

2 Conceitos de Sismicidade

2.1 Placas tectônicas

São duas as teorias mais conhecidas que explicam a origem dos sismos: a teoria da tectônica de placas e a teoria da recuperação elástica. A teoria da tectônica de placas, ou teoria da deriva dos continentes, foi formulada pelo alemão Alfred Wagner no início do século XX, sendo atualmente bastante aceita pelos cientistas. Admite que há 200 milhões de anos todos os continentes estavam unidos em uma só massa continental, denominada Pangea, que começou a fraturar-se e dividir-se no início da era geológica do Mesozóico, formando placas tectônicas com aproximadamente 100 km de espessura, separadas e distintas, que flutuam sobre o material mais quente, denso e parcialmente fundido existente no topo da astenosfera (figura 2.1). É nessa parte viscosa, nos primeiros 200 km da astenosfera, que são geradas as correntes de convecção, supostamente o mecanismo que proporciona a movimentação das placas tectônicas muito lentamente (de 2 a 10 cm/ano). Os movimentos podem ser divergentes, convergentes ou laterais (figura 2.2).

Quando as placas se afastam uma da outra, como ao longo das cadeias meso-oceânicas, o material em estado de fusão (magma) existente no topo da astenosfera sobe através das fendas, situadas na crista das cadeias submarinas, e extravasa formando um novo fundo oceânico.

Quando as placas se chocam entre si, uma delas desliza debaixo da outra, formando profunda trincheira que penetra pelo fundo oceânico. A placa inferior desliza no interior da astenosfera e esta região de junção de placas recebe o nome de zona de subducção. A placa pode ser fundida parcialmente pelas altas temperaturas da astenosfera, gerando magma menos denso que as rochas circunvizinhas que sobe através de zonas de fraqueza da crosta e extravasa sob a forma de vulcões. Mais de $\frac{3}{4}$ dos terremotos do mundo ocorrem nestas zonas, com

sismos de foco profundo (300 a 700 km de profundidade). Exemplo clássico de placas convergentes é a de Nazca e da Sul-Americana, cuja interação de movimento possibilitou a formação da cadeia andina e a trincheira oceânica Chile – Peru.

Quando as placas se deslocam lateralmente, o esforço para superar o atrito gera um acúmulo gradual de energia interna no maciço rochoso adjacente a falhas. Quando rochas estão sujeitas a níveis de tensões que ultrapassam seu limite de elasticidade, deformações permanentes podem ocorrer (dobramentos), se o comportamento do material for dútil, ou então uma ruptura súbita acontece, se o material for frágil, liberando a energia armazenada com a ocorrência de terremotos. Para este tipo de movimento, o exemplo típico é o da falha de Santo André, na Califórnia, onde ocorre uma tendência de movimento relativo entre a placa Norte-Americana na direção SE e da placa do Pacífico na direção NW.

A litosfera terrestre está dividida em 15 placas tectônicas principais e várias secundárias. Dentre as principais (figura 2.3) citam-se as placas Africana, da Antártida, Arábica, Australiana, Caribenha, Cocos, Euroasiática, Filipinas, Nazca, Norte-Americana, do Pacífico, Indiana, Scotia, Juan de Fuca e Sul-Americana.

Além dos sismos interplacas, aproximadamente 25% dos sismos ocorridos a nível mundial são caracterizados como de falhamento superficial ou de intraplaca. Ocorrem entre 5 e 20 km de profundidade, na região onde se localizam as rochas de maior rigidez e de maior capacidade de armazenamento de energia de deformação. Estes sismos podem estar indiretamente associados com o fenômeno da subducção, pois também são causados por concentrações superficiais de tensão que podem, por sua vez, terem sido geradas por movimentos de subducção. Por serem sismos de pouca profundidade, não acompanhados por processos térmicos que afetem as propriedades mecânicas dos materiais da crosta, produzem em geral danos significativos apenas nas regiões mais próximas do seu epicentro.

A presença de falhas superficiais não significa que um sismo deva ser esperado, pois deslocamentos relativos podem ocorrer sem abalos sísmicos ou então a falha pode estar inativa. Por outro lado, a ausência de falhas superficiais também não pode garantir a impossibilidade de sismos na região, pois na maioria dos eventos sísmicos a ruptura provocada na crosta terrestre não chega a atingir a superfície.

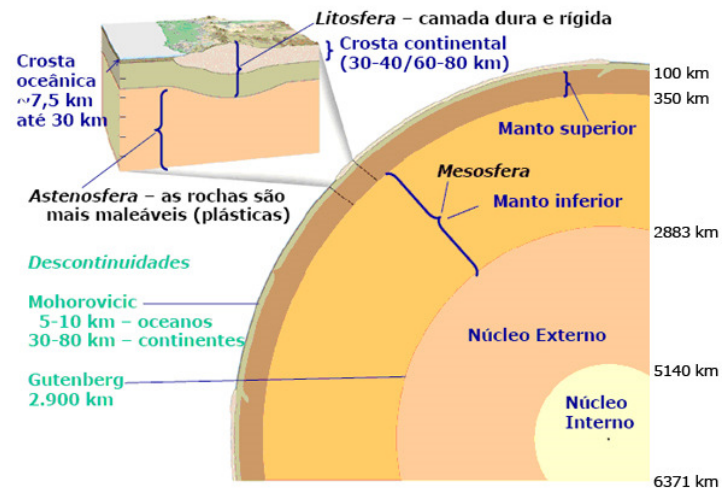


Figura 2.1 – Esquema da estrutura da Terra
(www.ige.unicamp.br/site/aulas/109/Terra-tempo_geo-aula1.pdf).

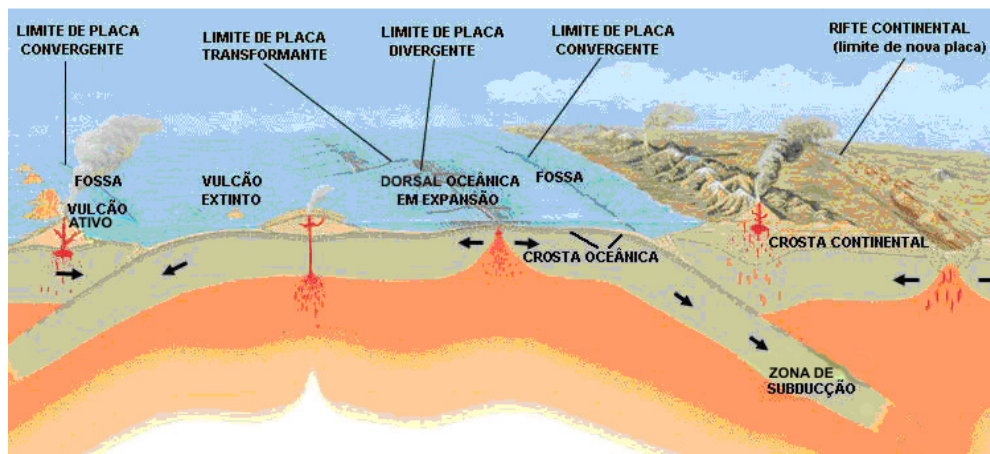


Figura 2.2 – Tipos de movimento entre placas
(http://geo.ineti.pt/geociencias/edicoes_online/diversos/guiao_tectonica_placas/texto.htm).

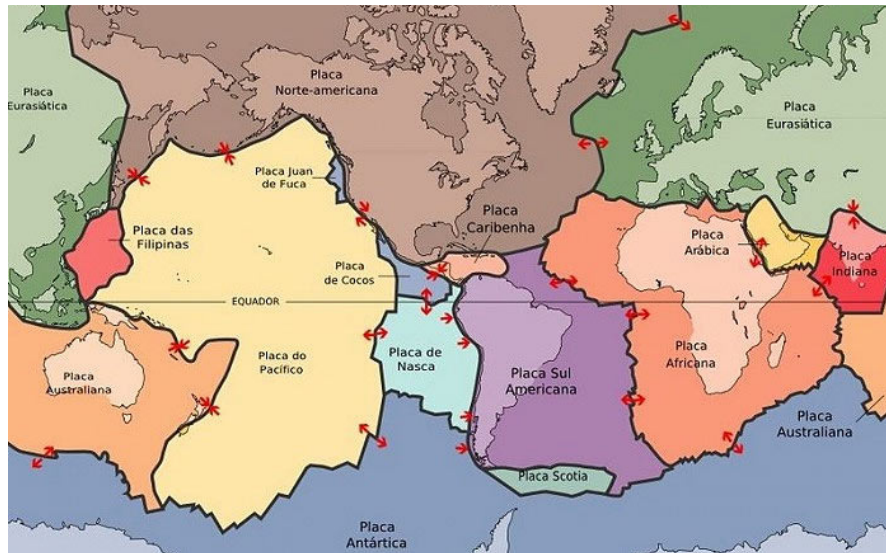


Figura 2.3 – Placas tectônicas principais (<http://pubs.usgs.gov/gip/dynamic/slabs.html>).

Na figura 2.4 uma falha divide dois blocos, designados normalmente por bloco levantado e bloco abatido, e o plano que os divide é denominado 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.

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

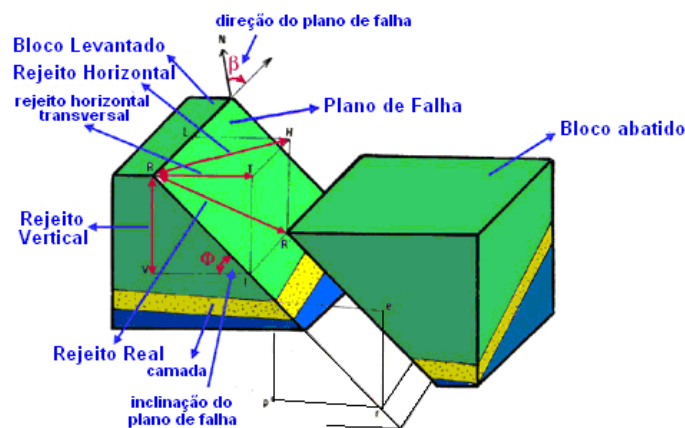


Figura 2.4 – Notação geométrica para a descrição do plano de falha (http://w3.ualg.pt/~jdias/GEOLAMB/GA2_SistTerra/202Tectonica/Fracturas.html).

2.2 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 viajam. As 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).

A onda P é conhecida como onda primária, longitudinal ou compressional e se assemelha à onda acústica, propagando-se através de sucessivas compressões e expansões do meio (sólido, líquido ou gasoso). É a onda de corpo mais rápida, gerando vibrações da partícula na mesma direção de sua propagação (figura 2.5a). A velocidade de propagação v_p de ondas P é dada pela teoria da elasticidade linear como:

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

onde ρ é a massa específica do material, λ e G são as constantes de Lamé (G é também definido como o módulo de cisalhamento), E é o módulo de Young e ν o coeficiente de Poisson.

A onda S faz vibrar uma partícula na direção normal 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 2.5b, com velocidade de propagação v_s expressa pela teoria da elasticidade linear por:

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

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

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

de onde facilmente se verifica que $v_p \geq v_s \sqrt{2}$.

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 geram movimentos elípticos das partículas superficiais (figura 2.5c). As ondas R têm velocidade de propagação v_R ligeiramente inferior às ondas S , podendo ser aproximadamente calculadas pela equação 2.4. Na ocorrência de terremotos são o tipo de onda mais destrutivo, por propagaram-se junto à superfície, onde se encontram as obras de engenharia, e por sua menor perda de energia com a distância de propagação (baixa atenuação).

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

As ondas de Love (L) ocorrem em formações estratificadas específicas, provocando movimentos similares aos da onda SH , fazendo vibrar partículas superficiais na direção normal à direção de propagação da onda, conforme figura 2.5d.

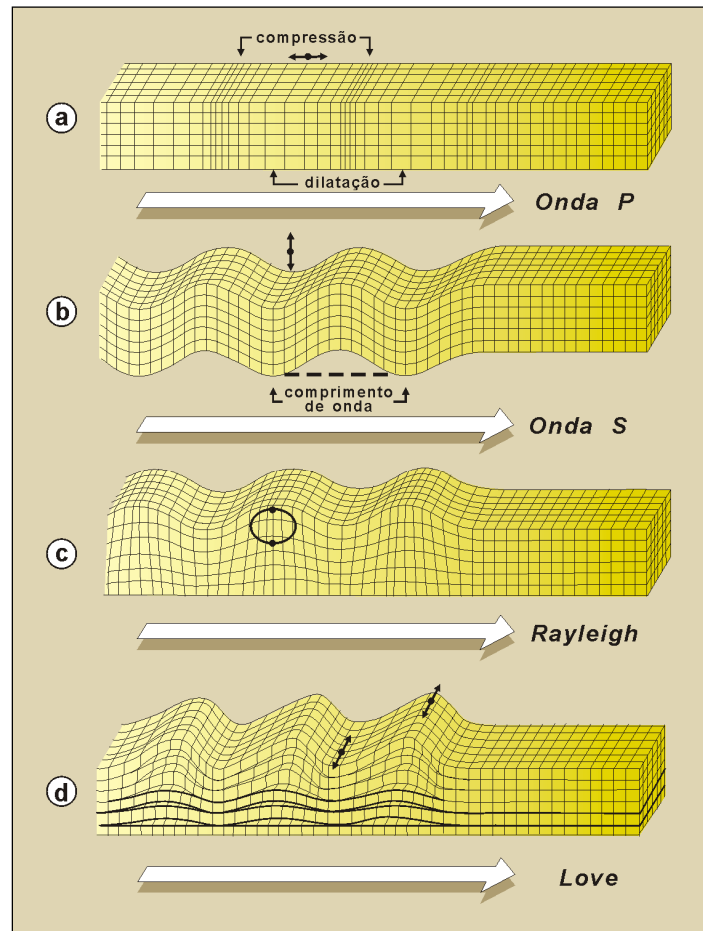


Figura 2.5 – Movimentos de partícula produzidos pelos diferentes tipos de ondas planas de tensão (Teixeira *et al.*, 2003).

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 2.6 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, porém 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 mais verticalmente, reduzindo, portanto, a geração de ondas de superfície.

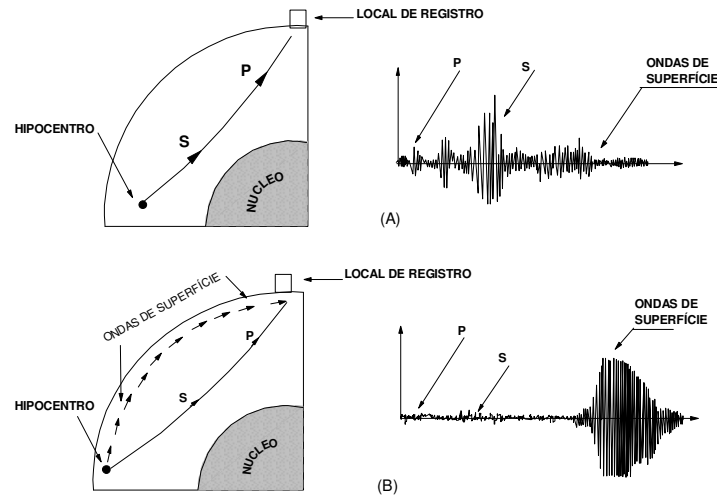


Figura 2.6 – Ondas sísmicas registradas a 10.000 km do epicentro: a) sismo de foco profundo; b) sismo de foco superficial. Modificado de Sauter (1989) *apud* Arias (1996).

2.3 Grandezas de um sismo

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 2.7).

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

$$d_e = \frac{\Delta t_{P-S}}{1/v_P - 1/v_S} \quad (2.5)$$

onde Δt_{P-S} é a diferença entre os tempos de chegada das ondas P e S , com velocidades v_P e v_S , respectivamente. Conhecendo-se esta distância calculada com pelo menos três diferentes estações sismográficas, bastaria traçar, com o auxílio de um compasso, três arcos de circunferência com centro nessas estações, e raios iguais às respectivas distâncias epicentrais, para determinar, na interseção, a localização do epicentro do terremoto. Atualmente, sistemas de aquisição automática de movimentos sísmicos permitem a transmissão de dados diretamente

da estação sísmica até um computador central que localiza a profundidade do foco e a magnitude do sismo rapidamente, sendo o único fator limitante o tempo que as ondas sísmicas demoram em viajar do epicentro até as estações (em geral menos de 10 minutos).

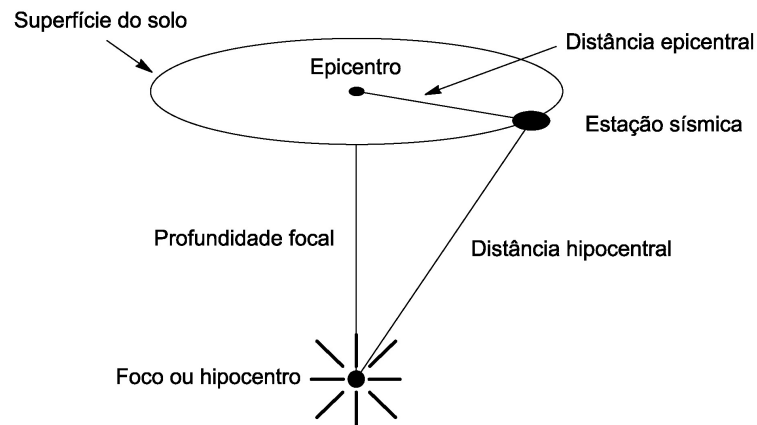


Figura 2.7 – Elementos para descrição da localização de um sismo (adaptado de Kramer, 1996).

Têm-se duas formas principais de estimativa do tamanho de um sismo. A magnitude, que correlaciona a energia liberada em uma escala logarítmica, e a intensidade, que descreve os efeitos de um sismo na superfície da Terra.

2.3.1 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), identificada por algarismos romanos de I a XII.

- I. Tremor não percebido.
- II. Sentido por pessoas em repouso ou em andares superiores de edifícios.
- III. Vibração leve. Objetos pendurados balançam levemente.
- IV. Vibração como a causada pela passagem de caminhões pesados. Carros parados balançam.

- V. Pessoas acordam, pequenos objetos tombam e quadros nas paredes se movem.
- VI. Sentido por todos. Deslocamento de móveis. Louças e vidros se quebram. Queda de objetos. Rachadura no reboco de casas.
- VII. Percebido por motoristas dirigindo. Dificuldade em manter-se em pé. Sinos tocam em igrejas, capelas, etc. Quebra de chaminés e ornamentos arquitetônicos, queda de reboco, rachaduras em paredes.
- VIII. Galhos e troncos se quebram. Rachaduras em solo molhado. Destruição de caixas de água elevadas, monumentos, casas de adobes. Danos severos a moderados em estruturas de alvenaria, obras de irrigação e diques.
- IX. Solo rachado como "crateras de areia". Destruição de alvenaria. Danos severos a moderados em algumas estruturas de concreto armado e tubulações subterrâneas.
- X. Desabamentos. Danos severos a moderados em pontes, túneis, barragens e ferrovias.
- XI. Distúrbios permanentes no solo.
- XII. Danos quase totais.

2.3.2 Magnitudes

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 a 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 1 segundo ($T = 1s$).

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 sismógrafos instalados em todo o mundo, inclusive na Lua e no planeta Marte. A saturação da escala é atingida para terremotos com magnitude entre 6,5 – 6,8, além da qual os valores registrados na escala são similares.

$$M_l = \log A(\Delta) - \log A_0(\Delta) \quad (2.6)$$

onde A e A_0 representam as amplitudes máximas de deslocamento horizontal registradas a uma distância epicentral Δ 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 μm) para um epicentro localizado à distância de 100 km de uma estação Wood Anderson. Para diferentes tipos de estações sismográficas é necessário aplicar uma correção no termo da distância epicentral associado à definição da constante A_0 .

O período de ondas Rayleigh situa-se geralmente entre $20 \pm 2\text{s}$. Ondas R com período neste intervalo podem então ser usadas para calcular a magnitude de ondas de superfície M_S definida por.

$$M_S = \log\left(\frac{A}{T}\right) + 1,66 \log(\Delta) + 3,3 \quad (2.7)$$

onde A representa a máxima amplitude do deslocamento vertical em micrômetros, T o correspondente período da onda entre 18s e 22s e Δ a distância epicentral medida em graus ($20^\circ \leq \Delta \leq 160^\circ$) para terremotos com profundidade focal inferior a 50 km. A profundidade focal afeta o trem de ondas sísmicas mesmo quando a energia liberada pelo terremoto é a mesma. Um sismo com foco profundo pode produzir um pequeno trem de ondas de superfície enquanto que terremotos superficiais com a mesma energia geram grande quantidade de ondas R . A equação 2.7 foi desenvolvida para terremotos superficiais (foco com profundidade inferior à 50 km) e distâncias epicentrais superiores a 20° , necessitando-se correções para compensar outras situações, inclusive efeitos geográficos locais.

O cálculo da magnitude de ondas de superfície não requer a existência de registros sismográficos dentro de 100 km do epicentro, de modo que para muitos

terremotos ocorridos no mundo foram estimadas as correspondentes magnitudes M_S . Todavia, esta escala de magnitudes também satura para M_S entre 8,3 a 8,7.

A magnitude de ondas de corpo não é sensível à profundidade do terremoto. Como resultado, escalas de magnitude de terremoto também foram propostas com base neste tipo de ondas, como a proposta por Gutenberg (1945) considerando ondas P :

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

onde A é a máxima amplitude do movimento (em micrômetros) causado por ondas P com período $T < 3s$ e $Q(\Delta, h)$ um fator empírico de correção para atenuação do registro devido à distância epicentral Δ (graus) e profundidade focal h (quilômetros).

Para alguns terremotos a magnitude m_b e M_S podem ser calculadas mas, exceto para sismos de pequena magnitude, as magnitudes não concordam bem entre si, refletindo a maneira que o solo responde aos diferentes tipos de onda. Ondas de corpo dependem da frequência e a magnitude m_b é atualmente estimada para ondas P com frequência de 1 Hz ($T = 1s$) enquanto que a magnitude de ondas de superfície M_S é calculada para uma frequência de 0,05 Hz ($T = 20s$). Ambas as magnitudes também subestimam a energia liberada em grandes terremotos devido aos problemas de saturação de escala, já mencionados previamente.

Durante um terremoto, movimentos bruscos de um segmento de falha podem acontecer e a área S do segmento, bem como o deslocamento D ocorrido, podem ser medidos. Considerando μ o módulo de cisalhamento do maciço rochoso adjacente à falha, o momento sísmico M_0 do terremoto é determinado:

$$M_0 = \mu DS \quad (2.9)$$

O momento sísmico é uma grandeza utilizada para definir a magnitude de momento (M_W), introduzida por Hanks e Kanamori (1979), que atualmente substituiu a escala Richter para determinar a magnitude dos grandes terremotos.

$$M_W = \frac{2}{3}(\log_{10}M_0 - 9,1) \quad (2.10)$$

onde M_0 é expresso em N.m.

A seguinte expressão permite calcular a diferença proporcional de energia liberada $f_{\Delta E}$ por dois terremotos de magnitude M_{w1} e M_{w2} ,

$$f_{\Delta E} = 10^{\frac{3}{2}(M_{w2} - M_{w1})} \quad (2.11)$$

Assim, um acréscimo de um nível na escala logarítima corresponde a um acréscimo de $10^{1.5} \approx 32$ vezes na energia liberada, enquanto que o acréscimo de 2 níveis significa $10^3 = 1.000$ vezes mais liberação de energia pelo terremoto.

A escala de magnitudes de momento M_W tem vantagens sobre as anteriores porque não atinge a saturação, significando que grandes terremotos podem ser mais precisamente registrados, e está mais diretamente ligada às características físicas do hipocentro. Em consequência, a magnitude de momento 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 de momento superiores a 3.5.

A relação da magnitude de momento M_W com as magnitudes M_L , m_b e M_S pode ser observada nos gráficos da figura 2.8.

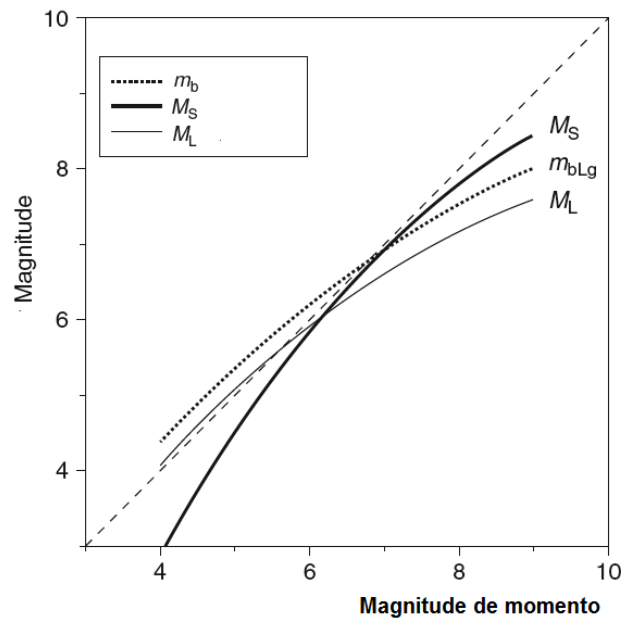


Figura 2.8 – Relação das magnitudes M_L , m_b e M_S com a magnitude de momento M_W (Boore e Joyner, 1994).

O momento sísmico M_0 é uma medida da energia total liberada durante um terremoto, mas apenas a energia E_S propagada através de ondas de tensão é

medida pelos sismógrafos, pois outras parcelas da energia total são convertidas em calor e energia de faturamento. Com base neste fato, Choy e Boatwright (1985) definiram a magnitude de energia M_E :

$$M_E = \frac{2}{3} \log_{10} E_S - 2,9 \quad (2.12)$$

onde $E_S = 1,6 (M_0 \times 10^{-5})$ em unidades N.m.

As magnitudes M_W e M_E não são equivalentes porque medem diferentes propriedades de um terremoto. M_W é obtido com base no espectro de deslocamentos e está fisicamente relacionado com o deslocamento final provocado pelo terremoto enquanto M_E é obtido com base no espectro das velocidades e está associado ao potencial do sismo em provocar danos em estruturas. Antes do que uma estimativa alternativa, a magnitude de energia M_E representa um complemento essencial da magnitude de momento M_W para descrever o tamanho e os efeitos de um terremoto.

Para terremotos com profundidade focal $h < 50$ km, é possível estimar sua intensidade máxima I_{max} com base na magnitude M_S através da correlação empírica proposta por Karnick (1969):

$$I_{max} = 1,5M_S - 1,8\log_{10}(h) + 1,7 \quad (2.13)$$

Este tipo de equação é útil para uma estimativa rápida dos danos prováveis causados por um terremoto, com base nas consequências dos níveis de intensidade I a XII da escala Mercalli Modificada.

2.4 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, entretanto, reproduzir uma história no tempo que descreva detalhadamente o movimento do terreno, sendo suficiente somente serem identificadas as características mais importantes sob o ponto de vista da engenharia e os parâmetros que as caracterizam.

2.4.1 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 podem ser calculadas por processos de diferenciação ou de integração.

Diferentemente das magnitudes de Richter M_L ou de momento M_w , que representam uma medida de energia do terremoto, a aceleração de pico do terreno (*peak ground acceleration*, PGA) está associada com a intensidade do movimento em determinada área geográfica¹. Danos a edificações e à infraestrutura estão mais relacionadas com o movimento do terreno do que com a magnitude do sismo e, por esta razão, a aceleração horizontal de pico (*peak horizontal acceleration*, PHA), o tipo mais comum de aceleração do terreno em aplicações de engenharia, é usado em códigos de obras e mapas de ameaça sísmica. 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 a altas frequências, muitas vezes preferindo-se seu uso em vez da PHA, podendo estimar com maior precisão o potencial de dano do movimento. O deslocamento de pico é geralmente associado a movimentos de baixas frequências, mais difícil de determinar, e bem menos utilizado.

2.4.2 Parâmetros de conteúdo de frequências

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

O espectro de amplitudes de Fourier mostra como as amplitudes do movimento variam com a frequência, enquanto que 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 por

¹ Enquanto na escala Mercalli Modificada a intensidade é descrita subjetivamente, o PGA é registrado por instrumentos (sismógrafos).

meio de técnicas de vibração aleatória. É um parâmetro adequado para descrever um sismo como um processo aleatório estacionário.

$$G(\omega) = \frac{c_n^2}{\pi t_d} \quad (2.14)$$

onde t_d é o tempo de duração do sismo, c_n a amplitude do n ésimo harmônico da série de Fourier e ω é a frequência circular ($\omega = 2\pi f$).

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 de amortecimento do sistema SDOF.

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.

O conteúdo de frequências abrange mudanças em relação à magnitude e à distância. O espectro da amplitude de Fourier $A(f)$ para um evento num campo distante de distância R , segundo McGuire & Hanks 1980 e Boore 1983, pode ser obtido através da calibração de um modelo baseado na origem do sismo, na trajetória das ondas e nas características do sítio geológico, podendo ser descrito por:

$$|A(f)| = \left[CM_o \frac{f^2}{1 - \left(\frac{f}{f_c}\right)^2} \frac{1}{\sqrt{1 + \left(\frac{f}{f_{max}}\right)^8}} \right] \frac{e^{\frac{-\pi f R}{Q(f) v_s}}}{R} \quad (2.15)$$

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, M_o é o momento sísmico e C uma constante dada por:

$$C = \frac{R_{\theta\theta} FV}{4\pi\rho V_s^3} \quad (2.15a)$$

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

2.4.3 Parâmetros de duração

Muitos processos físicos, como a degradação da rigidez e a perda da resistência de certos tipos de estrutura, 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 mas, por outro lado, um movimento com amplitude moderada e com longa duração, pode produzir ciclos de carregamento e descarregamento suficientes para causar um dano substancial. A duração do movimento está diretamente relacionada com o tempo necessário para liberar a energia de deformação acumulada na falha geológica.

Este parâmetro foi investigado por meio da interpretação dos acelerogramas de sismos de diferentes magnitudes. Existem diferentes metodologias para avaliação da duração de um movimento através de um acelerograma mas, para fins práticos da engenharia, o método do intervalo de duração (*bracketed duration*) fornece uma indicação 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 instantes de ultrapassagem em relação a um valor de aceleração pré-determinado, usualmente 0,05g.

Em função da atenuação, as acelerações decrescem com a distância, esperando-se, portanto então que as durações baseadas em níveis de aceleração absoluta diminuam com a distância. As durações baseadas em acelerações relativas, no entanto, crescem com a distância e se tornam longas, mesmo quando as amplitudes das acelerações absolutas mostram-se muito baixas.

2.5 Relações de prognóstico

Como comentado 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 das variáveis que sobre ele exercem influência.

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

$$Y = f(M, R, P_i) \quad (2.18)$$

na qual Y é o parâmetro de interesse do movimento do terreno, M é a magnitude do sismo, R é uma medida de distância até o local considerado (distância epicentral ou distância focal) e P_i um outro parâmetro afim para caracterização da origem do sismo, como condições particulares do sítio, trajetórias de propagação de ondas, etc.

As relações de prognóstico são calculadas por análises de regressão com as informações disponíveis em catálogos sísmicos, com base nas seguintes observações:

1. Os valores de pico dos parâmetros de movimento do terreno são distribuídos logaritmicamente, ou seja, a regressão é efetuada com a função 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 à magnitude 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 taxa $1/R$, e as amplitudes das ondas de superfície (ondas Rayleigh) sob taxa $1/\sqrt{R}$. Esta diminuição das amplitudes de onda com a distância caracteriza o denominado amortecimento geométrico.
4. Um acréscimo da área de ruptura ao longo do segmento de uma falha geológica acontece quando há um incremento da magnitude do sismo.
5. A energia liberada durante a propagação das ondas de tensão é parcialmente absorvida pelo amortecimento dos materiais geológicos através dos quais as ondas se propagam. A consideração simultânea dos amortecimentos geométrico e do material impõe que as amplitudes do movimento decresçam exponencialmente com a distância 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 interesse (por exemplo, tipo de rocha).

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

$$\underbrace{\ln Y}_1 = \underbrace{C_1 + C_2 M + C_3 M^{C_4}}_2 + \underbrace{C_5 \ln[R]}_3 + \underbrace{C_6 \exp(C_7 M)}_4 + \underbrace{C_8 R}_5 + \underbrace{f(\text{origem}) + f(\text{sítio})}_6$$

$$\sigma_{\ln Y} = C_9 \quad (2.19)$$

na qual os números apresentados abaixo das parcelas relacionam-se com os itens da lista de observações acima e o termo $\sigma_{\ln Y}$ incorpora a incerteza no valor do parâmetro de movimento calculado pela relação de prognóstico. Estatisticamente, este termo representa o valor do desvio padrão de $\ln Y$ em função da magnitude e distância de interesse (Kramer, 1996). Naturalmente, para obtenção de uma estimativa confiável e razoável, requer-se uma relação baseada em dados que sejam consistentes com as condições relevantes ao prognóstico.

2.6 Tipos de acelerograma

Há muitas situações nas quais os parâmetros do movimento do terreno não são suficientes para descrever adequadamente os efeitos do movimento. Acompanhar a história do movimento da estrutura no tempo (incluindo-se as geoestruturas aqui genericamente designadas como estruturas) é necessária no caso de problemas não lineares tais como a estimativa dos deslocamentos permanentes em taludes de solo, por exemplo, o que exige a inclusão na análise de histórias de aceleração ou simplesmente acelerogramas. Esta tarefa não é fácil de ser vencida, uma vez que muitos movimentos aparentam ser razoáveis no domínio do tempo, mas podem não o ser no domínio da frequência ou vice-versa. Acelerogramas aparentemente adequados, após integrados no tempo, resultam em histórias de velocidade ou de deslocamento não aceitáveis.

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

2.6.1 Acelerograma real normalizado

A mais simples das metodologias é a modificação de um acelerograma real, multiplicando-se as acelerações por um fator tal que a aceleração máxima coincida com aquela prevista por estudos de ameaça sísmica regionais. Este procedimento de normalização requer uma seleção cuidadosa do sismo e do fato de escala, sempre recomendando-se manter o conteúdo de frequências e a duração originais.

2.6.2 Acelerograma sintético artificial

A geração de sismos 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 naturalmente parâmetros não-estacionários. A geração de um sismo artificial 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 (i.e. a não-estacionariedade) da amplitude do movimento ao longo do tempo. O procedimento é ilustrado esquematicamente na figura 2.9.

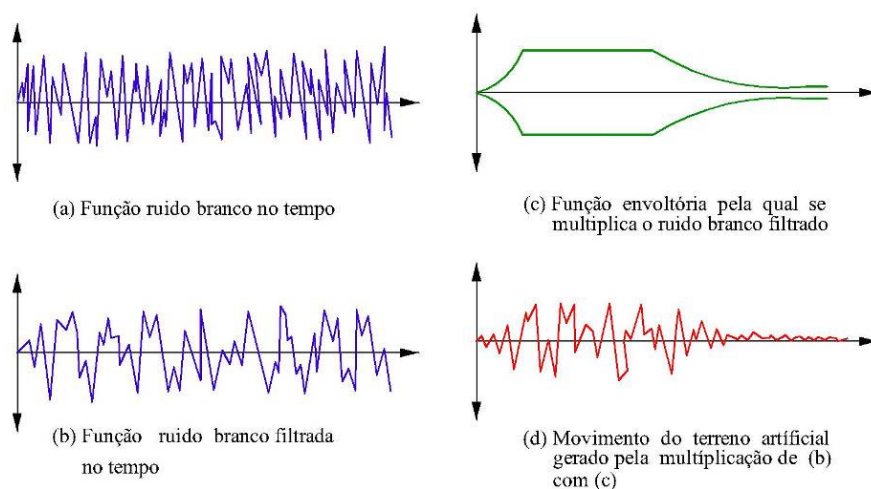


Figura 2.9 – Geração de acelerogramas sintéticos artificiais (adaptado de Kramer, 1996).

É possível assim obter acelerogramas que são quase completamente compatíveis com o espectro de resposta, porém podem conter um número excessivo de ciclos e, conseqüentemente, um alto nível de conteúdo de energia, conduzindo a previsões irrealistas.

2.6.3 Acelerograma sintético simulado

O método da função de Green é baseado no somatório dos movimentos produzidos por uma série de falhas individuais, dividindo a falha geológica em um número finito de pequenos segmentos. Em cada um destes segmentos define-se uma função de Green que descreverá a variação do deslocamento da falha com o tempo. Em seguida, multiplicando-se em cada segmento a função de Green com o respectivo valor do deslocamento consegue-se então determinar então a parcela do movimento produzida pelo segmento individual, que será somada com as contribuições dos demais segmentos, na ordem em que eles produziram a ruptura, para obtenção do movimento de toda a falha ao longo do tempo. Esta metodologia é particularmente útil para simular movimentos superficiais em locais próximos a uma falha geológica.

2.6.4 Acelerograma sintético adaptado

Estes acelerogramas contem informações sobre a natureza do movimento do solo como, tais como amplitude, frequências, quantidade de energia, duração e características de fase. No entanto, apesar do contínuo crescimento dos registros de acelerogramas reais, em vários casos ocorrem combinações de parâmetros (magnitude do sismo, tipo de mecanismo de ruptura, características da fonte e do sítio) que não são bem conhecidos e dificultam a definição de acelerogramas com base em registros reais apenas utilizando-se a técnica da normalização do registro.

Na prática, é comum a obtenção de um acelerograma sintético artificial partindo de um acelerograma real conhecido, adaptando o conteúdo de frequências originais mediante um ajuste espectral em relação a um espectro alvo (*target spectrum*) utilizando a transformada de Fourier. Este método geralmente conduz a resultados razoáveis, mas, tanto mais o espectro de resposta alvo se

afaste do espectro do acelerograma real, tanto menos realista será o acelerograma sintético assim gerado.

2.7

Projeto do movimento do terreno

Um dos mais importantes aspectos na engenharia de terremotos é o desenvolvimento do projeto do movimento do terreno, o qual envolve todos os conceitos descritos anteriormente. O movimento projetado do terreno deve refletir os níveis de amplitude, conteúdo de frequências e duração do movimento do local onde se pretende construir a obra.

2.7.1

Efeitos das condições do sítio

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 avaliados 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.

2.7.2

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, descritos no item 2.4.

Antigamente, os parâmetros de projeto eram mais comumente obtidos a partir de sismos de projeto, determinados através de métodos determinísticos ou probabilísticos, e muitos engenheiros ainda empregam esta metodologia. Os sismos de projeto têm como objetivo verificar a operacionalidade da estrutura sob carregamento dinâmico e também prevenir a ocorrência de rupturas catastróficas.

Dois sismos de projeto são geralmente considerados: o sismo máximo provável (*maximum credible earthquake*, MCE) e o sismo base de operação (*operating basis earthquake*, OBE). Embora na literatura haja muitas 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*), inclusive gerando confusão ao se adotar a mesma sigla MCE para identificar o Sismo Máximo Provável (*maximum credible earthquake*) e o Sismo Máximo Considerado (*maximum considered earthquake*).

O espectro de resposta é mais frequentemente 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 detalhadamente o seu conteúdo de frequências. O espectro de projeto, por outro lado, é geralmente mais regular, determinado por meio de uma curva de suavização, representando a média ou envoltória do espectro de resposta de múltiplos movimentos.

O espectro de projeto é geralmente representado 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 espectral e os deslocamentos em eixos inclinados a 45°.