo necessários dados adicionais para caracterização do sismo.

A velocidade horizontal de pico (*peak horizontal velocity*, PHV) é menos sensível às altas frequências, preferindo-se seu uso em vez da PHA, já que estima com maior precisão o potencial de dano do movimento. O deslocamento de pico é geralmente associado a movimentos de baixas frequências, sendo mais difícil de determinar e, portanto, menos utilizado.

2.4.2.

Conteúdo de frequências

O conteúdo de frequências descreve a forma como a amplitude do movimento é distribuída entre diferentes frequências, e esta característica tem forte influência nos efeitos do sismo.

O espectro de amplitudes de Fourier exhibe como a amplitude do movimento é distribuída em relação à frequência.

O espectro de potência ou função densidade de espectro de potência, $G(\omega)$, é usado para estimar as propriedades estatísticas de um movimento e calcular uma resposta estocástica usando-se técnicas de vibração aleatória. É um parâmetro muito adequado para descrever o sismo como um processo aleatório estacionário.

$$G(\omega) = \frac{1}{\pi T_d} c_n^2 \quad 2.7$$

onde T_d é a duração do sismo e c_n é a amplitude do n -ésimo harmônico da série de Fourier.

O espectro de resposta descreve a máxima resposta de um sistema com um grau de liberdade (*single degree of freedom*, SDOF), para um movimento particular, em função da frequência natural do sistema (ω) e a razão do amortecimento do sistema SDOF. O período predominante é definido como o período de vibração correspondente ao valor máximo do espectro da amplitude de Fourier. O espectro de resposta pode ser plotado individualmente em escala aritmética ou pode ser apresentado como um gráfico de quatro escalas logarítmicas que abrangem a velocidade espectral no eixo vertical, a frequência natural (ou período T) no eixo horizontal e a aceleração e o deslocamento nos eixos inclinados a 45°.

O período predominante é definido como o período de vibração correspondente ao valor máximo do espectro da amplitude de Fourier.

Embora o espectro de resposta seja uma representação aproximada, fornece uma descrição muito útil do conteúdo de frequências.

2.4.3. Parâmetro de duração

Muitos processos físicos, como a degradação da rigidez e a perda da resistência de certos tipos de estruturas, são sensíveis aos ciclos de carregamento e descarregamento que acontecem durante o sismo. Um movimento de curta duração pode não produzir uma resposta com elevado potencial de dano. Por outro lado, um movimento com amplitude moderada, mas com longa duração, pode produzir ciclos de carregamentos e descarregamentos suficientes para causar um dano substancial. A duração do movimento está diretamente relacionada com o tempo necessário para liberar a energia de deformação acumulada ao longo da falha geológica.

Este parâmetro foi investigado por meio da interpretação dos acelerogramas de sismos de diferentes magnitudes. Existem diferentes metodologias para enfrentar o problema da avaliação da duração de um movimento através de um acelerograma. Para objetivos práticos da engenharia, o método do intervalo de duração (*bracketed duration*) parece fornecer a indicação mais razoável da influência da duração do sismo no potencial de dano. O intervalo de duração é definido como o tempo entre o primeiro e o último valor de ultrapassagem em relação a um valor de aceleração pré-determinado (usualmente 0,05g).

Como a aceleração decresce com a distância, espera-se que as durações baseadas nos níveis de aceleração absoluta, tais como o intervalo de duração, diminuam com a distância. As durações baseadas nas acelerações relativas crescem com a distância e são longas, mesmo quando as amplitudes das acelerações são muito baixas.

2.5.

Caraterísticas do registro sísmico

2.5.1.

Deconvolução do registro sísmico

As características de um movimento sísmico são comumente obtidas através do registro de aceleração (história de acelerações ou simplesmente acelerograma) que é normalmente medido em estações sísmicas sobre afloramento rochoso (*outcrop rock*) ou solo. Nas análises por modelos numéricos (método dos elementos finitos, método das diferenças finitas) o carregamento sísmico deve ser aplicado na base do modelo, e não na superfície do terreno onde é normalmente medido (Figura 2.7).

Uma modificação do registro sísmico é portanto necessária para transportar o sinal da superfície para a profundidade requerida, o que é feito através de um processo de deconvolução, baseado na propagação de ondas verticais SV através de um maciço de solo visco-elástico horizontalmente estratificado, com auxílio de programas computacionais, o mais utilizado dos quais é o SHAKE (Schnabel *et al.*, 1972) ou sua versão mais recente SHAKE 2000 (Ordoñez, 2011).

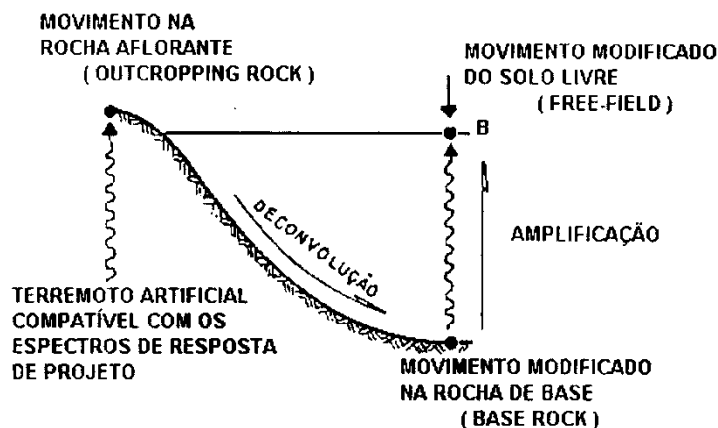


Figura 2.7 - Processo de deconvolução e amplificação (convolução) para registros de terremotos.

Um processo de deconvolução, aparentemente simples, é frequentemente sujeito a uma confusão considerável, sobretudo quando se aplica a excitação sísmica na base de malhas de elementos finitos, que normalmente apresentam esquemas de contornos silenciosos (amortecedores) para evitar a reflexão de ondas que normalmente ocorreria se os contornos fossem admitidos rígidos como nos problemas estáticos. Mejia e Dawson (2006) revisaram a teoria e o desempenho do programa SHAKE (como ferramenta numérica para deconvolução) e os cuidados necessários na especificação do registro sísmico no programa FLAC 2D. A Figura 2.8 ilustra o caso de base flexível, no qual ondas SV ascendentes e descendentes são determinadas no programa SHAKE, mas apenas as ondas ascendentes são prescritas no programa FLAC 2D já que as ondas descendentes são absorvidas pelos amortecedores da condição de contorno silenciosa.

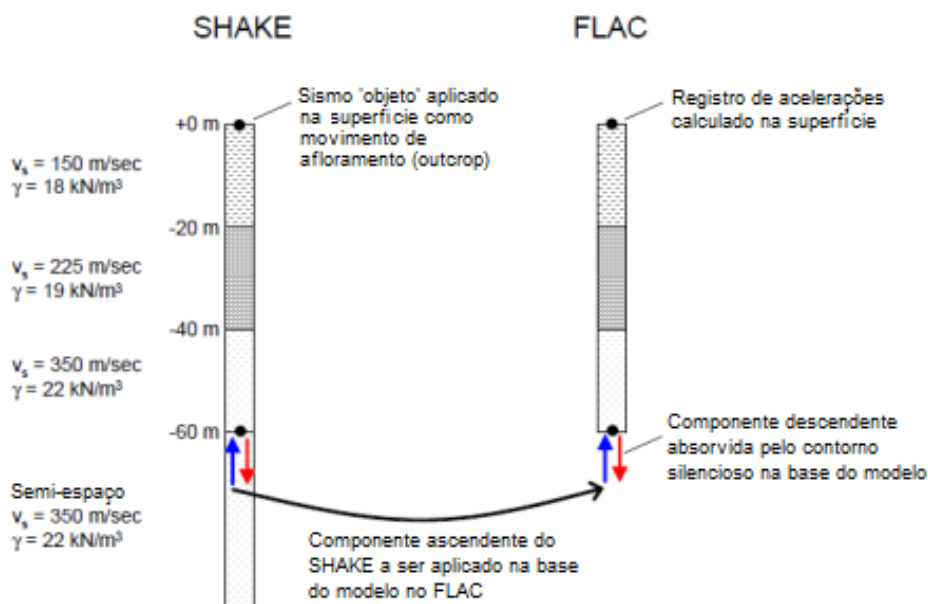


Figura 2.8 - Processo de deconvolução na condição de base flexível com os programas computacionais SHAKE e FLAC 2D (Mejia e Dawson, 2006).

2.5.2. Correção da linha base e filtragem

O maior problema que acontece com acelerogramas registrados analógica ou digitalmente é a distorção ou deslocamento em relação à linha zero da aceleração, também conhecida como linha base. Ainda que este erro possa ser inapreciável na aceleração, pode ser muito importante quando se obtêm a velocidade e o deslocamento por integrações no tempo, já que se contabiliza a área que existe entre a curva da aceleração e a linha base.

Uma forma de compensar este erro é realizar um ajuste da linha base a qual pode ser feita por curvas polinomiais de baixa ordem ou senoidais. Para ter uma ideia da importância deste erro, pode-se supor uma diferença constante do acelerograma em relação à linha base de $0,001g$, como ilustrado na Figura 2.9. Na primeira integração no tempo, obtém-se um incremento linear da velocidade, e na segunda integração, um incremento parabólico do valor do deslocamento. Assim resulta que o erro cometido no deslocamento, após transcorridos 20 segundos, será de 196 cm.

Uma vez feita a correção da linha base, deve-se levar em conta o efeito causado pelo ruído no registro sísmico, que pode ser causado tanto por fenômenos naturais como pelo tratamento dos dados. Assim admite-se

considerar que o acelerograma é a soma do registro sísmico $s(t)$ e de um ruído $r(t)$

$$a(t) = s(t) + r(t) \quad 2.8$$

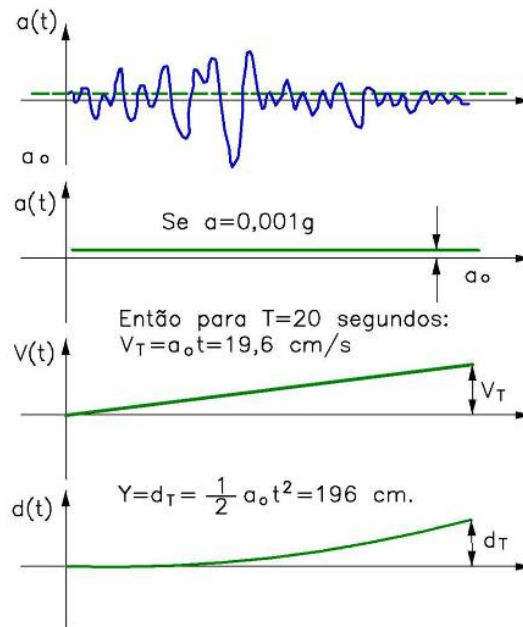


Figura 2.9 - Erros introduzidos nas velocidades e deslocamentos pela falta da correção da linha base no acelerograma (Modificado de Hudson, 1979).

O ruído pode ser de alta ou baixa frequência. A primeira afeta fundamentalmente os picos de aceleração, ao passo que o segundo o processo de integração. Estes erros são eliminados através da filtragem.

Os filtros são sistemas lineares e invariáveis no tempo que modificam o espectro de amplitudes do sinal de entrada, permitindo a passagem com mínima distorção das componentes espectrais compreendidas nas bandas de passagem e anulando completamente as componentes situadas fora delas. A Figura 2.10 apresenta os efeitos dos ruídos de alta e baixa frequência em um acelerograma.

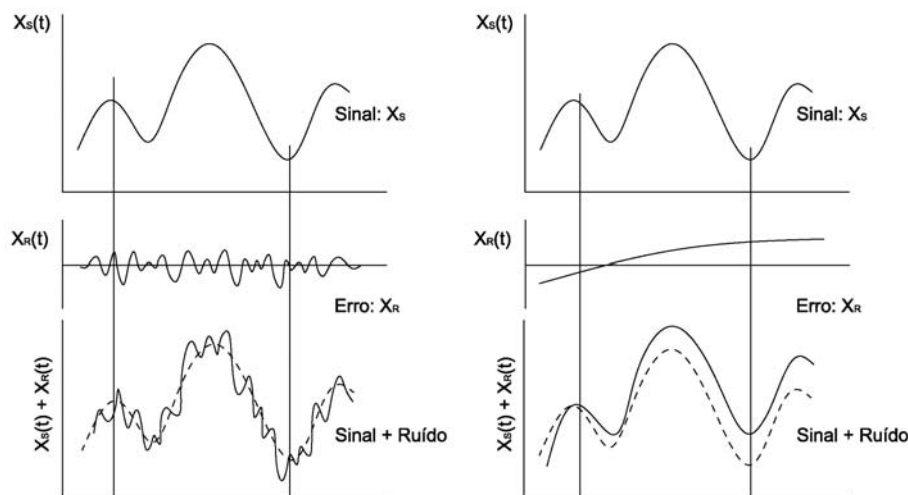


Figura 2.10 - Efeitos do ruído de alta frequência (esquerda) e de baixa frequência (direita). (Modificado de Hudson, 1979).

2.6.

Avaliação da ameaça sísmica

O nível de vibração do solo é descrito em termos de um único parâmetro do movimento que, ao ser ultrapassado, define a ameaça sísmica. A análise de ameaça sísmica envolve a quantificação de tal parâmetro, que pode ser feita de forma determinística, quando se assume um cenário para um terremoto particular, ou de forma probabilística, na qual incertezas na dimensão, na localização e no tempo de ocorrência são explicitamente consideradas (Almeida, 2002). A avaliação da ameaça sísmica exige a identificação e a caracterização da origem da atividade sísmica que possa produzir movimentos do terreno significativos na região de interesse. A origem do sismo pode ser especificada com base em evidências geológica, tectônicas, históricas e por instrumentação.

2.6.1.

Análise determinística

A análise da ameaça sísmica pelo método determinístico desenvolve-se considerando em cenário sísmico específico para a análise permitindo estimar o movimento sísmico mais desfavorável para a área de estudo, embora, tem a desvantagem de não fornecer informações sobre a probabilidade de ocorrência do sismo controlador e a probabilidade de que o sismo ocorra onde é assumido que deve acontecer. Além disso, este método tampouco produz resultados sobre o nível de vibração esperado durante certo intervalo de tempo ou sobre os

efeitos das incertezas introduzidas nos vários passos necessários para calcular as características do movimento do terreno.

A análise determinística da ameaça sísmica é efetuada mediante as seguintes etapas:

- Localizar as potenciais zonas sismogênicas que se relacionam geograficamente com o local, com base nos estudos dos sismos históricos e da informação sismotectónica disponível;
- Com base na magnitude selecionada e na distância epicentral, avaliar os parâmetros máximos do movimento do solo, usando, na maioria dos casos, a aceleração horizontal do solo como parâmetro de projeto;
- Efetuar os ajustes convenientes aos parâmetros atrás mencionados de forma a entrar em conta com os efeitos locais (Wang e Law, 1994).

2.6.2. Análise probabilística

A abordagem probabilista para a análise da ameaça sísmica consiste em determinar a probabilidade de excedência de um dado valor de um parâmetro relacionado com os movimentos sísmicos, num dado período de tempo e no local em estudo. Para se realizar uma análise probabilista é necessários efetuar os seguintes passos:

- Definir as potenciais zonas sismogênicas;
- Determinar os parâmetros de sismicidade;
- Selecionar modelos de análise de sismicidade;
- Definir as regras de atenuação dos movimentos sísmicos;
- Calcular as probabilidades de excedência no local em estudo (Wang e Law, 1994).

Dos modelos probabilistas existentes, o modelo desenvolvido, inicialmente, por Cornell (1968) e modificado por Der Kiureghian e Ang (1977) e por Bender (1984), é dos mais utilizados em todo o mundo. O modelo de Cornell é baseado no teorema da probabilidade total, em que a probabilidade de excedência de um efeito Y no local em estudo é a soma das contribuições de todas as n zonas sismogênicas em consideração:

$$P[Y > y] = \sum_{j=1}^n P[Y > y | E_j] \cdot P[E_j] \quad 2.9$$

Com

$$P[Y > y | E_j] = \int \int \dots \int P_j[Y > y | x_1, x_2, x_3, \dots] \cdot f_j(x_1) \cdot f_j(x_2 | x_1) \cdot f_j(x_3 | x_1, x_2) \dots dx_1 dx_2 dx_3 \quad 2.10$$

em que: y é o valor de referência para o efeito Y ; E_j é o evento sísmico ocorrido na zona sismogênica j ; x_i ($i = 1, 2, 3, \dots$) são fatores a levar em conta como, por exemplo, a magnitude, a distância hipocentral e o comprimento da falha; $f(x)$ é a função de densidade de probabilidade e $P[E_j]$ é a probabilidade de ocorrência do evento sísmico E_j .

Por simplicidade, é assumido que o evento sísmico tem origem num ponto, mas a zona sismogênica pode ser um ponto, uma linha, uma área ou um volume (cujas falhas podem ter orientações definidas ou indefinidas). Desta forma, desprezando algumas incertezas e escolhendo para as variáveis aleatórias x_i a magnitude (M) e a distância hipocentral (R), temos que:

$$P[Y > y | E_j] = \int \int P_j[Y > y | M, R] \cdot f_j(M) \cdot f_j(R | M) dM dR \quad 2.11$$

Seja λ_j a taxa média anual de ocorrência de sismos de magnitude $M \geq M_0$ na zona sismogênica j , então a taxa anual total será:

$$\lambda = \sum_{j=1}^n \lambda_j \quad 2.12$$

Ocorrendo um sismo com $M \geq M_0$, a probabilidade de este ocorrer na zona j corresponderá a:

$$P[E_j] = \frac{\lambda_j}{\lambda} \quad 2.13$$

logo:

$$P[Y > y] = \frac{1}{\lambda} \sum_{j=1}^n \lambda_j P[Y > y | E_j] \quad 2.14$$

Assumindo que a ocorrência de eventos sísmicos em todas as zonas sismogênicas obedece a um processo homogêneo de Poisson de λ , a probabilidade anual de $Y > y$ será dada pela seguinte expressão:

$$P_{1ano}[Y > y] = 1 - e^{-\sum_{j=1}^n \lambda_j P[Y > y | E_j]} \quad 2.15$$

Para a probabilidade de excedência em T anos, teremos:

$$P_T[Y > y] = 1 - \{1 - P_{ano}[Y > y]\}^T \quad 2.16$$

O período de retorno será:

$$T_r = \frac{1}{P_{ano}[Y > y]} \quad 2.17$$

Considerando uma lei de atenuação do tipo:

$$\ln y = y_0 + y_1 \cdot M + y_2 \cdot \ln R + y_3 \cdot R \quad 2.18$$

em que existe independência de M e R , então:

$$P[Y > y | E_j] = \int_{r_0}^{r_1} P_j[Y > y | E_{j,r}] \cdot f_j(r) dr \quad 2.19$$

em que $E_{j,r}$ é um evento sísmico ocorrido na zona j , à distância hipocentral r do local em estudo.

$$P[Y > y | R = r] = P[M > m(y, r)] = 1 - F[m(y, r)] = 1 - \frac{1 - e^{-\beta[m(y, r) - M_0]}}{1 - e^{-\beta(M_u - M_0)}} \quad 2.20$$

sendo a probabilidade unitária quando $m(y, r) \leq M_0$ e nula quando $m(y, r) \geq M_u$ e

$$P[Y > y | E_j] = \int_{r_0}^{r_1} P_j[Y > y | R = r] \cdot f_j(r) dr \quad 2.21$$

Este modelo ("*Point-source model*") pressupõe que a energia libertada durante um sismo, irradia toda de um ponto, correspondendo ao foco. Esta hipótese pode ser válida para sismos de pequenas magnitudes, no entanto, não é isso que ocorre para sismos de grandes magnitudes, em que a energia é libertada ao longo de uma zona de ruptura que poderá ter varias centenas de quilómetros.

2.7. Ondas sísmicas

As ondas sísmicas são produzidas pela repentina liberação de energia em terremotos ou erupções vulcânicas, gerando um movimento ondulatório do solo que pode levar a importantes perdas econômicas e de vidas humanas devido ao colapso de estruturas. Ondas de tensão também podem ser criadas pela vibração de máquinas, passagem de trens, explosões, impactos de projéteis, etc.

2.7.1. Ondas de corpo

Considerando um elemento de volume infinitesimal de solo, representado como um meio contínuo, homogêneo, isotrópico e linearmente elástico, a equação diferencial do movimento obtida pela aplicação da segunda lei de Newton resulta em:

$$\rho \frac{\partial^2 \bar{u}}{\partial t^2} - \nabla \cdot \bar{\sigma} = \bar{f} \quad 2.22$$

onde $\bar{u}$ é o vetor de deslocamentos, $\bar{\sigma}$ o tensor de tensões, ρ a massa específica do material e $\bar{f}$ um vetor de forças por unidade de volume.

O tensor de tensões pode ser expresso como

$$\bar{\sigma} = \text{Traço}(\bar{\varepsilon}) \lambda \bar{I} + 2G \bar{\varepsilon} \quad 2.23$$

onde $\bar{\varepsilon}$ é o tensor de deformações, $\bar{I}$ o tensor identidade, λ é a constante de Lamé e G é o módulo cisalhante do material.

Por sua vez, o tensor de deformações é obtido a partir dos deslocamentos como:

$$\bar{\varepsilon} = \nabla \cdot \bar{u} \quad 2.24$$

Substituindo as Equações 2.23 e 2.24 na Equação 2.22, e assumindo que $\bar{f} = 0$ obtém-se então a equação do movimento em termos de deslocamentos,

$$\rho \frac{\partial^2 \bar{u}}{\partial t^2} = \nabla \cdot \left((\lambda + 2G) \cdot \nabla \cdot \bar{u} \right) + \nabla \times \left(G \cdot \nabla \times \bar{u} \right) \quad 2.25$$

Para resolvê-la, pode-se utilizar a decomposição de Stokes-Helmholtz, pela qual supõe-se que o campo de deslocamentos é uma combinação linear do gradiente de um campo escalar ϕ e do rotacional de um campo vetorial $\bar{\Psi}$,

$$\bar{u} = \nabla \cdot \phi + \nabla \times \bar{\Psi} \quad 2.26$$

obtendo-se:

$$\frac{\partial^2 \phi}{\partial t^2} = V_P^2 \cdot \Delta \phi \quad 2.27$$

$$\frac{\partial^2 \bar{\Psi}}{\partial t^2} = V_S^2 \cdot \Delta \bar{\Psi} \quad 2.28$$

A Equação 2.27 representa uma onda que se propaga com velocidade V_P que causa variações de volume (onda P) enquanto a Equação 2.28 representa uma onda que se propaga com velocidade V_S que produz variações de forma (onda S).

A onda P, também conhecida como onda primária, longitudinal ou onda de compressão, se propaga através de sucessivas compressões e extensões do meio (sólido, líquido ou gasoso) fazendo oscilar as partículas na direção da propagação da onda (Figura 2.11a). A velocidade de propagação num meio elástico é determinada pela seguinte equação:

$$V_P = \sqrt{\frac{\lambda + 2G}{\rho}} = \sqrt{\frac{E(1-\nu)}{\rho(1+\nu)(1-2\nu)}} \quad 2.29$$

onde E é o módulo de Young e ν é o coeficiente de Poisson.

A onda S, também conhecida como onda secundária ou onda cisalhante, faz oscilar as partículas na direção perpendicular à sua propagação (Figura 2.11b). Dependendo da direção de vibração da partícula são ainda denominadas SV (movimento da partícula no plano de propagação) ou SH (movimento da partícula normal ao plano de propagação da onda). A velocidade de propagação num meio elástico é obtida pela seguinte equação.

$$V_S = \sqrt{\frac{G}{\rho}} = \sqrt{\frac{E}{2\rho(1+\nu)}} \quad 2.30$$

Cabe aqui mencionar que as ondas P se propagam com uma velocidade maior que as ondas S. de acordo com a Equação 2.31, onde se ressalta também que não é possível ter valores do coeficiente de Poisson iguais ou superior a 0,5.

$$\frac{V_P}{V_S} = \sqrt{\frac{2(1-\nu)}{(1-2\nu)}} \quad 2.31$$

2.7.2. Ondas de superfície

As ondas superficiais (ondas R e ondas L) resultam da interação envolvendo as ondas de corpo, causadas pela reflexão e refração na superfície da crosta e nas interfaces entre camadas de diferentes densidades. Essas interações ocorrem com maior intensidade em sismos pouco profundos. Os movimentos produzidos por ondas superficiais estão em geral restritos a profundidades inferiores a 30 km.

As ondas R (Rayleigh) são produzidas pela interação das ondas P e SV na superfície terrestre, gerando movimentos elípticos das partículas de solo (Figura 2.11c). As ondas R tem velocidade de propagação V_R ligeiramente inferior às ondas SV, podendo ser estimadas pela Equação 2.32. Na ocorrência de terremotos, as ondas R são as mais destrutivas, propagando-se junto à superfície (onde se encontram as obras de engenharia), com baixa atenuação ou perda de energia com a distância de propagação.

$$V_R = \frac{0,862 + 1,14\nu}{1 + \nu} V_S \quad 2.32$$

As ondas L (Love) ocorrem em formações estratificadas, provocando movimentos similares aos da onda SH, com vibração das partículas superficiais de solo na direção normal à direção de propagação da onda, conforme Figura 2.11d.

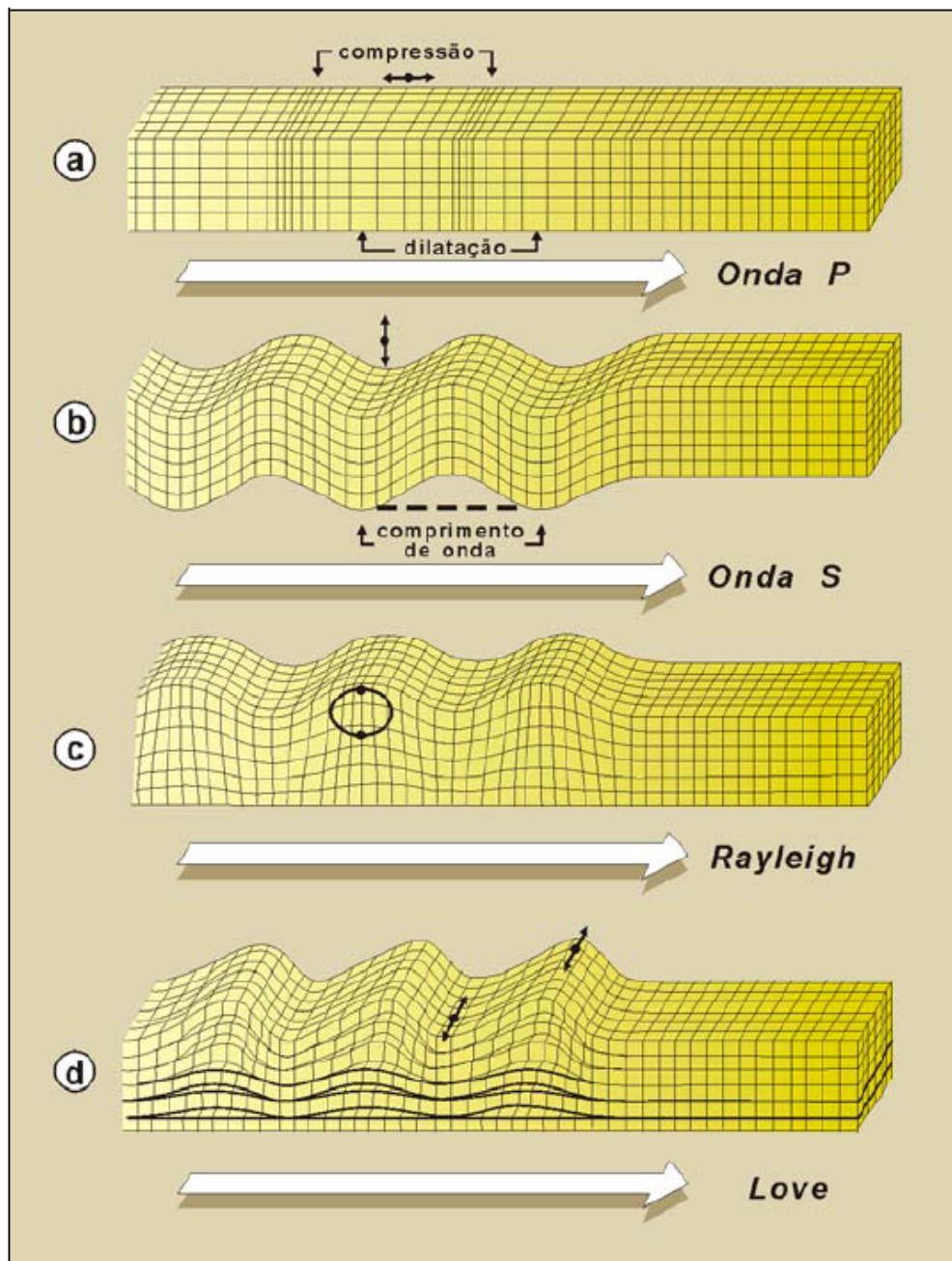


Figura 2.11 - Movimentos de partícula produzidos por diferentes tipos de ondas. (Teixeira *et al.*, 2003).

2.8. Amortecimento

O amortecimento é uma característica dos materiais submetidos a carregamento dinâmico, originado pela perda da energia devido ao atrito interno no material ou por deformação irreversível (plasticidade ou viscosidade). A consideração de amortecimento interno do solo é muito importante nos problemas de interação solo-estrutura sob carregamento sísmico, porque a

coincidência das frequências fundamentais características do fenômeno sísmico (1 – 10 Hz) e as frequências próprias do solo podem produzir grandes amplificações nas repostas. Um cálculo aproximado da frequência natural de vibração de uma camada de solo homogêneo, elástico, isotrópico, de espessura H assente sobre um substrato rochoso, pode ser obtida por (Kramer, 1996):

$$f_n = \frac{(2n+1)}{4H} V_s \quad (\text{Hz}) \quad n = 0, 1, 2, \dots, \infty \quad 2.33$$

onde V_s é a velocidade da onda S (m/s) e H é a altura do estrato (m).

2.8.1.

Amortecimento de Rayleigh

O amortecimento de Rayleigh é o tipo de amortecimento mais conhecido, utilizado nas análises dinâmicas de estruturas e corpos elásticos para amortecer os modos de vibração natural de um sistema. Embora apresente o grande inconveniente de reduzir drasticamente os passos temporais no processo de integração numérica devido a critérios de estabilidade da solução, podendo levar a tempos de simulação computacional excessivos.

Define-se uma matriz de amortecimento ($[C]$) linearmente proporcional às matrizes de massa ($[M]$) e de rigidez ($[K]$), garantindo a ortogonalidade dos modos próprios de vibração do sistema, sem a introdução de nenhum modo adicional (Kramer, 1996).

$$[C] = \alpha[M] + \beta[K] \quad 2.34$$

onde os coeficientes α e β são constantes de amortecimento, que podem ser obtidas definindo a fração de amortecimento crítico (ξ_i), para duas frequências predeterminadas (ω_i) que definem uma faixa de frequências.

$$\xi_i = \frac{\alpha}{2\omega_i} + \frac{\beta\omega_i}{2} \quad i = 1, 2 \quad 2.35$$

A escolha de ξ_i assim como a faixa das frequências é algo arbitrário, sugerindo-se que esta faixa inclua as frequências de excitação e as frequências fundamentais do sistema. A Figura 2.12 mostra que para frequências de valores baixos, α é a constante predominante, conseqüentemente a massa é o fator determinante, enquanto que para valores altos de frequência, prevalecem o coeficiente β e a rigidez do sistema.

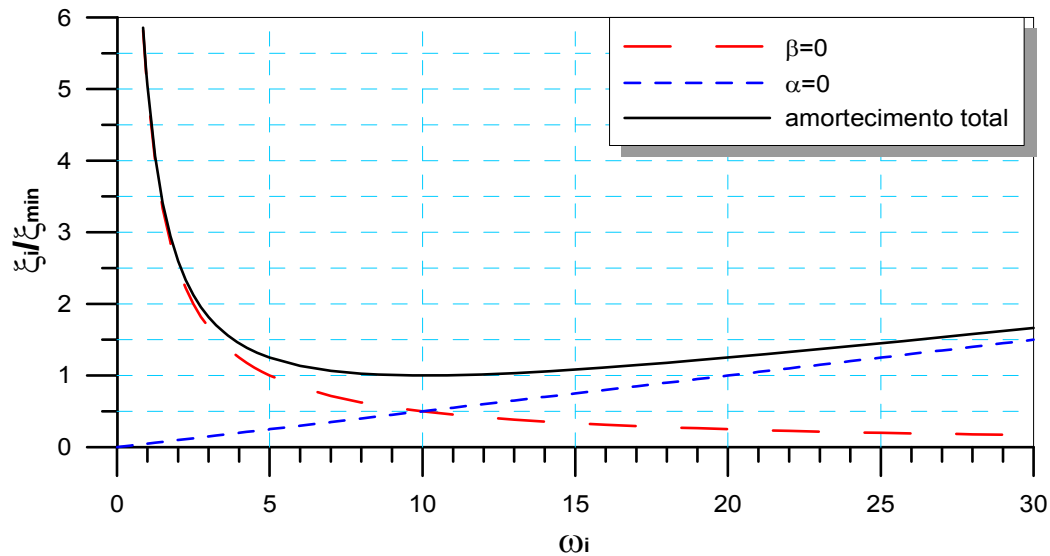


Figura 2.12 - Variação da razão de amortecimento crítico normalizado com a frequência angular (Itasca, 2011).

A equação do movimento sob forma discreta, pode ser apresentada como:

$$[M]\{\ddot{\vec{u}}(t)\} + [C]\{\dot{\vec{u}}(t)\} + [K]\{\vec{u}(t)\} = \{\vec{P}(t)\} \quad 2.36$$

onde $[M]$, $[C]$, $[K]$ são as matrizes de massa, de amortecimento e rigidez respectivamente, $\{\ddot{\vec{u}}(t)\}$, $\{\dot{\vec{u}}(t)\}$, $\{\vec{u}(t)\}$ os vetores de aceleração, velocidade e deslocamento, respectivamente, e $\{\vec{P}(t)\}$ o vetor das forças, pode ser escrita

no domínio do tempo (usando a definição da Equação 2,34) como:

$$[M]\left(\left\{\ddot{\vec{u}}(t)\right\} + \alpha\left\{\dot{\vec{u}}(t)\right\}\right) + [K]\left(\left\{\vec{u}(t)\right\} + \beta\left\{\dot{\vec{u}}(t)\right\}\right) = \{\vec{P}(t)\} \quad 2.37$$

e no domínio da frequência, considerando uma transformada de Fourier $\mathfrak{I}$, onde a parcela imaginária representa o amortecimento,

$$([M](i\omega\alpha - \omega^2) + [K](1 + i\omega\beta)) \cdot \mathfrak{I}\{\vec{u}(t)\} = \mathfrak{I}\{\vec{P}(t)\} \quad 2.38$$

Observa-se da Equação 2.38 que o amortecimento de Rayleigh é dependente da frequência da excitação.

2.8.2. Amortecimento histerético

Em solos constata-se por meio de ensaios de laboratório que o amortecimento é independente da frequência, mas é função do nível de

deformação cisalhante da amostra causado pelo carregamento dinâmico. A forma mais simples de introduzir este amortecimento, denominado histerético, na equação do movimento é considerar uma matriz de rigidez complexa ($[K]_{\xi}$) onde a parte imaginária da solução, assim obtida, representa o efeito do amortecimento no problema analisado (Kramer, 1996; Wolf, 1985). Desta forma, tem-se que:

$$[M]\{\vec{u}(t)\} + [K]_{\xi}\{\vec{u}(t)\} = \{\vec{P}(t)\} \quad 2.39$$

com

$$[K]_{\xi} = [K](1 + 2i\xi) \quad 2.40$$

Na Equação 2.40 tanto a razão de amortecimento ξ quanto a matriz rigidez $[K]$ (que depende do módulo de cisalhamento máximo $G_{\max}$), são redefinidos em função da deformação cisalhante efetiva, considerando curvas de degradação do módulo de cisalhamento e do aumento da razão de amortecimento determinadas experimentalmente para diversos tipos de solo. Este procedimento que utiliza soluções lineares com valores sucessivamente redefinidos de ξ e $G_{\max}$ é conhecido como modelo linear equivalente, que será mais detalhadamente apresentado no capítulo 4.