

## **2**

### **Fundamentos de sismicidade**

A investigação de problemas envolvendo carregamentos sísmicos requer do engenheiro geotécnico um conhecimento básico dos diferentes processos que influenciam a ocorrência de sismos e como eles geram movimentos do terreno. A sismologia é a ciência que investiga esses fenômenos, abrangendo o estudo da estrutura da Terra e sua relação com a produção de sismos.

Nesse capítulo são introduzidos alguns conceitos gerais sobre a origem dos terremotos, bem como é feita uma breve descrição qualitativa dos principais parâmetros e termos técnicos utilizados para a sua caracterização. Adicionalmente comenta-se sobre alguns métodos para geração de sismos artificiais e apresenta-se uma metodologia para estimativa da ameaça sísmica, tanto através de métodos determinísticos quanto probabilísticos.

#### **2.1.**

##### **Conceitos gerais**

##### **2.1.1.**

###### **Estrutura da Terra**

Um dos mais importantes avanços na sismologia é a compreensão da estrutura da Terra. Estudos de reflexão e refração de ondas sísmicas revelam que o planeta tem estrutura formada por camadas sucessivas, com diferentes densidades, crescentes da superfície para o centro do globo (Kramer, 1996).

O núcleo, formado por um núcleo interno (1400 km de diâmetro) e um núcleo externo (2000 km de diâmetro), é composto principalmente por ferro e níquel fundidos, com densidade equivalente a 13,5 vezes a da água (Arias, 1996).

O manto, que constitui 83% do volume e 65% da massa do planeta, situa-se abaixo da crosta entre 60 e 3.000 km de profundidade. Apresenta-se em estado pastoso (material magmático) com temperatura variando entre 1.200°C a 3.700°C. Sua parte superior (manto superior), compreendida entre 100 e 250 km de

profundidade, é conhecida como astenosfera, que se supõe frágil, parcialmente fundida e capaz de deformar-se plasticamente.

A litosfera, ou crosta terrestre, é a camada superficial, menos densa porém sólida. Sua espessura é muito delgada em relação ao raio da Terra, sendo caracterizada pela propagação de ondas sísmicas a altas velocidades devido à presença de materiais exibindo grande rigidez (rochas). Na litosfera se desenvolvem os terremotos gerados por processos de tectonismo entre as placas que a constituem (teoria das placas).

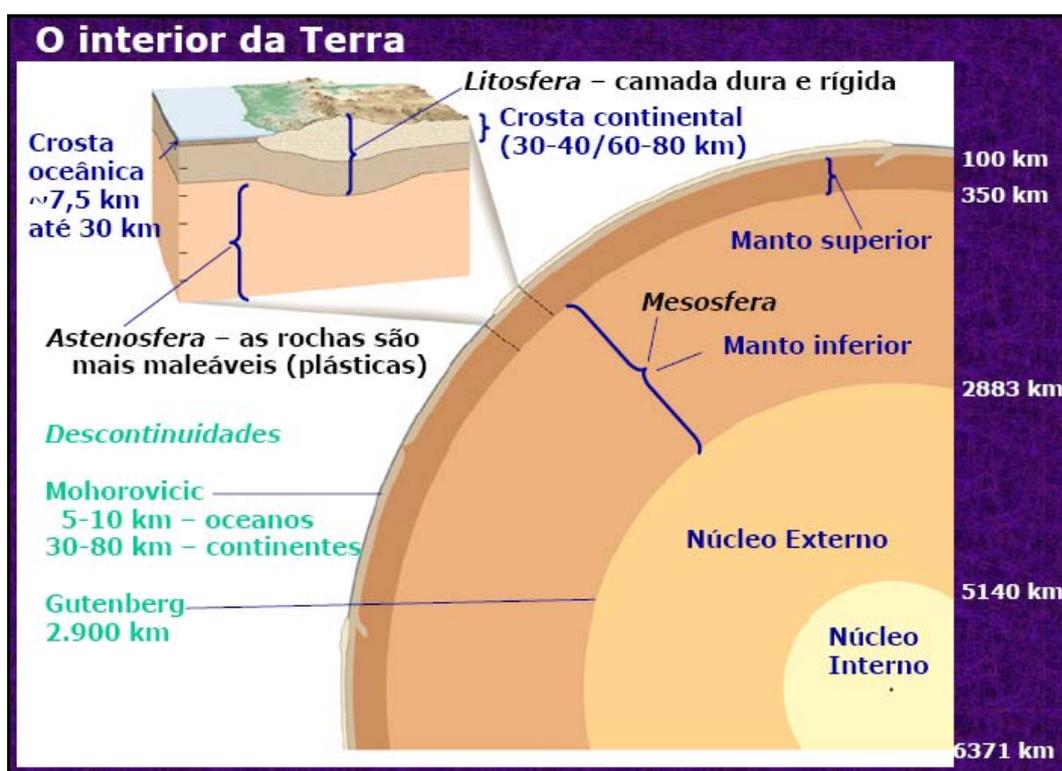


Figura 2.1- Esquema da estrutura da Terra ([www.ige.unicamp.br/site/aulas/109/Terra-tempo\\_geo-aula1.pdf](http://www.ige.unicamp.br/site/aulas/109/Terra-tempo_geo-aula1.pdf)).

### 2.1.2. Ondas planas de tensão

Quando um sismo ocorre, são gerados diferentes tipos de ondas que se propagam com velocidades e características dependentes das propriedades do meio por onde trafegam.

Ondas podem ser classificadas como ondas de corpo (ondas P e S que se propagam no interior da Terra) e ondas de superfície (ondas R e L que se propagam nas proximidades da superfície de maciços de solo ou rocha).

- A onda  $P$  é também conhecida como onda primária, longitudinal ou compressional e se assemelha à onda sonora, propagando-se através de sucessivas compressões e dilatações do meio (sólido, líquido ou gasoso). É a onda de corpo mais rápida, gerando vibrações da partícula na mesma direção de sua propagação (Figura 2.2, a). A velocidade de propagação  $C_p$  de ondas  $P$  é dado pela teoria da elasticidade linear como:

$$C_p = \sqrt{\frac{\lambda + 2G}{\rho}} = \sqrt{\frac{E(1-\nu)}{\rho(1+\nu)(1-2\nu)}} \quad (2.1)$$

onde  $\rho$  é a massa específica do material,  $\lambda$  e  $G$  são as constantes de Lamé ( $G$  é também definido como o módulo cisalhante),  $E$  é o módulo de Young e  $\nu$  o coeficiente de Poisson.

- A onda  $S$  faz vibrar uma partícula na direção perpendicular à sua trajetória de propagação, sendo também conhecida como onda transversal, secundária ou de cisalhamento. Dependendo da direção de vibração da partícula são ainda denominadas  $SV$  (movimento da partícula, ou polarização, no plano de propagação) ou  $SH$  (movimento da partícula, ou polarização, normal ao plano de propagação), conforme Figura 2.2, b. velocidade de propagação  $C_s$  é expressa pela teoria da elasticidade linear por

$$C_s = \sqrt{\frac{G}{\rho}} = \sqrt{\frac{E}{2\rho(1+\nu)}} \quad (2.2)$$

obtendo-se a relação entre as velocidades de propagação de ondas  $P$  e  $S$ ,

$$\frac{C_p}{C_s} = \sqrt{\frac{\lambda + 2G}{\rho}} = \sqrt{\frac{2(1-\nu)}{(1-2\nu)}} \quad (2.3)$$

de onde facilmente se verifica que  $C_p \geq C_s \sqrt{2}$ .

As ondas de superfície (ondas Rayleigh –  $R$  – e ondas de Love –  $L$ ) resultam de interações envolvendo as ondas de corpo, causadas por reflexões e refrações na superfície do terreno e nas interfaces entre camadas de diferentes densidades. Essas interações ocorrem com maior intensidade em sismos pouco profundos. Os movimentos produzidos por ondas de superfície estão em geral restritos a profundidades inferiores a 30 km.

- As ondas Rayleigh são produzidas por interações das ondas  $P$  e  $SV$  na superfície da Terra, gerando movimentos elípticos das partículas superficiais (Figura 2.2,c). As ondas  $R$  têm velocidade de propagação  $C_R$  ligeiramente inferior às ondas  $SV$ , podendo ser aproximadamente calculadas pela equação 2.4. Na ocorrência de terremotos são as mais destrutivas, por propagarem-se junto à superfície, onde se encontram as obras de engenharia, e por sua menor perda de energia com a distância de propagação – atenuação.

$$C_R = \frac{0,862 + 1,14\nu}{1 + \nu} C_S \quad (2.4)$$

- As ondas Love ( $L$ ) ocorrem em formações estratificadas, provocando movimentos similares aos da onda  $SH$ , fazendo vibrar partículas superficiais na direção normal à direção de propagação da onda (Aguilar, 2005), conforme Figura 2.2d.

Em eventos de foco profundo prevalecem as ondas de corpo  $P$  e  $S$ , enquanto que em sismos de foco superficial predominam as ondas de superfície. A Figura 2.3 mostra os registros de dois sismos com origem no arquipélago de Tonga, no Pacífico, sendo o primeiro de foco profundo e o segundo de foco superficial, ambos detectados em Albuquerque, Novo México, EUA, a 10.000 km de distância. O sismo de foco profundo gera ondas de corpo  $P$  e  $S$  de grande amplitude, mas relativamente pouca atividade produzida por ondas de superfície foi registrada. Por outro lado, no caso do sismo de foco superficial, observa-se claramente que a maior parte da energia foi liberada sob forma de ondas de superfície de grande amplitude.

Para sismos profundos, devido a sucessivas reflexões e refrações entre materiais de diferentes velocidades de propagação, as ondas alcançam a superfície da Terra quase verticalmente, reduzindo, portanto, a geração de ondas de superfície.

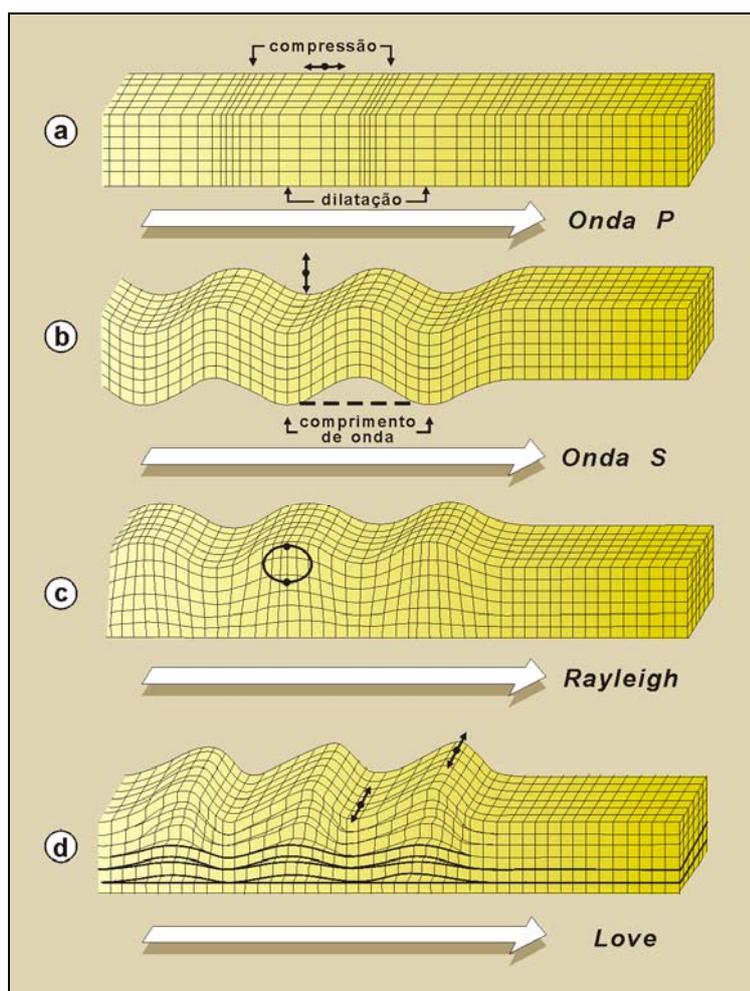


Figura 2.2 – Movimentos de partícula produzidos pelos diferentes tipos de ondas planas de tensão (Teixeira *et al.*, 2003).

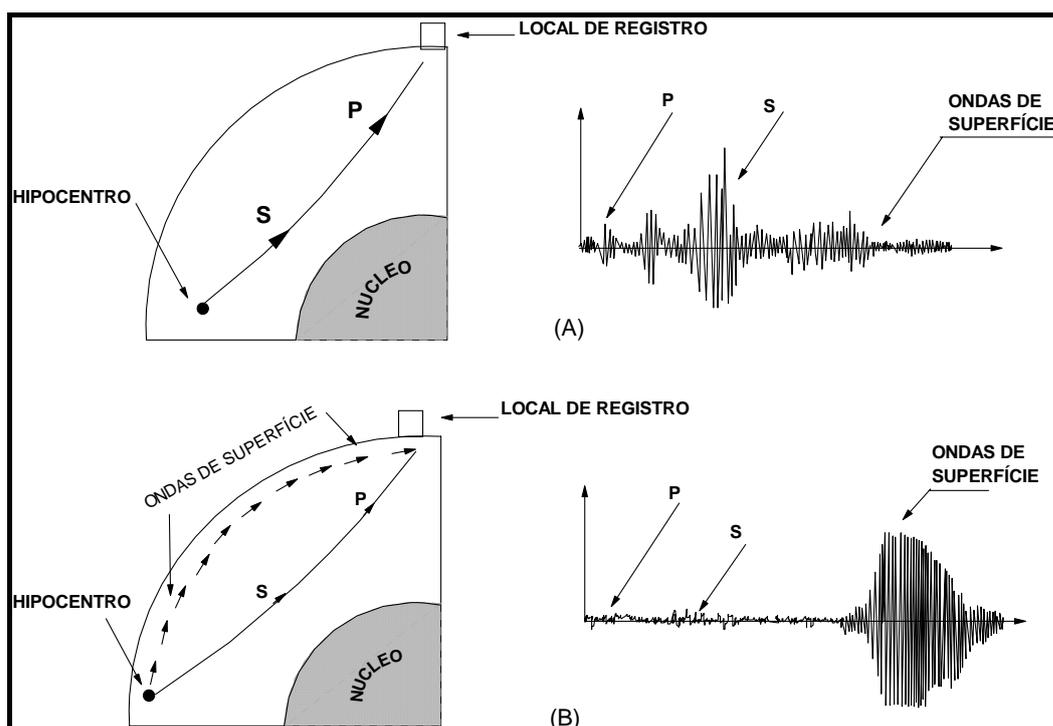


Figura 2.3 - Ondas sísmicas registradas a 10.000 km do epicentro: a) sismo de foco profundo; b) sismo de foco superficial. Modificado de Sauter (1989) *apud* Arias (1996).

### 2.1.3. Falhas geológicas

Falhas são estruturas geológicas, variando de metros a centenas de quilômetros de comprimento, ao longo de cujas superfícies podem se produzir deslocamentos relativos do terreno. A presença de falhas superficiais não significa que um sismo deva ser esperado, pois deslocamentos nelas podem ocorrer sem a ocorrência de abalos sísmicos ou então a falha pode ser inativa. Por outro lado, a ausência de falhas superficiais também não pode garantir a impossibilidade de sismos na região pois, na realidade, na maioria dos eventos sísmicos a ruptura provocada na crosta terrestre não chega a atingir a superfície.

O termo falha ativa indica que a mesma possui ameaça potencial para ocorrência de sismo, diretamente relacionada com o período de tempo desde o último movimento nela verificado. A Divisão de Minas e Geologia da Califórnia (*California Division of Mines and Geology*) define uma falha ativa como aquela em que ocorreram deslocamentos nos últimos 10.000 anos, enquanto que o Corpo de Engenheiros do Exército Americano (*U. S. Army Corps of Engineers*) estabelece o período de 35.000 anos para fins de projeto de barragens.

Na Figura 2.4, a falha divide dois blocos, designados normalmente por bloco levantado e bloco abatido. As partes dos blocos adjacentes à falha chamam-se lábios da falha. O plano que divide os dois blocos é denominado plano de falha. Com frequência, os blocos deixam marcas da movimentação ao deslizarem sobre o plano de falha, chamadas de estrias, que são uma boa indicação do tipo de movimento ocorrido. Outra descrição utilizada, é a de teto (bloco acima do plano de falha) e muro (bloco abaixo do plano de falha).

A falha é caracterizada essencialmente pela direção e inclinação do seu plano de falha. Devido à movimentação, dois pontos originalmente adjacentes ficam afastados de uma determinada distância, conhecida como rejeito da falha.

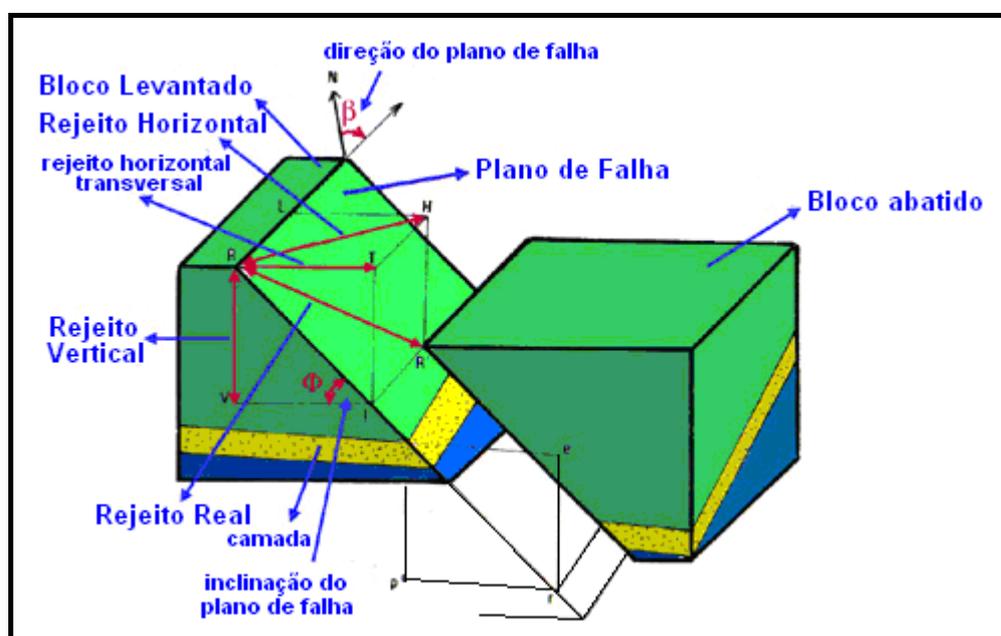


Figura 2.4 – Notação geométrica para a descrição da orientação do plano de falha ([http://w3.ualg.pt/~jdiias/GEOLAMB/GA2\\_SistTerra/202Tectonica/Fracturas.html](http://w3.ualg.pt/~jdiias/GEOLAMB/GA2_SistTerra/202Tectonica/Fracturas.html)).

De acordo com o rejeito, as falhas podem ser classificadas em falhas de rejeito direcional (*strike slip fault*), onde o movimento relativo é paralelo ao plano de falha, falhas de rejeito de mergulho (*dip slip fault*), onde o movimento relativo é paralelo à direção de mergulho do plano de falha e falhas de rejeito oblíquo (*oblique slip fault*), onde o movimento relativo produz rejeitos de mergulho e direcional.

## 2.2. Origem dos sismos

São duas as teorias mais conhecidas que explicam a origem dos sismos: a teoria de tectônica de placas e a teoria da recuperação elástica.

### 2.2.1. Tectônica de placas

A teoria da tectônica de placas foi desenvolvida para explicar o fenômeno da deriva dos continentes, considerando a litosfera formada por placas tectônicas, separadas e distintas, que flutuam sobre a astenosfera e se movimentam em trajetórias complexas, muito lentamente (2 a 10cm/ano). A litosfera está dividida em 16 placas tectônicas principais e várias secundárias. Dentre as principais (Figura 2.5) citam-se as placas Africana, da Antártida, Arábica, Australiana, das Caraíbas, de Cocos, Euroasiana, das Filipinas, de Nazca, Norteamericana, do Pacífico, Indiana, de Scotia, Juan de Fuca e a placa Sulamericana.

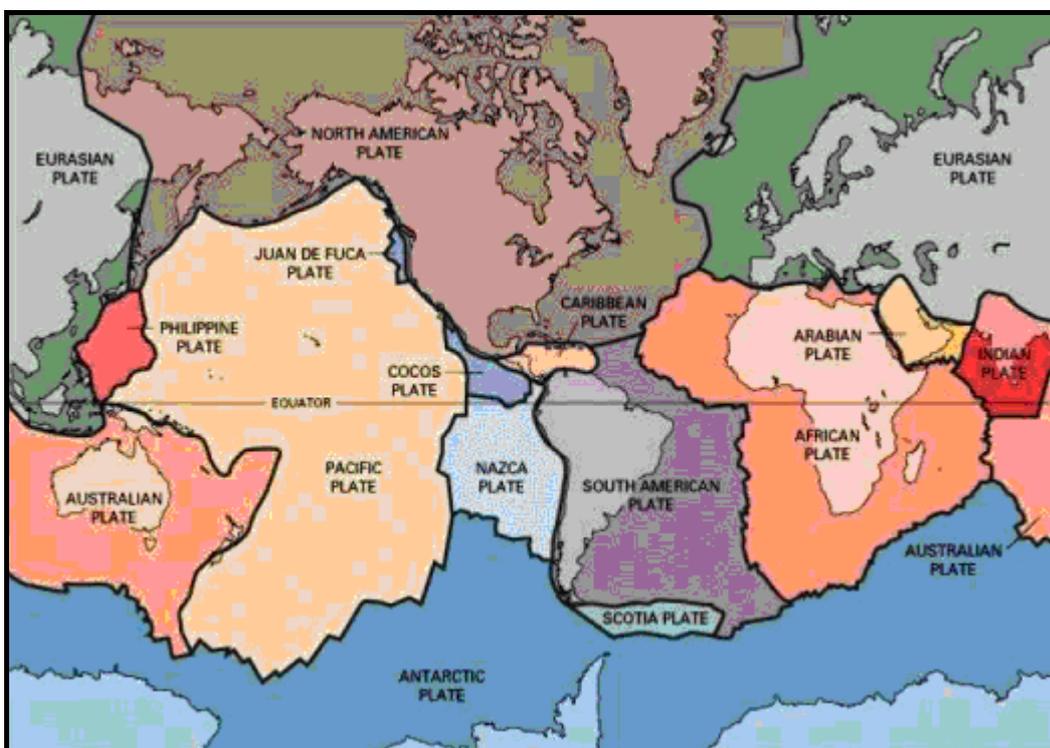


Figura 2.5 - Placas tectônicas principais (<http://pubs.usgs.gov/gip/dynamic/slabs.html>).

Os sismos interplacas ocorrem nas zonas de fronteira entre placas tectônicas e dependem da forma com que as mesmas se movimentam entre si (Figura 2.6):

- **Movimento de deslizamento**

Placas deslizam uma em relação à outra, ao longo de fronteiras ditas transformantes ou conservativas. Devido à fricção, a tendência ao deslizamento é inicialmente inibida, acarretando o crescimento do estado de tensões e, conseqüentemente, da energia interna que, atingindo um valor elevado, é subitamente liberada sob forma de calor, geração de ondas sísmicas e movimento de deslizamento interplacas.

- **Movimento de separação (divergência)**

Placas se afastam uma em relação à outra, ao longo de fronteiras ditas divergentes ou construtivas. O espaço produzido pelo movimento de separação é preenchido com novo material da crosta terrestre, origem magmática.

- **Movimento de colisão (convergência)**

Quando uma placa oceânica colide com uma placa continental, de menor densidade, a primeira tende a mergulhar sob a placa continental formando uma zona de subducção ao longo de fronteiras ditas convergentes ou destrutivas. Na superfície esse movimento interplacas produz o surgimento de fossas, na placa oceânica, e cadeias montanhosas, na placa continental. O movimento pode ocorrer também entre duas placas oceânicas ou entre duas placas continentais, podendo ser definidos os seguintes tipos adicionais de convergência:

- **Convergência entre placas oceânicas**

Uma das placas geralmente mergulha sobre a outra, formando um arco vulcânico.

- **Convergência entre placas continentais**

A densidade das rochas em ambas as placas é pequena em relação ao manto, sendo difícil o movimento de mergulho. Em face das tensões compressivas desenvolvidas nas fronteiras interplacas, pode, no

entanto, ocorrer a formação de uma zona de obducção, gerada pelo movimento de sobreposição de uma placa em relação à outra.

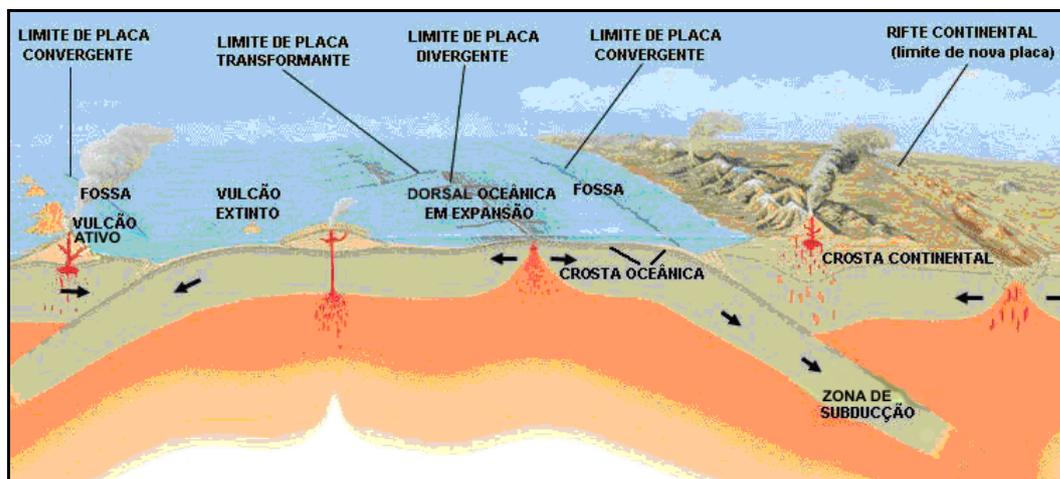


Figura 2.6 – Movimentos interplacas ([http://geo.ineti.pt/geociencias/edicoes\\_online/diversos/guiao\\_tectonica\\_placas/texto.htm](http://geo.ineti.pt/geociencias/edicoes_online/diversos/guiao_tectonica_placas/texto.htm)).

A sismicidade intraplacas, como as registradas no Brasil (Figura 2.7), ocorre dentro da mesma placa litosférica (no caso, a placa Sul-Americana) e são menos freqüentes. A grande maioria é de pequena magnitude ( $<5$ ) e de baixa profundidade ( $<30\text{km}$ ), embora mais de uma dezena de terremotos com magnitude superior a 5 tenham sido registrados no país desde 1922 (Tabela 2.1).

Tabela 2.1 - Terremotos no Brasil com magnitude superior a 5 entre 1922 e 2005

Data	Hora	Local	Magnitude (escala Richter)
27/01/1922	3:50:40	Mogi Guaçu - SP	5,1
28/06/1939	8:32:22	Tubarão - SC	5,5
21/01/1955	02:03:07	Serra Tombador - MT	6,6 <sup>1</sup>
28/02/1955	22:46:18	Litoral Vitória - ES	6,3 <sup>1</sup>
13/12/1963	21:05:42	Manaus - AM	5,1
13/02/1964	08:21:46	NW Mato Grosso do Sul	5,4
20/11/1980	00:29:42	Paracajus - CE	5,2
05/08/1983	03:21:42	Codajás - AM	5,5

<sup>1</sup> Os dois maiores terremotos acontecidos no Brasil, com intervalo de 5 semanas.

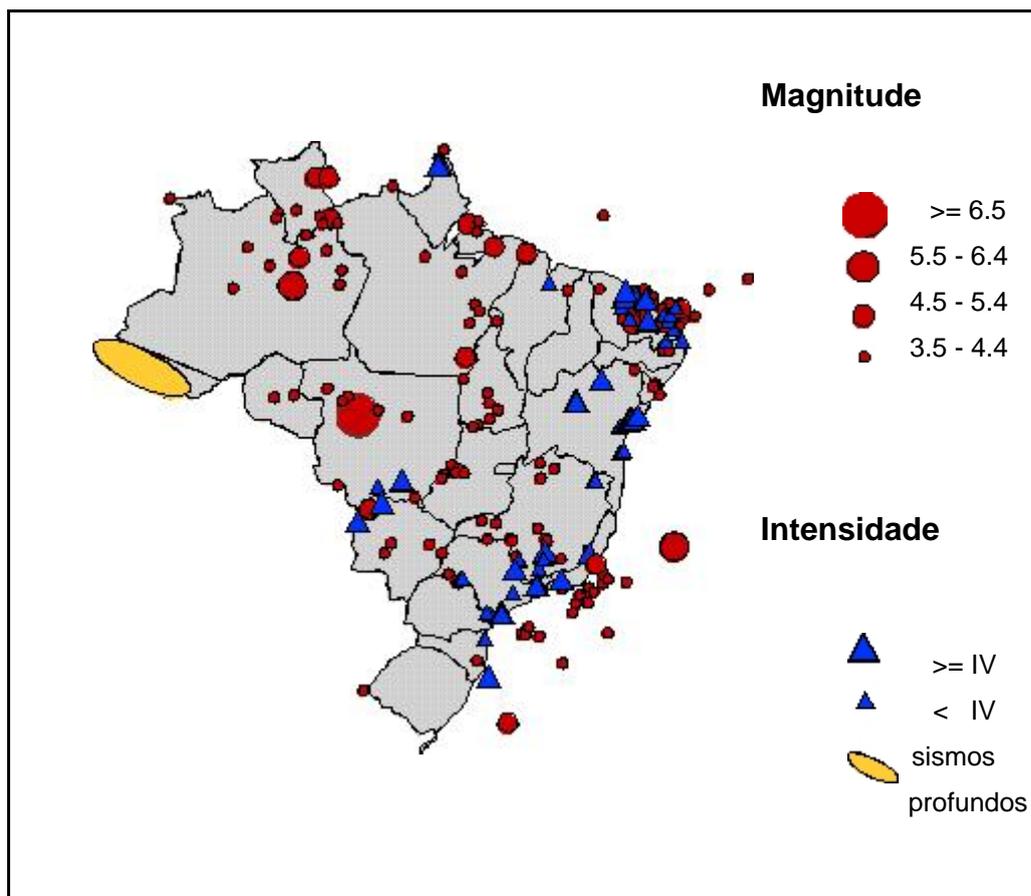


Figura 2.7 - Sismos ocorridos no Brasil da época colonial ao ano 2000 (Berrocal, 1984).

### 2.3.

#### Teoria da recuperação elástica (elastic rebound theory)

A teoria da recuperação elástica descreve o processo de sucessivas acumulações e liberações de energia interna no maciço rochoso adjacente às falhas.

Quando materiais geológicos (rochas) estão sujeitos a níveis de tensão que ultrapassam seu limite de elasticidade, deformações permanentes podem ocorrer (dobramentos), se o comportamento do material for do tipo dútil. No caso de comportamento de material frágil, uma ruptura súbita pode acontecer (movimento de falhas) originando a propagação de ondas sísmicas.

### 2.4.

#### Localização de um sismo

Ainda que a ocorrência de um sismo envolva movimento de uma superfície de muitos quilômetros quadrados de área (no plano da falha), este parece ter sido

provocado por uma fonte pontual quando observado a centenas ou milhares de quilômetros de distância. O ponto de onde emanam as ondas sísmicas chama-se hipocentro ou foco e a sua projeção na superfície da Terra designa-se por epicentro. A distância na superfície entre o epicentro e um observador ou sítio é conhecida como distância epicentral e a distância entre um observador e o foco é chamado distância focal ou distância hipocentral (Figura 2.8).

A diferença entre os tempos de chegada de ondas  $P$  e  $S$  a uma estação sismográfica permite estimar a distância epicentral  $d$  pela expressão

$$d = \frac{\Delta t_{P-S}}{1/C_P - 1/C_S} \quad (2.5)$$

na qual  $\Delta t_{P-S}$  é a diferença entre os tempo de chegada e  $C_P$  e  $C_S$  são as velocidades de propagação das ondas  $P$  e  $S$ , respectivamente.

Conhecendo-se estes elementos obtidos em três diferentes estações sismográficas, basta traçar, com o auxílio de um compasso, três arcos de circunferência centrados nessas estações, com raios iguais às respectivas distâncias epicentrais, para determinar, na interseção, a localização do epicentro do terremoto.

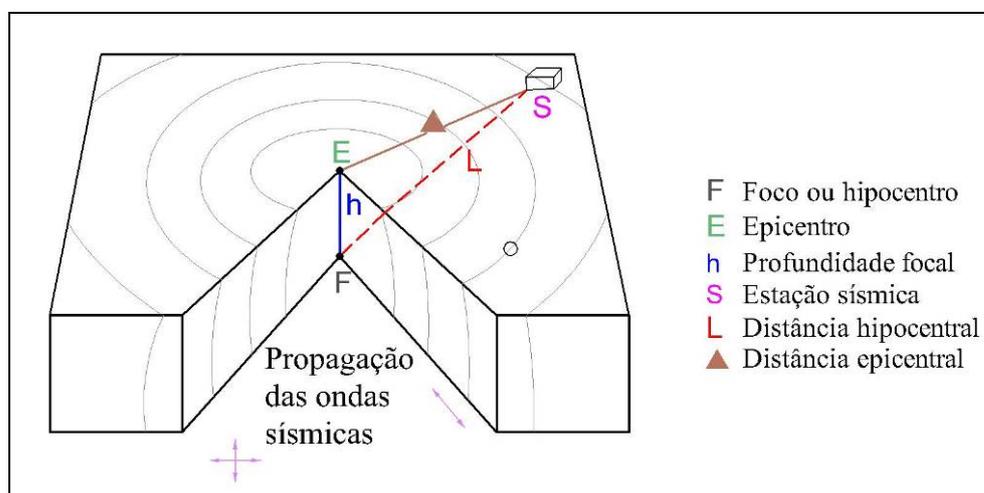


Figura 2.8 - Elementos para descrição da localização de um sismo (adaptado de <http://www.google.com.br/search?hl=pt-BR&q=dinamica+da+terra&meta=>).

## 2.5. Grandeza de um sismo

### 2.5.1. Intensidade

A intensidade de um sismo é um parâmetro de medida qualitativa que classifica a severidade do 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), apresentada no anexo.

### 2.5.2. Magnitude

A magnitude é uma medida quantitativa relacionada com a energia liberada pelo sismo, sendo calculada em função da máxima amplitude dos deslocamentos registrados em estações sismográficas.

- A magnitude da maioria dos terremotos é 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 e baseada na 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 natural 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 do correspondente a um terremoto de magnitude 4, com 32 vezes maior liberação de energia. Embora o trabalho original de Richter tenha sido calibrado somente para sismógrafos Wood-Anderson e especificamente para terremotos do sul da Califórnia, sismologistas desenvolveram fatores de escala para adaptar a escala de Richter para vários outros tipos de medidas obtidas em vários tipos de sismógrafos instalados em todo o mundo, inclusive na Lua e no planeta Marte. A saturação da escala é atingida para terremotos

com magnitude superiores a 6,8, quando para terremotos com magnitudes além deste limite os valores registrados na escala são similares.

$$M_L = \text{Log}A(\Delta) - \text{Log}A_o(\Delta) \quad (2.6)$$

onde  $A$  e  $A_o$  representam as amplitudes máximas de deslocamento horizontal registradas a uma distância  $\Delta$  para terremoto com magnitudes  $M_L$  e zero, respectivamente. Richter definiu a magnitude zero como aquela que induz uma amplitude de deslocamento igual a um micrômetro ( $1 \mu\text{m}$ ) para um epicentro localizado à distância de 100 km de uma estação Wood Anderson. Para diferentes tipos de estações sismográficas, é necessário aplicar-se uma correção no termo da distância associado à definição da constante  $A_o$ .

- Magnitude de ondas de superfície ( $M_S$ ), utilizada para terremotos com foco a profundidades menores do que 70 km, considerando ondas Rayleigh com período entre 18 a 22s e estimada frequentemente pela correlação

$$M_S = \log A + 1,66 \log \Delta + 2,0 \quad (2.7)$$

onde  $A$  é a amplitude do deslocamento do solo em micrômetros e  $\Delta$  uma distância medida em graus, entre a distância epicentral e a profundidade focal, em quilômetros (ver Figura 2.8). A formulação é válida para distâncias compreendidas entre  $20^\circ$  e  $90^\circ$  e há várias adaptações da equação (2.7), considerando efeitos geográficos locais, de modo que o valor medido seja consistente com o da escala Richter. Valores máximos observados nessa escala estão aproximadamente entre 8,3 a 8,7.

- Magnitude de ondas de corpo ( $M_b$ ), originalmente proposta com base em ondas  $P$  com período de 4-5 s, e atualmente para ondas  $P$  com período de 1s. Determinada com base na correlação,

$$m_b = \log_{10}(A/T) + Q(\Delta, h) \quad (2.8)$$

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  $\Delta$  em graus, determinada considerando a distância epicentral e a profundidade focal  $h$ , em quilômetros.

Quando inicialmente propostas, admitia-se que escalas de magnitude deveriam registrar valores equivalentes ou, em outras palavras, pensava-se que terremotos de todos os tamanhos irradiavam proporções fixas de energia em diferentes períodos. Constatou-se que grandes terremotos sistematicamente irradiam grande quantidade de energia de longo período, resultando então que a magnitude  $M_b$  limita-se a valores máximos entre 6,5 a 6,8.

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

$$M_w = \frac{2}{3} \log_{10} M_0 - 6 \quad (2.9)$$

$M_0$  é o momento sísmico utilizado pelos sismologistas para estimativa da energia liberada durante o terremoto, definido por

$$M_0 = \mu DS \quad (2.10)$$

onde  $\mu$  é o módulo de elasticidade transversal dos materiais na falha,  $D$  o deslocamento médio observado na falha e  $S$  a área de ruptura ao longo da falha geológica onde o terremoto ocorreu.

Essa escala tem vantagens sobre a escala de Richter porque ela não atinge a saturação, significando que grandes terremotos podem ser mais precisamente registrados, e a escala está mais diretamente ligada às características físicas do hipocentro. Em consequência,  $M_0$  vem substituindo a escala de Richter para estimativas de terremotos de grande magnitude, como já ocorre no United States Geological Survey (USGS) que monitora terremotos globais com magnitudes superior a 3,5.

## 2.6. Parâmetros do movimento do terreno

Para que os efeitos dos sismos possam ser avaliados, requer-se alguma forma quantitativa para descrevê-los. Não é necessário, felizmente, reproduzir uma história no tempo que descreva o movimento do terreno, bastando somente

serem identificadas as características de importância para a engenharia e os parâmetros que as representam.

### **2.6.1. Parâmetros de amplitude**

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 da PHA ser muito útil, não fornece informações sobre o conteúdo de frequências e a duração do evento, sendo necessárias informações 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, mais difícil de se determinar e, portanto, menos utilizado.

### **2.6.2. Parâmetros de conteúdo de frequências**

O conteúdo de frequências descreve a forma como a amplitude do movimento é distribuída entre diferentes frequências. A importância desta característica implica na sua 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.

$$G(\omega) = \frac{1}{\pi T_d} c_n^2 \quad (2.11)$$

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 ( $\omega$ ) e a razão do amortecimento do sistema SDOF. 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 este parâmetro seja uma representação aproximada, fornece uma descrição muito útil do conteúdo de frequências.

### 2.6.3. Parâmetros 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. Têm-se 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 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).

## **2.7. Estimativa dos parâmetros do movimento**

Todo projeto de engenharia sismo-resistente precisa estimar o nível de movimento sísmico ao qual a estrutura projetada estará sujeita. Como foi apresentado anteriormente, o sismo precisa ser descrito em função dos parâmetros de movimento do terreno e, conseqüentemente, requer-se o uso de algum método para calcular estes parâmetros. As relações de prognóstico expressam um parâmetro particular em função de variáveis que exercem influência sobre o mesmo.

### **2.7.1. Desenvolvimento das relações de prognóstico**

As relações de previsão usualmente estimam os parâmetros do movimento do terreno em função da magnitude, distância e, em alguns casos, de outras variáveis afins.

$$Y = f(M, R, P_i) \quad (2.12)$$

na qual  $Y$  é o parâmetro do movimento do terreno de interesse,  $M$  é a magnitude do sismo,  $R$  é a medida da distância desde a origem até o local que está sendo considerado (distância epicentral ou distância focal) e  $P_i$  outro parâmetro para caracterização da origem do sismo, condições particulares do sítio, trajetórias de propagação de onda, etc.

As relações de prognóstico são calculadas por análises de regressão nas bases de dados de registros sísmicos. As formas comuns de relações de prognóstico são baseadas nas seguintes observações:

1. Os valores de pico dos parâmetros de movimento do terreno são distribuídos logaritmicamente, ou seja, a regressão é efetuada com o logaritmo natural ( $\ln Y$ ).

2. A magnitude do sismo é tipicamente definida como o logaritmo de algum parâmetro do movimento de pico, conseqüentemente,  $\ln Y$  deve ser aproximadamente proporcional a  $M$ .
3. A propagação das ondas de tensão faz com que as amplitudes das ondas de corpo ( $P$  e  $S$ ) diminuam com a distância  $R$  sob a taxa  $1/R$ , e as amplitudes das ondas de superfície (ondas Rayleigh) sob a taxa de  $1/\sqrt{R}$ .
4. O acréscimo da área de ruptura ao longo da falha geológica acontece quando há incremento da magnitude do sismo.
5. A energia liberada durante a propagação das ondas de tensão é parcialmente absorvida pelo amortecimento dos materiais através dos quais as ondas se propagam. O amortecimento impõe que as amplitudes do movimento decresçam exponencialmente com  $R$ .
6. Os parâmetros de movimento podem ser influenciados pelas características do sítio da origem (por exemplo, o tipo de falha) ou características do local de estudo (por exemplo, tipo de rocha).

Combinando as observações anteriores, uma relação de prognóstico típica pode ter a seguinte forma:

$$\frac{\ln Y}{\boxed{1}} = \underbrace{C_1 + C_2 M + C_3 M^{C_4}}_{\boxed{2}} + \underbrace{C_5 \ln [R + C_6 \exp(C_7 M)]}_{\boxed{3}} + \underbrace{C_8 R}_{\boxed{4}} + \underbrace{f(\text{origem}) + f(\text{sítio})}_{\boxed{5}}$$

$$\sigma_{\ln Y} = C_9 \quad (2.13)$$

na qual os números apresentados nos quadrados indicam as observações associadas com cada um dos termos. O termo  $\sigma_{\ln Y}$  descreve a incerteza no valor do parâmetro de movimento dado pela relação de previsão. Estatisticamente, ele representa o cálculo do desvio padrão de  $\ln Y$  na magnitude e distância de interesse (Kramer, 1996). Convém salientar que, para obter uma estimativa razoável, requer-se uma relação baseada em dados que sejam consistentes com as condições relevantes ao prognóstico.

### 2.7.2. Estimativa dos parâmetros de amplitude

As relações de previsão que decrescem com o incremento da distância (tais como a aceleração e a velocidade de pico) são chamadas relações de atenuação.

Muitas relações de atenuação têm sido desenvolvidas para determinar a aceleração de pico para diferentes zonas geográficas e tectônicas. Moreno & Aguilar (2003) utilizam a lei de atenuação proposta por Casaverde & Vargas (1980), associada ao mecanismo de subducção localizada no oeste do Peru.

$$A = 68,7e^{0,8M_s} (R + 25)^{-1,0} \quad (2.14)$$

Para a costa oeste dos Estados Unidos, McGuire (1974) propôs a lei de atenuação

$$A = 472 * 10^{0,28M_s} (R + 25)^{-1,3} \quad (2.15)$$

onde  $A$  é a aceleração em  $\text{cm/s}^2$ ,  $M_s$  é a magnitude em termos das ondas de superfície e  $R$  é a distância hipocentral em km.

Análises de regressão da velocidade horizontal de pico (PHV) têm fornecido várias relações úteis para formulação de leis de atenuação. Kramer (1996) apresenta a relação proposta por Joyner & Boore (1988) descrita pela equação:

$$\log PHV(\text{cm} / \text{s}) = j_1 + j_2 (M - 6) + j_3 (M - 6)^2 + j_4 \log R + j_5 R + j_6 \quad (2.16)$$

onde  $R = \sqrt{(r_o)^2 + j_7^2}$  e  $r_o$  é a distância mais curta (em km) do sítio até a projeção na superfície de ruptura da falha. Os coeficientes da equação são apresentados na Tabela 2.2, obtidos com base na análise de sismos com magnitudes entre 5.0 a 7.7.

Tabela 2.2 – Coeficientes da lei de atenuação de Joyner & Boore (1988) *apud* Kramer (1996).

Componente	$j_1$	$j_2$	$j_3$	$j_4$	$j_5$	$j_6$	$j_7$	$\sigma_{\log PHV}$
Aleatória	2,09	0,49	0,0	-1,0	-0,0026	0,17	4,0	0,33
Maior	2,17	0,49	0,0	-1,0	-0,0026	0,17	4,0	0,33

### 2.7.3.

#### Estimativa dos parâmetros de conteúdo de frequências

O conteúdo de frequências abrange mudanças em relação à magnitude e à distância. O espectro da amplitude de Fourier pode ser obtido através da calibração de um modelo baseado na origem do sismo, trajetória das ondas e comportamento do sítio, podendo ser expresso por, como exemplo:

$$|A(f)| = \left[ CM_o \frac{f^2}{1 - \left(\frac{f}{f_c}\right)^2} \frac{1}{\sqrt{1 + \left(\frac{f}{f_{max}}\right)^8}} \right] \frac{e^{\frac{-\pi f R}{Q(f)v_s}}}{R} \quad (2.17)$$

onde  $f_c$  é a frequência de corte,  $f_{max}$  é a máxima frequência,  $Q(f)$  é um fator dependente da qualidade da frequência (inversamente proporcional à razão de amortecimento da rocha) e  $C$  é uma constante dada por

$$C = \frac{R_{\theta\phi} F V}{4\pi\rho v_s^3} \quad (2.18)$$

onde  $R_{\theta\phi}$  ( $\approx 0,55$ ),  $F=2$ ,  $V(=\sqrt{2}/2)$ ,  $\rho$  é a massa específica da rocha e  $v_s$  a velocidade de propagação da onda de cisalhamento na rocha (Kramer, 1996).

#### 2.7.4. Estimativa da duração

Como a aceleração decresce com a distância, espera-se que as durações baseadas nos níveis de aceleração absoluta, tais como o intervalo de duração (descrito no item 2.6.3), 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.

### 2.8. Projeto do movimento do terreno

Um dos mais importantes aspectos na engenharia sismo-geotécnica é o desenvolvimento do projeto do movimento do terreno, o qual envolve os conceitos descritos anteriormente. O movimento projetado do terreno reflete os níveis de amplitude, conteúdo de frequências e duração do movimento do local onde se quer construir a obra.

#### 2.8.1. Efeitos das condições do sítio no movimento do terreno

As condições do sítio local podem influenciar profundamente todas as características essenciais, tais como o conteúdo de frequências e a duração do

movimento do terreno. Sua influência depende da geometria da fonte, das propriedades do solo, da topografia e das características do sismo.

Os efeitos das condições do sítio podem ser avaliadas por meio de análises teóricas simples de respostas do terreno, através de medidas do movimento na superfície ou abaixo dela ou mediante medidas do movimento do terreno em locais com diferentes condições de subsolo.

### **2.8.2. Parâmetros do projeto**

Os movimentos previstos do terreno podem ser especificados de diferentes modos, dependendo de como serão usados no projeto. Muitas avaliações requerem uma história completa no tempo, outras somente precisam de um ou mais parâmetros do movimento do terreno.

Antigamente, os parâmetros de projeto eram mais comumente obtidos a partir de sismos de projeto, obtidos através de técnicas determinísticas ou probabilísticas, e algumas companhias ainda usam este tipo de metodologia. Os sismos de projeto tem como objetivo verificar a operacionalidade da estrutura sob carregamentodinâmico e também prevenir a ocorrência de rupturas catastróficas. Dois sismos de projeto podem ser considerados: o sismo máximo esperado (*maximum credible earthquake*, MCE) e o sismo base de operação (*operating basis earthquake*, OBE), embora na literatura haja outras designações como o sismo de desligamento seguro (*safe shutdown earthquake*, SSE), o sismo de nível operacional (*operating level earthquake*), o sismo máximo provável (*maximum probable earthquake*), o sismo de projeto possível (*probable design earthquake*), etc.

O espectro de resposta é freqüentemente usado para representar o carregamento sísmico na avaliação dinâmica de estruturas, sendo o sismo de projeto expresso em termos do espectro de projeto. O espectro de resposta é altamente irregular e sua forma reflete os detalhes de seu conteúdo de frequências. O espectro de projeto, por outro lado, é geralmente mais suave, pois é determinado por meio de uma curva de suavização, representando a média ou envoltória do espectro de resposta de múltiplos movimentos. Kramer (1996) afirma que Newmark & Hall (1973) recomendam que o projeto de espectro de

resposta seja desenvolvido em um gráfico de quatro escalas logarítmicas, tal como ilustrado na Figura 2.9.

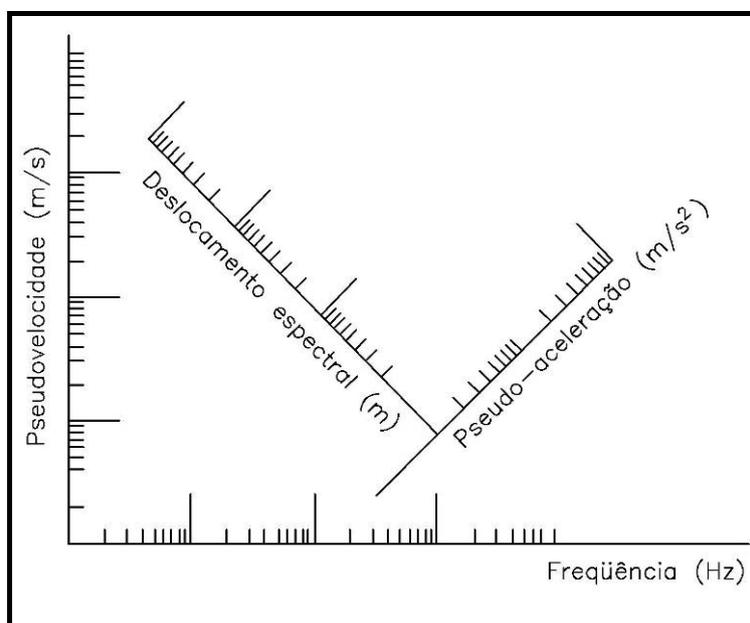


Figura 2.9 - Representação de um espectro de resposta com quatro escalas logarítmicas (Adaptado de Figueredo, 2004).

### 2.8.3. Geração de movimento artificial do terreno

Há muitas ocasiões nas quais os parâmetros do movimento do terreno não são suficientes para descrever adequadamente os efeitos do movimento. A análise da história do movimento no tempo é necessária no caso de problemas não lineares tais como a resposta de estruturas inelásticas ou deformações permanentes de taludes de solo, por exemplo. A técnica de geração de movimentos superficiais do terreno busca assegurar que estes sejam consistentes com os parâmetros objetivos e que suas características sejam consistentes com os sismos reais. Este desafio não é fácil de ser vencido, uma vez que muitos movimentos aparentam ser razoáveis no domínio do tempo, mas podem não o ser no domínio da frequência ou *vice-versa*. Muitos acelerogramas aparentemente adequados, após integrados, apresentam-se como histórias no tempo de velocidades e/ou deslocamentos não aceitáveis.

Os métodos mais usados para gerar movimentos artificiais de terreno se classificam em quatro categorias:

- A mais simples das metodologias é a modificação de registro de movimentos reais de terreno. Os níveis de movimento máximo, tais como a aceleração de pico e a velocidade de pico, têm sido utilizados para normalizar movimentos existentes de terreno para níveis altos ou baixos de vibração. Este procedimento de normalização requer uma seleção cuidadosa e sempre é recomendável manter o conteúdo de frequências e duração originais.
- A geração de sismos no domínio do tempo abrange um processo estocástico estacionário na qual as estatísticas permanecem constantes no tempo. Como a amplitude da aceleração varia com o tempo e o conteúdo de frequências varia com a duração da vibração, então estes são parâmetros não-estacionários. A geração de um sismo artificial no domínio do tempo envolve tipicamente a multiplicação de um sinal de ruído branco filtrado e estacionário (processo de Poisson filtrado) com uma função envoltória que descreve os incrementos e decrementos (não-estacionários) da amplitude do movimento. O procedimento é ilustrado na Figura 2.10.

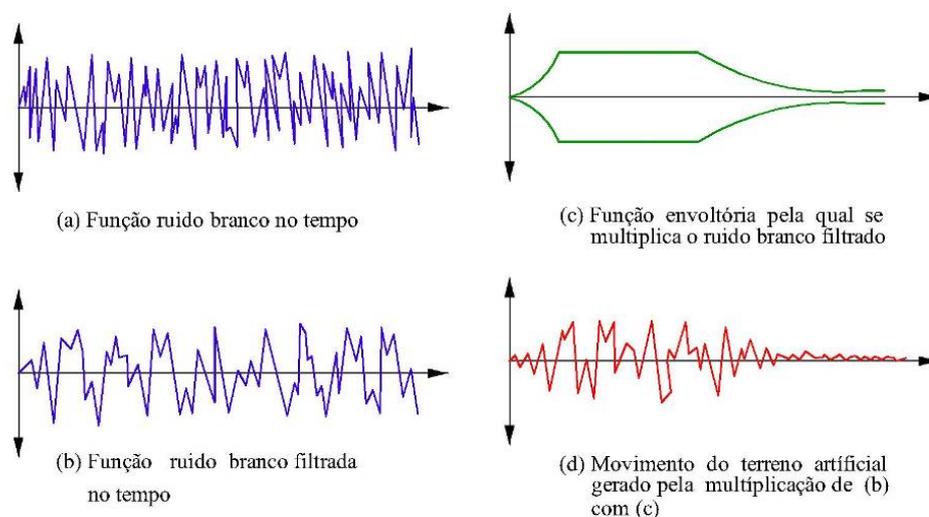


Figura 2.10 - Geração artificial de movimentos de terreno (adaptado de Kramer, 1996).

- A geração de uma história sintética no domínio da frequência é realizada por meio da combinação do espectro da amplitude de Fourier com o espectro de fase de Fourier. Este método é normalmente usado para gerar movimentos de terreno compatíveis com o espectro de resposta alvo. Consiste em obter a história no tempo da envoltória de um sinal de ruído branco, estimar em seguida o espectro de fase de Fourier e o espectro de amplitude de Fourier deste sinal para, finalmente, combiná-los para se obter a história sintética no tempo tal como mostra a Figura 2.11.

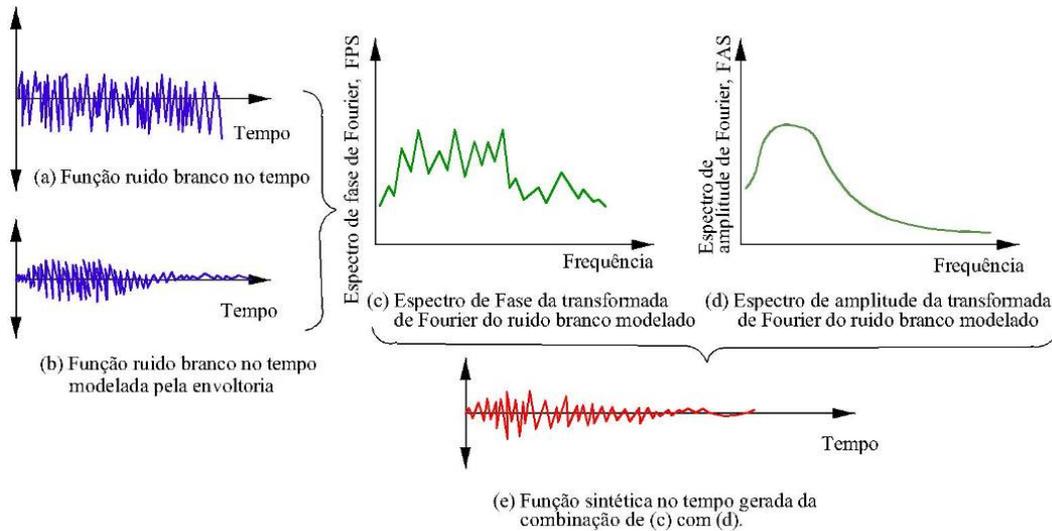


Figura 2.11 - Exemplo de uma função sintética no tempo gerada no domínio da frequência (modificado de Kramer, 1996).

- O método da função de Green é baseado na idéia de uma soma de movimentos produzidos por uma série de pequenas falhas individuais de pequena área. Consiste em dividir a zona de falha geológica em um número finito de segmentos. Em cada um define-se uma função de Green que descreverá a variação do deslocamento com o tempo. Combinando-se em cada segmento a função de Green com a função de escorregamento respectiva, produz-se então o movimento de cada parte no campo originado pelo escorregamento. Finalmente, para obter o movimento total do sítio, somam-se os efeitos dos escorregamentos em cada parte, considerando a ordem em que eles produziram a ruptura. Esta metodologia é particularmente útil para gerar movimentos superficiais em locais próximos à falha geológica.

#### 2.8.4. Geração de sismos artificiais no domínio da frequência

Descreveu-se brevemente as diferentes metodologias para obtenção da história no tempo do movimento artificial de um terreno. Na presente dissertação escolheu-se trabalhar com um sismo gerado artificialmente no domínio da frequência.

Um dos modos para se caracterizar um sismo, desde que este seja admitido como um processo aleatório fracamente estacionário, consiste na determinação do seu conteúdo de frequências e da contribuição isolada ao sismo de cada uma

dessas frequências, utilizando uma função densidade espectro de potência (FDEP) (item 2.6.2).

Um dos métodos mais conhecidos para geração de sismos artificiais, a partir de uma FDEP, é conhecido como o Método da Superposição de Oscilações (Figueiredo, 2004), que consiste em usar funções senoidais da forma:

$$x_i(t) = A_i \text{sen}(\omega_i t + \alpha) \quad i=1,2,\dots,\infty \quad (2.19)$$

onde  $x_i(t)$  é a  $i$ -ésima função senoidal de superposição,  $A_i$  é a amplitude do  $i$ -ésimo harmônico,  $\omega_i$  é a frequência circular correspondente ao  $i$ -ésimo harmônico e  $\alpha_i$  é o  $i$ -ésimo ângulo de fase.

Essas funções são superpostas, como mostra a equação (2.20), para se obter a função aleatória para a caracterização do acelerograma de um sismo.

$$X(t) = \sum_{i=1}^n x_i(t) \quad (2.20)$$

Os harmônicos com frequência circular  $\omega_1, \omega_2, \omega_3, \dots$ , têm as correspondentes amplitudes  $A_1 = 2|C_1|, A_2 = 2|C_2|, A_3 = 2|C_3|, \dots$ , nos quais os valores  $C_i$ , correspondem às amplitudes de Fourier. Estes valores são obtidos a partir da média dos quadrados da função  $x_i(t)$ , no intervalo  $-s/2 < t < s/2$ , onde  $s$  é a duração da fase intensa do sismo, em segundos.

Da correspondência entre a média dos quadrados da função  $x_i(t)$  e a função densidade de espectro de potência do processo, obtém-se a seguinte relação:

$$S(\omega_i) = \frac{A_i^2}{2\Delta\omega} \quad (2.21)$$

que atende à função densidade unilateral, ou seja, a FDEP que tem toda a sua potência concentrada somente no semi-eixo positivo de  $\omega$ . A diferença entre as frequências consecutivas  $\omega_i$  e  $\omega_{i-1}$  é um valor constante e correspondente a  $\Delta\omega = 2\pi/s$ .

O ângulo de fase  $\alpha_i$  é aleatório, com função densidade de probabilidade uniforme entre 0 e  $2\pi$ . Os valores obtidos da superposição são corrigidos por meio da função intensidade  $I(t)$  que visa conferir ao acelerograma artificialmente gerado um caráter não-estacionário que o faz aproximar-se do registro de um sismo real. Na Figura 2.12 ilustra-se um exemplo desta função. O acelerograma, já modificado, inicia com a aceleração igual a zero e gradativamente aumenta seus valores até atingir a fase mais intensa do sismo e, depois, tem esses valores

reduzidos até alcançar o valor de aceleração que se deseja. Adota-se a seguinte definição para  $I(t)$ :

a) Fase inicial ( $0 < t < T_{inicial}$ ):

$$I(t) = \left( \frac{t}{T_{inicial}} \right)^2 \quad (2.22)$$

onde  $T_{inicial} = 10\% T_{total}$

b) Fase intensa ( $T_{inicial} < t < (T_{total} - T_{final})$ ):

$$I(t) = 1 \quad (2.23)$$

c) Fase final ( $(T_{total} - T_{final}) < t < T_{total}$ ):

$$I(t) = e^{a[t - (T_{total} - T_{final})]} \quad (2.24)$$

onde  $T_{final} = 25\% T_{total}$  e a constante  $a$  é determinada de modo a garantir uma redução de 95% do valor da aceleração máxima.

A função  $I(t)$  é aplicada ao processo aleatório como

$$X(t) = I(t) \sum_{i=1}^n A_i \text{sen}(\omega_i t + \alpha_i) \quad (2.25)$$

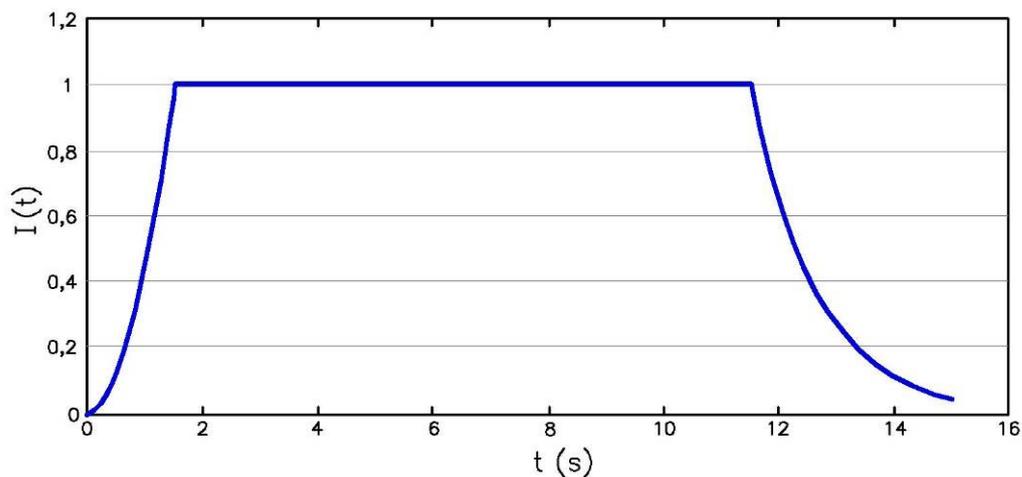


Figura 2.12 - Função Intensidade para um sismo com duração total de 15s (Figueiredo, 2004).

Uma condição importante, que se considera no procedimento, é que a aceleração, a velocidade e o deslocamento iniciais, bem como a aceleração e a velocidade finais, devem ter valores nulos, de modo que o acelerograma gerado tenha características compatíveis com as de um sismo real. Estas condições são atendidas quando utiliza-se uma correção da linha base do acelerograma, feita

ponto a ponto na série discreta de valores do acelerograma, já com a função intensidade aplicada.

$$\ddot{y}_c(t) = \ddot{y}_n(t) + a + 2bt + 3ct^2 \quad (2.26)$$

Na expressão acima, os subscritos c e n indicam, respectivamente, os acelerogramas corrigido e não-corrigido no tempo t. As constantes a, b e c são obtidas através da minimização do funcional  $F(t, V_0, a, b, c)$ .

$$\delta F(t, V_0, a, b, c) = \delta \int_0^s \dot{y}_c^2 dt = 0 \quad (2.27)$$

onde o limite superior de integração s corresponde à duração do sismo e a velocidade do sismo é determinada por

$$\dot{y}_c(t) = \dot{y}_n(t) + V_0 + at + bt^2 + ct^3 \quad (2.28)$$

As condições iniciais podem ser expressas por  $\dot{y}_c(0) = V_0 = 0$ ,  $y_c(0) = 0$  e as finais por  $\dot{y}_c(s) = 0$  (Figueiredo, 2004). Na Figura 2.13 apresenta-se um diagrama de blocos que resume os principais pontos do processo de geração de sismos artificiais.

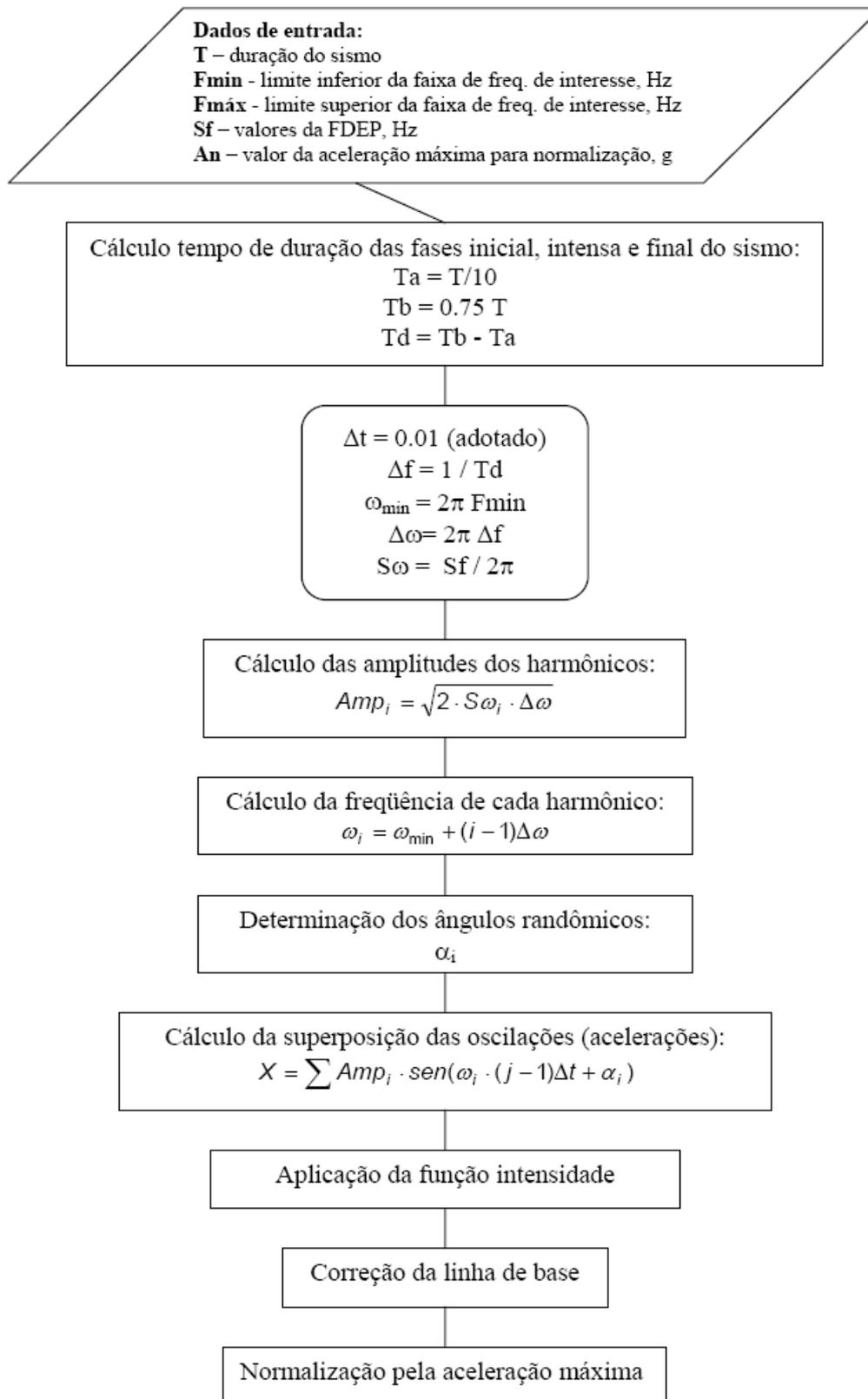


Figura 2.13 - Diagrama de blocos que descreve o procedimento de geração de sismos artificiais (Notas de aula de Dinâmica de Solos, 1996).

## 2.9. Avaliação de ameaça sísmica

Projetos que envolvem análises sísmicas têm como meta produzir estruturas que resistam a certos níveis de vibração do solo sem danos excessivos. O nível de vibração é descrito em termos de um único parâmetro do movimento do solo 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 ou risco sísmico 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 geológicas, tectônicas, históricas e por instrumentação.

### 2.9.1. Análise determinística

No passado, a utilização de análises de ameaça sísmica determinística (*deterministic seismic hazard analysis*, DSHA) era predominante. Uma DSHA abrange a ocorrência de um sismo de uma determinada magnitude em uma zona específica em relação à qual as características do movimento do terreno sejam conhecidas. Uma DSHA típica pode ser descrita por:

1. Identificação e caracterização de todas as origens de sismos capazes de produzir um movimento de terreno importante no local. A caracterização da origem inclui a definição da geometria da origem e do potencial do sismo.
2. A seleção do parâmetro de distância origem – sítio, para cada origem identificada. Em muitas DSHA a distância mais curta entre a origem e o sítio é a selecionada, podendo ser expressa como a distância epicentral ou hipocentral, dependendo das medidas de distância e das relações de prognóstico consideradas a seguir.
3. Seleção do sismo controlador (por exemplo, o sismo esperado que produzirá o mesmo nível de vibração ou maior), geralmente expresso

em termos de algum parâmetro do movimento do terreno no sítio. A seleção é feita comparando-se os níveis de vibração produzidos pelos sismos (identificados no passo 1) e assumindo-se as distâncias identificadas no passo 2. O sismo controlador é descrito em termos de sua magnitude e da distância da origem até o sítio.

4. A ameaça no sítio é definida, normalmente em termos do movimento do terreno local pelo sismo controlador. Suas características são usualmente descritas por um ou mais parâmetros de movimento obtidos a partir das relações de previsão (descritas no item 2.7.1). A aceleração de pico, a velocidade de pico e as ordenadas do espectro de resposta são comumente utilizadas para caracterizar a ameaça sísmica. Na Figura 2.14 ilustra-se o procedimento para uma análise de ameaça sísmica determinística.

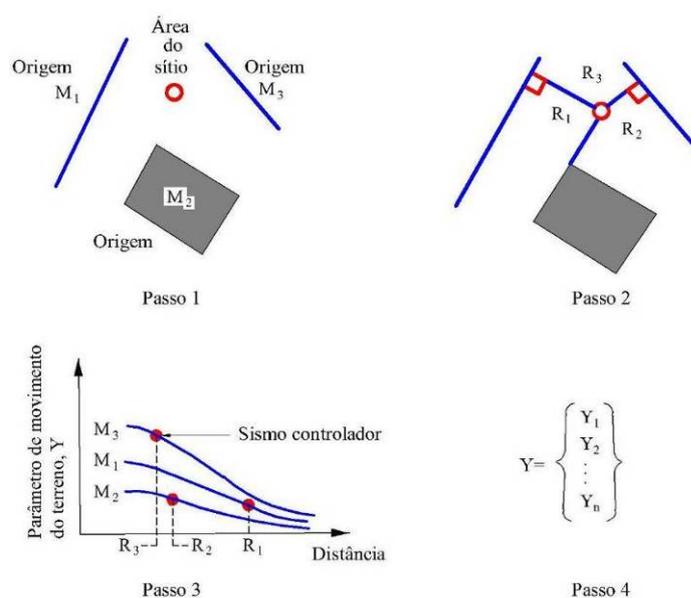


Figura 2.14 - Procedimento de avaliação da ameaça sísmica determinística (modificado de Kramer, 1996).

Uma análise determinística 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 procedimento 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 de

terreno. Possivelmente, o efeito mais importante é que uma DSHA envolve decisões subjetivas em relação ao potencial do sismo (passo 1), podendo se referir aos sismos já mencionados no item 2.8.2 como MCE, OBE, SSE, etc.

### **2.9.2. Análise probabilística**

Nos últimos 40 a 50 anos, o uso de conceitos probabilísticos tem permitido considerar na avaliação da ameaça sísmica as incertezas na magnitude do sismo, na razão de recorrência e a variação das características de movimento com a dimensão e a localização do sismo. A análise de ameaça sísmica probabilística (*probabilistic seismic hazard analysis*, PSHA) permite que as incertezas possam ser identificadas, quantificadas e combinadas de forma racional para uma descrição completa da ameaça sísmica. A metodologia da PSHA descrita abaixo é muito similar aos métodos de Cornell (1968) e Algermissen *et. al.* (1982), ambos apresentados em Kramer (1996). O procedimento abrange 4 passos similares ao procedimento determinístico (DSHA):

1. O primeiro passo é a identificação e caracterização da fonte do sismo. Adicionalmente, deve-se especificar a distribuição de probabilidade de ruptura da zona da origem. Em muitos casos, distribuições de probabilidades uniformes são atribuídas em cada zona de origem, implicando que os sismos possam acontecer em qualquer ponto nesta zona. Estas distribuições são combinadas com a geometria da origem para obter a distribuição probabilística correspondente da distância origem – sítio. Uma DSHA, por outro lado, assume de maneira implícita que a probabilidade de ocorrência é unitária nos pontos de cada zona de origem muito próxima ao sítio e zero nos demais locais.
2. A sismicidade ou distribuição temporal da recorrência do sismo deve ser caracterizada. Uma relação de recorrência, que especifica a razão média na qual um sismo de determinada magnitude é excedido, é então utilizada para indicar a sismicidade da zona de origem. A relação de recorrência pode favorecer a magnitude máxima do

terremoto, mas não o limita, tal como acontece freqüentemente com uma DSHA.

3. O movimento de terreno, produzido no local por sismo de magnitude qualquer e de ocorrência provável em qualquer ponto de cada zona de origem, deve ser determinado com o uso das relações de prognóstico. A incerteza inerente nas relações de previsão é também considerada na PSHA.
4. Finalmente, as incertezas na localização do sismo, na magnitude do mesmo e na previsão dos parâmetros do movimento de terreno devem ser estimadas. A metodologia PSHA é ilustrada na Figura 2.15.

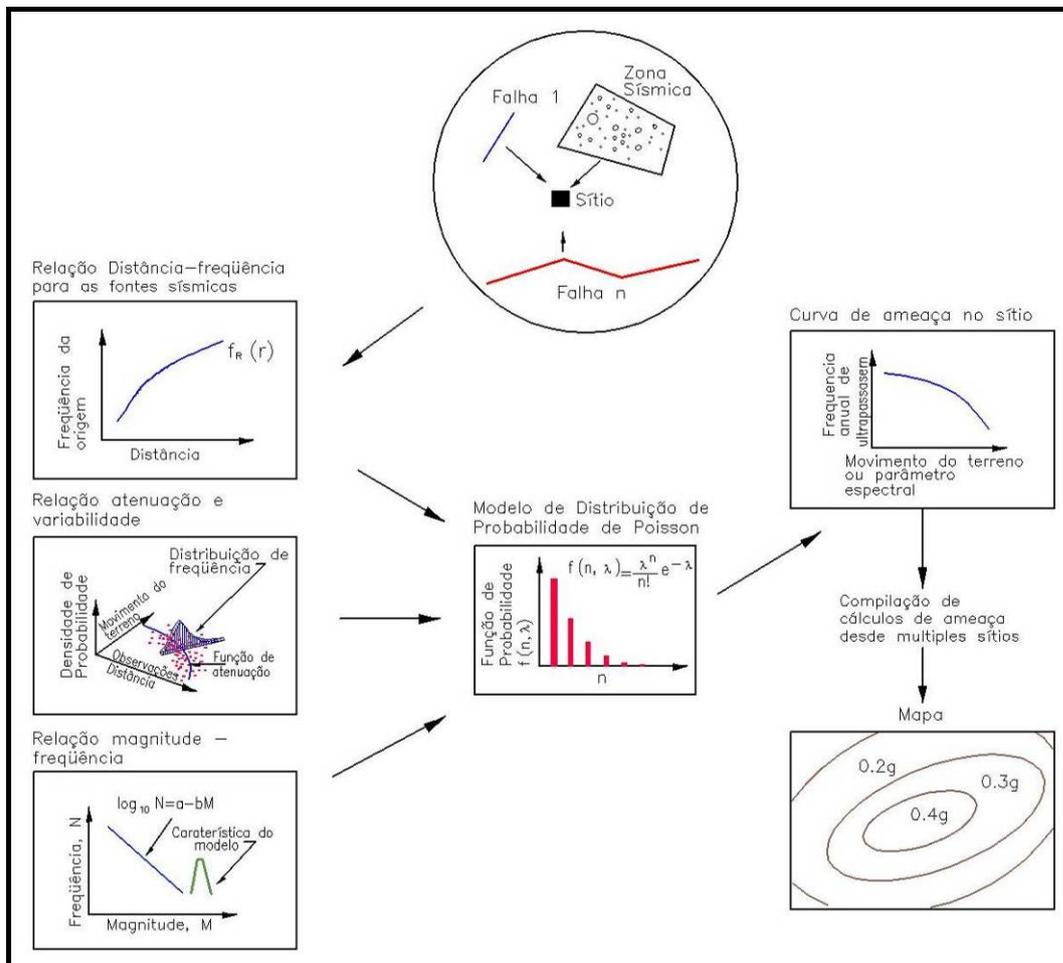


Figura 2.15 - Esquema de avaliação da ameaça sísmica probabilística (NAHB Research Center, 2003).

Um correto desempenho de PSHA requer atenção cuidadosa nos problemas de caracterização da origem, da previsão dos parâmetros de movimento do terreno e dos mecanismos de cálculo de probabilidades

### Caracterização da fonte sísmica

Para cada zona de origem, a incerteza na localização de um sismo é caracterizada por uma função densidade de probabilidade da distância origem-sítio. A avaliação da função densidade de probabilidade requer a estimativa da geometria da zona de origem e da distribuição do sismo nessa função.

A distribuição da magnitude do sismo num período de tempo estabelecido é descrita por uma relação de recorrência que define uma razão anual média de ultrapassagem de um sismo de determinada magnitude. O inverso desta razão é comumente referido como o período de retorno. A relação de recorrência mais simples é definida pela equação:

$$\log \lambda_m = a - bm \quad (2.29)$$

onde  $\lambda_m$  é a razão anual média de ultrapassagem da magnitude  $m$  e as constantes  $a$  e  $b$  são avaliadas com base nas informações sobre a ocorrência de sismos recentes e históricos.

Definida a relação de recorrência, estabelece-se a frequência anual ( $\lambda_m$ ), por fonte sísmica, de sismos com magnitudes maiores ou iguais a um limite mínimo de interesse. Estabelece-se também a função de densidade de probabilidade de magnitude,  $f_M(m)$ , ambas utilizadas diretamente na equação da curva de ameaça sísmica (Almeida, 2002). Portanto, fixados os limites mínimo e máximo de magnitude para a fonte sísmica,  $m_o$  e  $m_{max}$ , tem-se:

$$F_M(m) = P[M < m | m_o \leq m \leq m_{max}] = \frac{1 - \exp[\beta(m - m_o)]}{1 - \exp[-\beta(m_{max} - m_o)]} \quad (2.30)$$

A função densidade de probabilidade correspondente à função de distribuição de probabilidade de magnitude,  $F_M(m)$  apresentada anteriormente, é:

$$f_M(m) = \frac{\beta \exp[-\beta(m - m_o)]}{1 - \exp[-\beta(m_{max} - m_o)]} \quad (2.31)$$

onde  $\alpha = 2,303a$  e  $\beta = 2,303b$ .

### Relações de prognóstico

As relações de prognóstico determinam o nível de vibração produzido por um sismo de certa magnitude e o que acontece numa determinada distância origem-sítio. Essas relações de previsão são desenvolvidas a partir de uma função de dispersão da base de dados, que incorpora a incerteza do movimento do terreno.

### Incerteza temporal

As probabilidades dos sismos de determinada magnitude, que acontecem em um período de tempo finito, são geralmente estimadas assumindo-se que os mesmos ocorrem obedecendo à função de probabilidades de Poisson, na qual a probabilidade de ocorrência de  $n$  sismos de uma magnitude determinada,  $(P(n))$ , durante um intervalo de tempo  $t$ , é apenas função do número médio de eventos por unidade de tempo  $(\mu)$ , ou seja, do intervalo de recorrência médio:

$$P(N = n) = [(\mu)^n e^{-\mu}] / n! \quad (2.32)$$

Ainda que o modelo de Poisson assuma uma independência de eventos que não seja consistente com a teoria do ressalto elástico, este permanece como o mais usado na PSHA contemporânea.

### Cálculo de probabilidades

Métodos padrões de análise de probabilidades podem ser utilizados para combinar as incertezas quantificáveis: magnitude do sismo, localização, recorrência e efeitos, para calcular os níveis de movimento do terreno com várias probabilidades de ultrapassagem e em diferentes períodos de tempo. Como as funções densidade de probabilidade são de natureza empírica e complexa, as probabilidades de ultrapassagem são geralmente calculadas por métodos numéricos em vez de analiticamente.

A metodologia comum abrange o desenvolvimento de curvas de ameaça sísmica, as quais indicam a probabilidade de ultrapassagem anual de diferentes valores de um parâmetro de movimento de terreno estabelecido. O conceito básico dos cálculos necessários para o desenvolvimento das curvas de ameaça sísmica é bastante simples. A probabilidade de ultrapassagem de um valor particular  $y^*$ , de um parâmetro do movimento do terreno,  $Y$ , é calculado para um sismo possível,

numa localização provável, sendo posteriormente multiplicado pela probabilidade de ocorrência de um sismo de magnitude particular numa zona especificada. Finalmente, este processo é repetido para todas as magnitudes e localizações possíveis somando-se suas probabilidades (Kramer, 1996).

A exatidão da PSHA depende da precisão com que são especificadas as diferentes incertezas anteriormente citadas. Mesmo que exista a disponibilidade de vários modelos e procedimentos para a caracterização de incertezas, eles devem ser baseados numa coleta de dados sobre períodos de tempo que geologicamente são muito curtos. Importante enfatizar que a experiência do engenheiro deve ser aplicada na interpretação dos resultados da PSHA.

As incertezas do modelo podem ser incorporadas na PSHA por meio de uma árvore lógica. Esta permite o uso de modelos alternativos, para cada um dos quais é atribuído um peso ponderado relacionado à probabilidade de que o modelo esteja correto. Os fatores de ponderação são geralmente assumidos de forma subjetiva e, conseqüentemente, depende de decisões dos analistas.