

4

SISMOS

4.1.

INTRODUÇÃO.

A excitação sísmica ainda é um fenômeno cujos mecanismos de formação não são totalmente conhecidos. Alguns dos principais parâmetros envolvidos neste problema são os seguintes: tipo de solo, distância da estrutura ao epicentro, profundidade do foco do sismo, características geológicas ao longo do percurso de propagação do sismo, etc.

Uma das maneiras encontradas para caracterizar um sismo, desde que este seja um processo aleatório fracamente estacionário, consiste na determinação do seu conteúdo de frequências e da contribuição dada ao sismo por cada uma das frequências; utilizando uma transformada rápida de Fourier (FFT) (sabendo que esta função caracteriza o espaço amostral dos terremotos de uma determinada região) através de uma análise de Fourier adequada. Por exemplo: a partir de dados medidos por um sismógrafo, em uma determinada localidade, pode-se fazer, com um conjunto adequado de sismos, uma análise de Fourier e obter a FFT que caracteriza os sismos ocorridos nesta localidade.

4.2.

SISMOS NATURAIS.

Um sismo é um fenômeno de vibração brusca e passageira da superfície da terra, resultante de movimentos subterrâneos de placas rochosas, de atividade vulcânica, ou de deslocamento (migração) de gases no interior da terra. O movimento é causado pela liberação rápida de grandes quantidades de energia sob a forma de ondas sísmicas.

Basicamente, sismo é uma ocorrência de uma fratura subterrânea. As ondas elásticas geradas propagam-se por toda a terra. Os grandes sismos são popularmente designados também pelo termo terremoto. No entanto, este último termo aplica-se apenas a esses grandes sismos, sendo que para os pequenos se costuma usar as expressões abalo sísmico ou tremor de terra (Educação.Oul.Com.

Página acessada em 07/01/12). A maior parte dos sismos ocorre nas fronteiras entre placas tectônicas, ou em falhas entre dois blocos rochosos. O comprimento de uma falha pode variar de alguns centímetros até milhares de quilômetros, como é o caso da falha de Santo André na Califórnia, Estados Unidos. Entre os efeitos dos sismos estão: vibração do solo, abertura de falhas, deslizamentos de terra, tsunamis, mudanças na rotação da Terra, mudanças no eixo terrestre, além de efeitos deletérios em construções feitas pelo homem, resultando em perda de vidas, ferimentos e altos prejuízos financeiros e sociais.

O sismo registrado de mais alta magnitude até o momento foi o sismo de Valdivia, no Chile, em 1960 que atingiu 9,5 na escala de magnitude de momento (abreviada por MMS, e denotada como M_w , onde w indica trabalho realizado), usada pelos sismólogos para medir a magnitude dos terremotos em termos de energia liberada (Hanks e Kanamori,1979). O segundo maior terremoto ocorreu no Alaska e atingiu o valor de 9,2 na mesma escala. A Figura 4.1 mostra o epicentro de sismos registrados na terra entre 1963 e 1998, enquanto a Figura 4.2 mostra o movimento das placas tectônicas, principal responsável por estes eventos.

Preliminary Determination of Epicenters
358,214 Events, 1963 - 1998

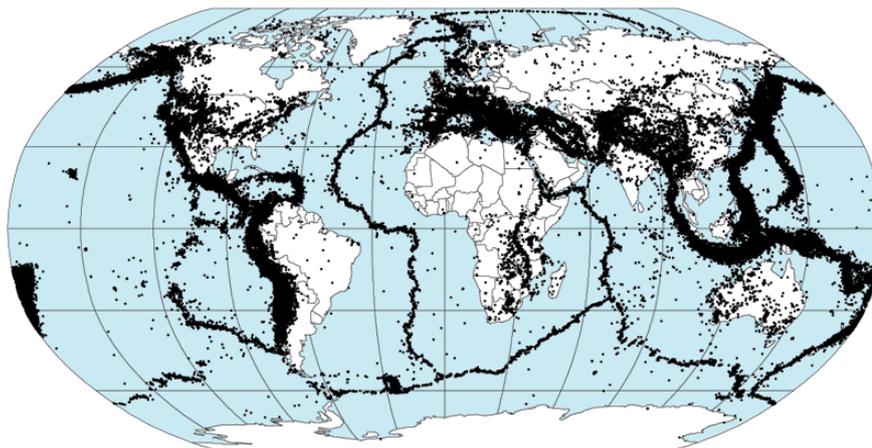


Figura 4.1 Epicentros de sismos na terra entre 1963 e 1998 (cortesia NASA)
(WIKIPEDIA. Org, página acessada em 1/01/2012)

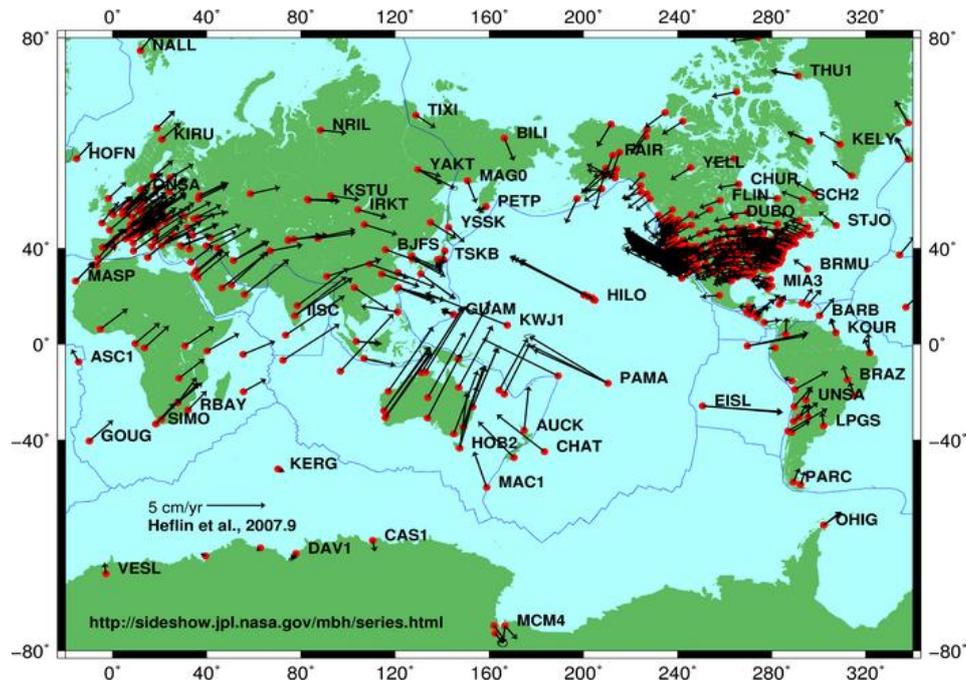


Figura 4.2 Movimento das placas tectônicas no planeta. (WIKIPEDIA. Org, página acessada em 1/01/2012)

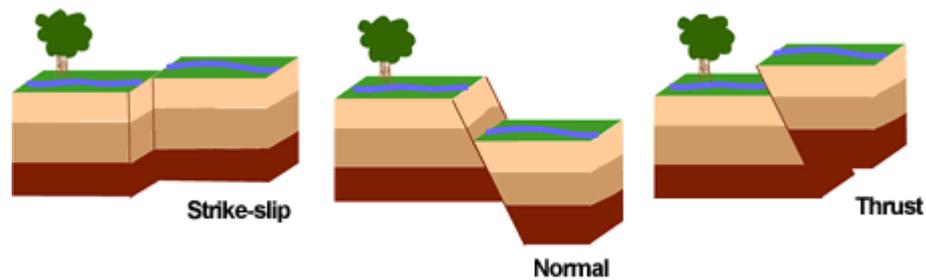


Figura 4.3 Tipos de falhas tectônicas. (WIKIPEDIA. Org, página acessada em 1/01/2012)

Um terremoto tectônico acontece devido aos movimentos da crosta terrestre. As placas continentais deslizam entre si, gerando grandes tensões nas zonas de contato. Durante esse processo é liberada grande quantidade de energia que se propaga em forma de ondas (Newmark e Rosenblueth, 1971). A Figura 4.3 mostra três tipos usuais de falhas tectônicas. Os terremotos provocam a propagação de diferentes tipos de ondas, que se movem com velocidades diferentes, Figura 4.4.

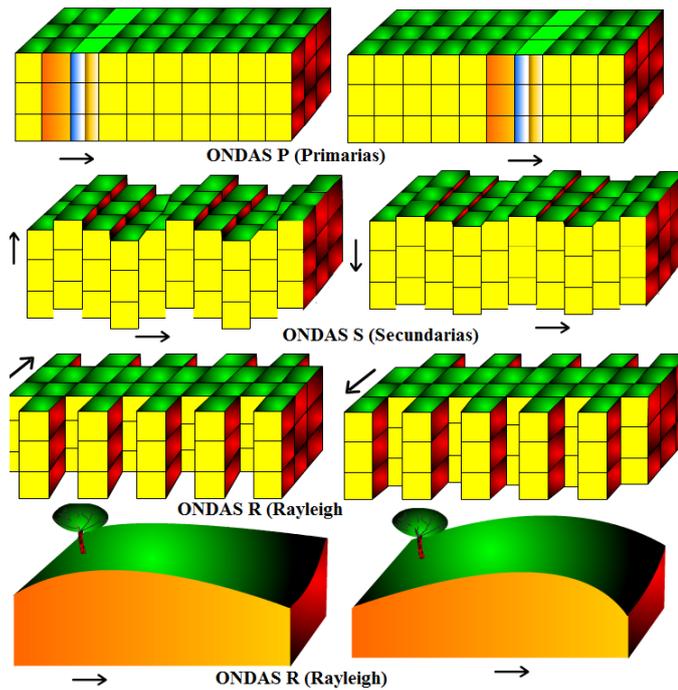


Figura 4.4 Ondas geradas pela ação sísmica.

Durante o sismo são produzidos dois tipos principais de ondas que se propagam no interior da terra (Figura 4.4): ondas P ou primárias, nas quais as partículas se movimentam ao longo da direção de propagação das ondas alternando entre tração e compressão, e as ondas S ou ondas secundárias ou de cisalhamento, nas quais as partículas se movimentam na direção perpendicular à direção de propagação de onda, induzindo deformação cisalhante. A diferença entre as ondas P e S é usada para calcular a distância entre a fonte (epicentro) e o local onde está sendo monitorado o terremoto.

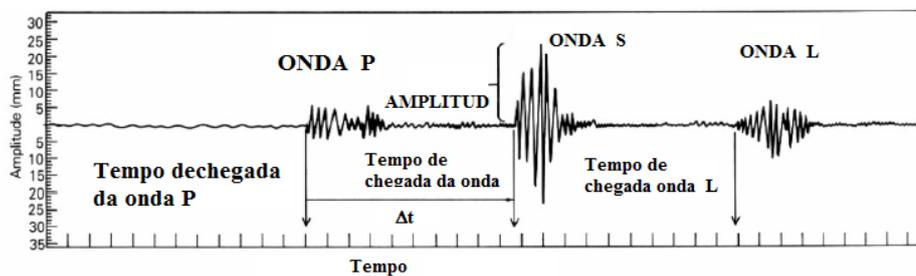


Figura 4.5 Registro típico de um sismo (Newmark e Rosenblueth, 1971)

A Figura 4.5 ilustra os diversos tipos de ondas que compõem um registro sísmico. Quando a energia de vibração da onda se propaga muito próxima à superfície do solo, se formam outras duas ondas: Rayleigh e Love. As ondas Rayleigh são de tração e compressão, similares às ondas P. As ondas Love são

ondas de cisalhamento. Ambas as ondas (Love e Rayleigh) são bem mais lentas que as ondas primárias e secundárias e amortecem rapidamente.

Para os engenheiros civis o aspecto mais relevante da ação sísmica é o efeito que esta ação pode causar nas edificações, ou seja, o efeito sobre a resposta da estrutura em termos de deslocamento, tensões (ou deformações) e esforços internos. O potencial de danos é uma função da potencia do sismo. Para quantificar a magnitude do sismo são utilizadas grandezas escalares, tais como a quantidade de energia liberada, Q_E (Blandón, 2003).

$$Q_E = \int_{t_1}^{t_2} A^2 dt \quad (4.1)$$

Onde:

t_1 = tempo inicial do registro.

t_2 = tempo final do registro

A = amplitude.

A magnitude do sismo pode ser calculada em relação à quantidade de energia liberada, expressa da seguinte forma.

$$M = \frac{2}{3} \log_{10} Q_E + 11.8 \quad (4.2)$$

Onde:

M = Magnitude na escala de Richter.

Q_E = Quantidade de energia liberada do sismo.

O momento sísmico é uma quantidade usada pelos sismólogos para medir a magnitude de um terremoto. Combina a área de ruptura e a compensação da falha geológica com uma medida de resistência das rochas e o módulo de cisalhamento μ e é definido pela equação.

$$M_o = \mu SD \quad (4.3)$$

Onde:

μ . = módulo de cisalhamento das rochas envolvidas no terremoto.

Usualmente em torno de 30 GPa.

S = área de ruptura ao longo da falha geológica onde ocorreu o terremoto.

D = deslocamento médio de S

Usualmente mede-se o momento diretamente dos sismógrafos, dado que o tamanho das ondas de período muito grandes, geradas por um terremoto, é

proporcional ao momento sísmico. As unidades físicas do momento sísmico são força x distância.

A escala de magnitude do momento (M_w) é um número adimensional definido por:

$$M_w = \frac{2}{3} \log_{10}(M_0) - 10.7 \quad (4.4)$$

Onde:

M_0 = é o momento sísmico em dina-centímetro (10^7) (Hanks e Kanamori,1979). Os valores das constantes da equação são atribuídos de modo que haja consistência com os valores de magnitude produzidos pelas antigas escalas, sobretudo a escala de momento local (ou escala Richter). A Tabela 4.1 mostra a relação entre a escala Richter e os efeitos de um terremoto, enquanto a Tabela 4.2, mostra a magnitude de alguns terremotos importantes, cujos registros têm sido usados na análise sísmica de estruturas. A Figura 4.6 mostra um histórico dos sismos registrados desde 1900 com a sua respectiva escala. Nesta figura são destacas os sismos de maior magnitude ocorridos neste período.

Da mesma forma que a escala Richter, um aumento de um ponto nesta escala logarítmica corresponde a um aumento de $10^{1.5}=31.2$ vezes na quantidade de energia liberada e a um aumento de dois pontos corresponde a $10^3= 1000$ vezes em energia.

Tabela 4.1 Magnitude na escala de Richter e efeitos sentidos.

MAGNITUDE M	DANOS
1-4	Detectável apenas pelo sismógrafo
4	Sentido pela maioria das pessoas
5	O solo vibra causando danos em torres altas e edifícios pucos armados.
6	Causa danos fortes em edifícios
7	Este terremoto danifica até estruturas bem construídas.
8	Danifica fortemente construções projetadas
9	Destruição total

Tabela 4.2 Valores na escala Richter de terremotos relevantes. . (Center for engineering strong motiom data. Acessada em 7/01/2012).

SISMO	ANO	MAGNITUDE
<i>EL CENTRO</i>	1940	7,1
<i>CHILE</i>	1960	9,5
<i>ALASCA</i>	1964	8,4
<i>SAN FERNANDO</i>	1971	6,6
<i>MÉXICO</i>	1985	8,1
<i>LOMA PRETA</i>	1989	6.9
<i>NORTHRIDGE</i>	1994	6,7
<i>KOBE</i>	1995	7,2
<i>HAITI</i>	2010	7
<i>CHILE</i>	2010	8,8
<i>JAPÃO</i>	2011	9

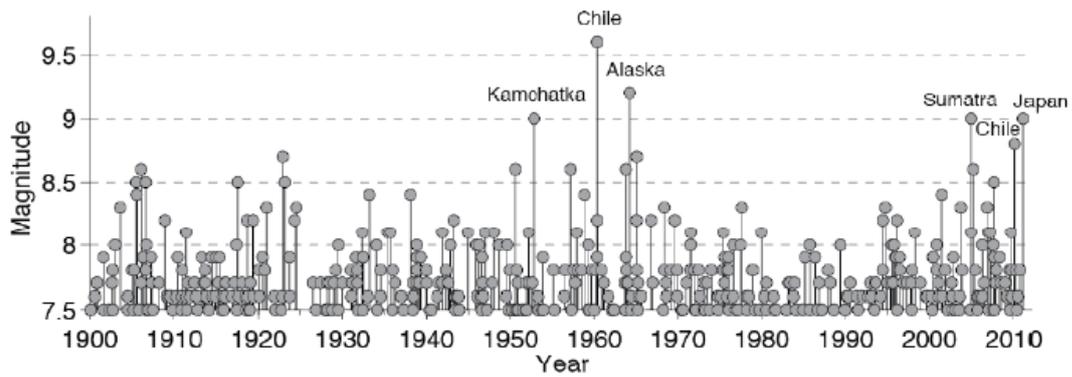


Figura 4.6 Historia dos sismos no mundo.

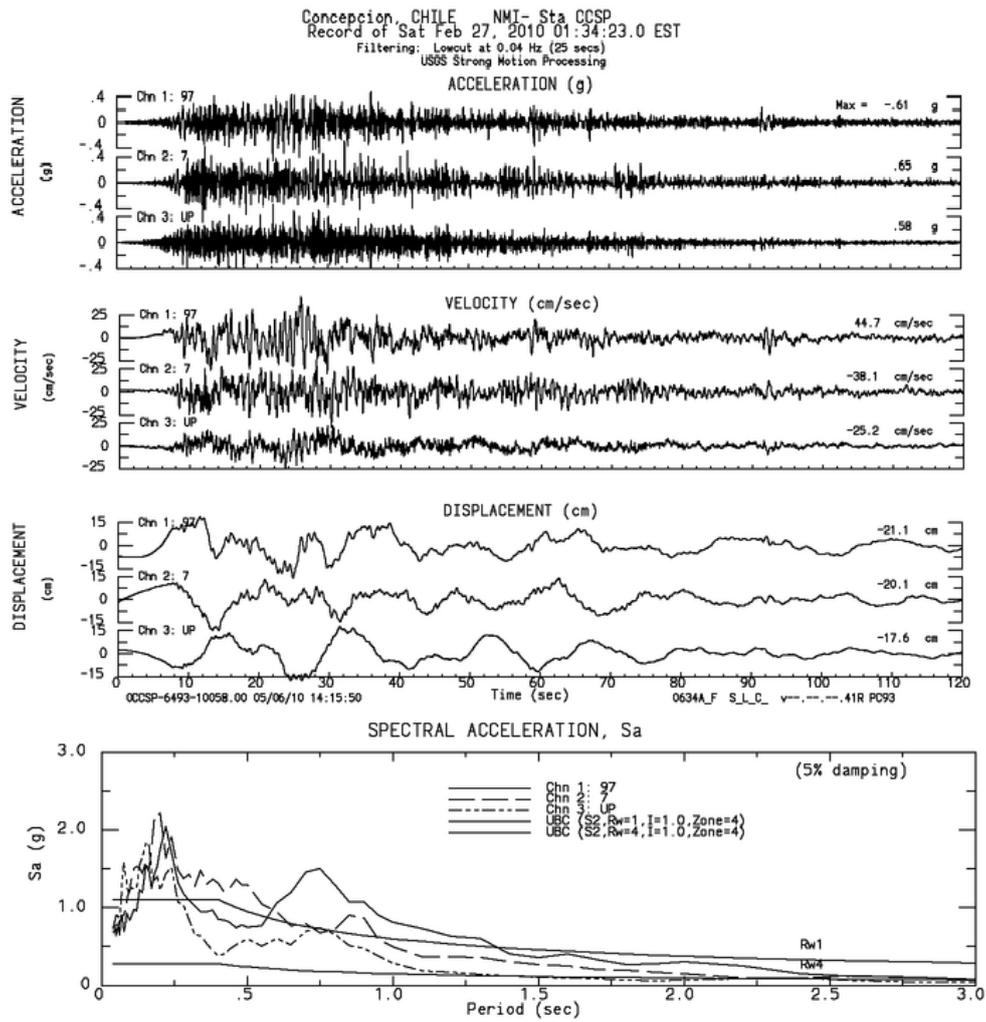


Figura 4.7 Registro no tempo do sismo do Chile em 2010. (Center for engineering strong motion data. Acessada em 7/01/2012).

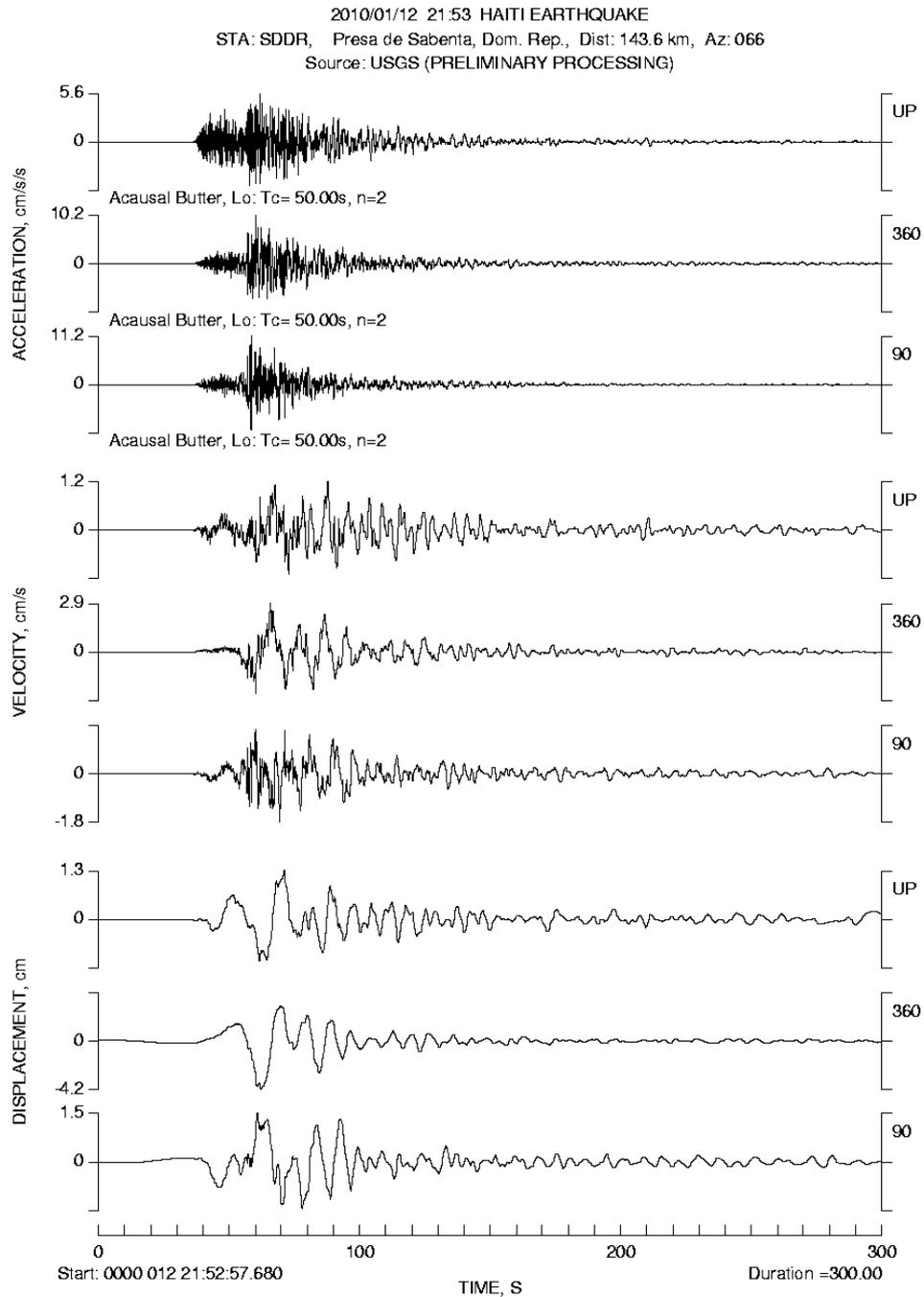


Figura 4.8 Registro no tempo do terremoto do Haiti em 2010. (Center for engineering strong motion data. Acessada em 7/01/2012).

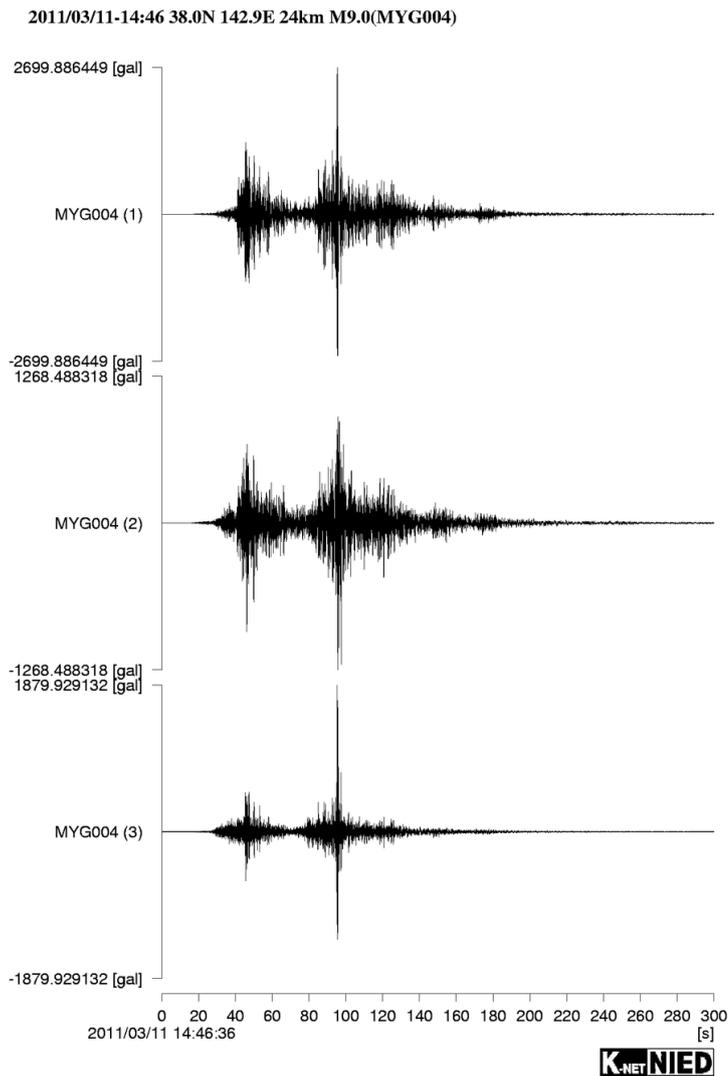


Figura 4.9 Registro no tempo do terremoto do Japão (Center for engineering strong motiom data. Acessada em 7/01/2012).

O movimento do terremoto num certo local é descrito por três componentes (comumente em termos de aceleração) duas horizontais e uma vertical. No entanto, os fatores que mais o caracterizam são: a amplitude, o conteúdo em frequências e a duração do sismo. A amplitude é caracterizada pelo valor pico de aceleração. A densidade espectral de potência é obtida pela aplicação do algoritmo de transformada rápida de Fourier (Fast Fourier Transform – FFT). A Figura 4.7 mostra as três componentes da aceleração e a densidade espectral do sismo ocorrido no Chile em 2010. As Figuras 4.8 e 4.9 mostram o registro de dois terremotos recentes de grande efeito destrutivo: o terremoto ocorrido no Haiti em 2010 e o terremoto ocorrido no Japão em 2011. Observando-se os diversos registros, verifica-se que há uma grande variabilidade nos sinais dos terremotos, sendo este um dos grandes problemas da análise sísmica.

O solo tem uma influência muito grande no comportamento do sismo. A Figura 4.10 e a Figura 4.11 mostram dois registros de aceleração horizontal medidos durante o sismo no México. A estação SCT encontra-se numa região com sedimentos arenosos e registraram amplitudes picos de acelerações de $1,68 \text{ m/s}^2$, Figura 4.10. Outra estação na cidade universitária, CU, localizada a apenas 8 quilômetros de distância da estação SCT, sobre solo rochoso, registrou valores máximos de aceleração de $0,35 \text{ m/s}^2$, uma amplitude 7,8 vezes menor (Figura 4.11), para uma mesma distância do epicentro de 400 quilômetros. As condições do solo, neste caso, provocam uma amplificação dos deslocamentos e mudanças na faixa de frequência predominantes.

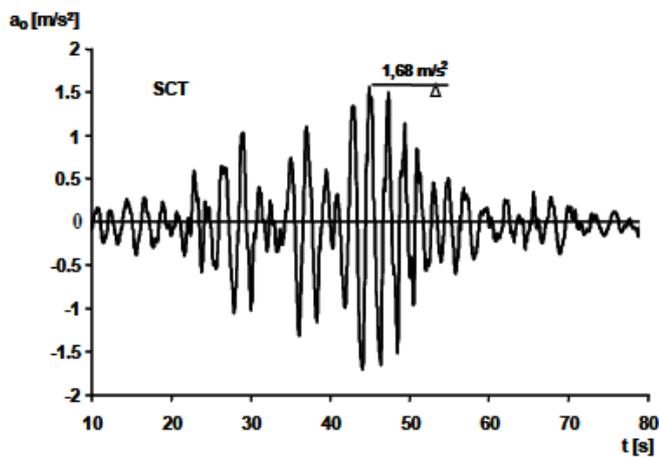


Figura 4.10 Registro da componente horizontal do sismo do México em 1985 na estação SCT. (Blandón, 2003)

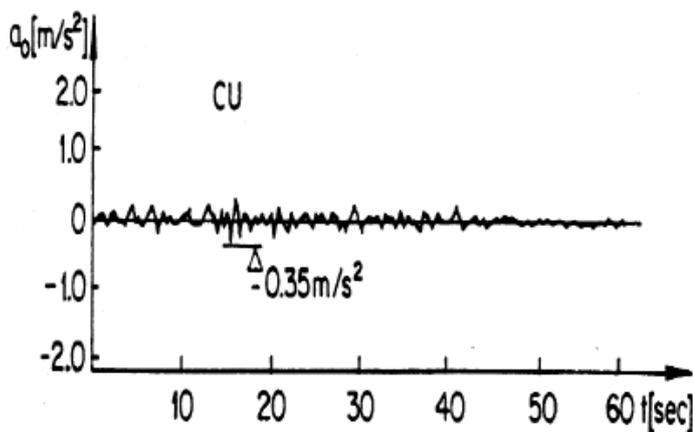


Figura 4.11 Registro da componente da aceleração horizontal do sismo do México em 1985, na estação da cidade universitária CU. (Blandón, 2003)

4.3. GERAÇÃO DE SISMOS ARTIFICIAIS.

Para a análise sísmica de algumas estruturas não se dispõe de acelerograma específicos para um dado local. Nestes casos é necessário gerar um sismo artificial com base nas condições geotécnicas do local.

Um dos métodos mais difundidos para gerar sismos artificiais, a partir de uma FDEP, é conhecido como o Método da Superposição de Oscilações que é utilizado neste trabalho e apresentado no item a seguir.

4.3.1. MÉTODO DA SUPERPOSIÇÃO DE OSCILAÇÕES.

Seja a função:

$$x_i(t) = A_i \sin(\omega_i t + \alpha_i) \quad i = 1, 2, 3, \dots, \infty \quad (4.5)$$

Onde:

$x_i(t)$ = i -ésima função senoidal para superposição.

A_i = amplitude do i -ésimo harmônico.

ω_i = Frequência circular i , correspondente ao i -ésimo harmônico.

α_i = i -ésimo ângulo de fase.

Essas funções sinusoidais são superpostas, eq.(4.6), para a obtenção do processo aleatório que serve de base para caracterização do acelerograma de um sismo.

$$X(t) = \sum_{i=1}^n x_i(t) \quad (4.6)$$

$$\alpha_{n+1} = (a \cdot \alpha_n + c) \bmod m \quad (4.7)$$

α_0 : Semente

$$R_n = \frac{\alpha_n}{m} \quad (4.8)$$

onde, **a** se chama multiplicador; **c** é o incremento, e **m**, o módulo

$$0 \leq \alpha_n \leq m, e 0 \leq R_n < 1$$

Os harmônicos com frequência circular $\omega_1, \omega_2, \omega_3$, têm as correspondentes amplitudes $A_1 = 2|C_1|, A_2 = 2|C_2|, A_3 = 2|C_3|$, sendo que 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, chega-se à seguinte relação:

$$S(\omega_i) = \frac{A_i^2}{2\Delta\omega} \quad (4.9)$$

Esta relação atende à função densidade unilateral, ou seja, a FDEP que tem toda a sua potência concentrada somente no semi-eixo positivo de ω .

A diferença entre as frequências consecutivas ω_i e ω_{i-1} , é um valor fixo, correspondente a:

$$\Delta\omega = \frac{2\pi}{s} \quad (4.10)$$

Já o ângulo de fase, α_i , é randômico, com função densidade de probabilidade uniforme entre 0 e 2π . Este ângulo é que garante o caráter aleatório ao processo.

Um exemplo de acelerograma gerado utilizando o exposto acima é mostrado na Figura 4.12.

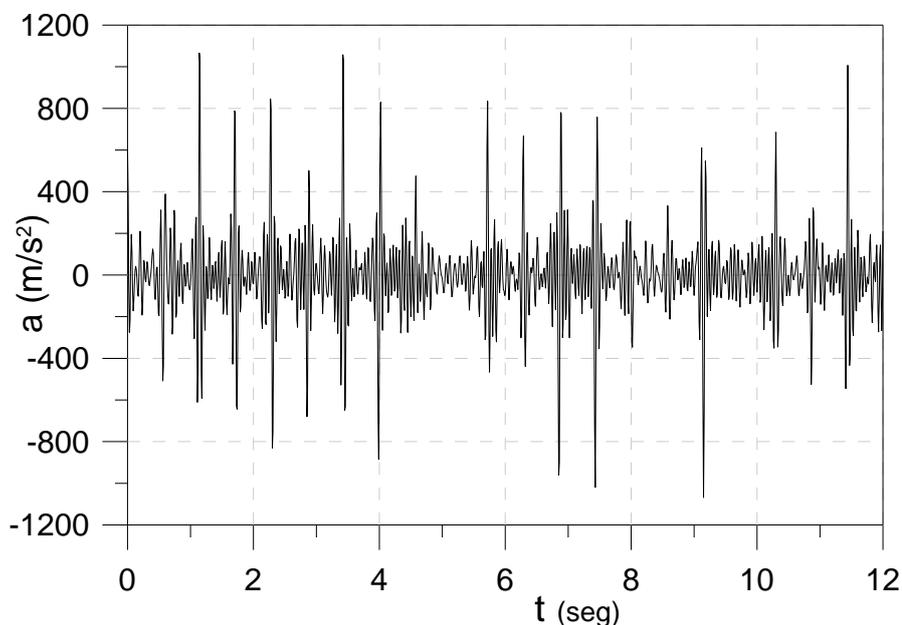


Figura 4.12 Acelerograma gerado a partir da FFT.

O acelerograma que representa um sismo deve começar com a aceleração, velocidade e deslocamento iguais a zero, e gradativamente aumentar seus valores até que atinja a fase mais intensa do sismo e, depois, ter esses valores da fase

intensa reduzidos até alcançar o valor de aceleração que se deseja. O final do sismo tem que ter a condição de velocidade e aceleração nulas. Assim sendo, é preciso que seja aplicada uma correção nos valores obtidos com base no procedimento descrito no item anterior. Para isto, é utilizada uma função, chamada função intensidade, $I(t)$, que visa fornecer ao acelerograma gerado o caráter não estacionário para simular um sismo mais próximo de um real.

Existem várias formas de se definir uma função intensidade.

A função $I(t)$, utilizada no presente trabalho, tem a seguinte definição:

1. Fase Inicial ($0 < t < T_{inicial}$):

$$I(t) = \left(\frac{t}{T_{inicial}} \right)^2; T_{inicial} = 10\% T_{total} \quad (4.11)$$

2. Fase Intensa ($T_{inicial} < t < (T_{total} - T_{final})$):

$$I(t) = 1 \quad (4.12)$$

3. Fase Final ($(T_{total} - T_{final}) < t < T_{total}$):

$$I(t) = e^{a \cdot (t - (T_{total} - T_{final}))}; T_{final} = 25\% T_{total} \quad (4.13)$$

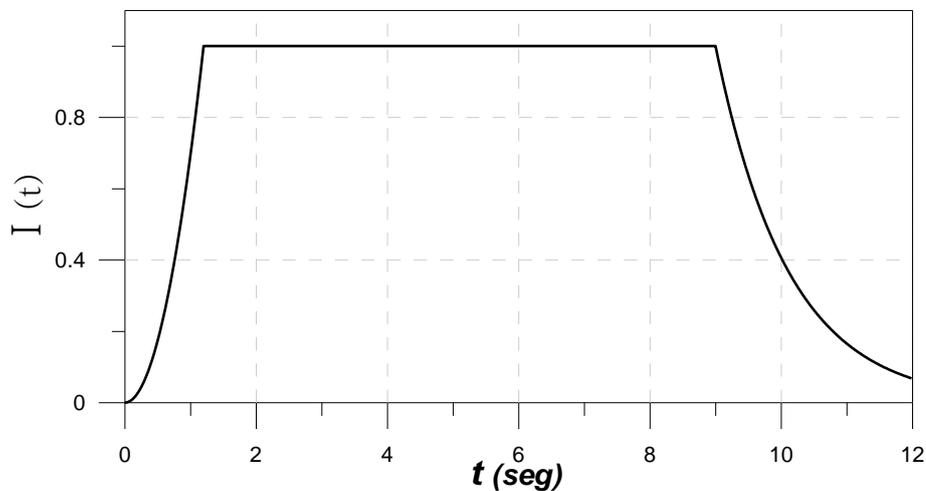


Figura 4.13 Função intensidade

O fator a é determinado de modo a garantir uma redução de 95% do valor da aceleração máxima.

A função intensidade, $I(t)$, é aplicada ao processo aleatório $\sum_{i=1}^n x(t)$, da seguinte forma:

$$X(t) = I(t) \sum_{i=1}^n A_i \sin(\omega_i t + \alpha_i) \quad (4.14)$$

4.3.2. CORREÇÃO DA LINHA BASE.

Para que as condições de contorno sejam atendidas, utiliza-se uma correção dos valores do acelerograma de modo que ele passe a atender tais critérios. A correção utilizada é feita ponto a ponto da série discreta de valores do acelerograma, já com função intensidade aplicada; tem a seguinte forma:

$$\ddot{Y}_c(t) = \ddot{Y}_n(t) + a + 2bt + 3ct^2 \quad (4.15)$$

Os subscritos c e n ; indicam o acelerograma corrigido e não corrigido, respectivamente, no tempo t .

O problema, então, consiste na obtenção dos valores adequados das constantes a , b e c .