



2
2ej
Universidad Nacional Autónoma de México

FACULTAD DE INGENIERIA

MODELO SEMIEMPIRICO PARA ESTIMAR
ESPECTROS DE RESPUESTA SISMICOS EN
EL VALLE DE MEXICO

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

T E S I S
QUE PARA OBTENER EL TITULO DE
INGENIERA GEOFISICA
P R E S E N T A
ALEJANDRA ARCINIEGA CEBALLOS



MEXICO, D. F.

1990



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas Tesis Digitales Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS © PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis está protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

RESUMEN

Se presenta un método semiempírico para el cálculo de espectros de amplitudes de Fourier en terreno firme con base en la inferencia estadística, el criterio de máxima verosimilitud y los datos correspondientes a sismos de subducción registrados en Ciudad Universitaria (CU) desde 1965. Se comparan los espectros de amplitudes estimados con los observados y con los obtenidos por el método de regresión, precursor de este trabajo, realizado por Castro *et al.*, (1988). Utilizando los espectros de amplitudes calculados en CU, cocientes espectrales obtenidos a partir de temblores pasados y un valor de duración (la fase intensa de la señal), se presenta una técnica basada en la teoría de vibraciones aleatorias para estimar espectros de respuesta. Como aplicaciones del método, se presentan a detalle la postdicción y predicción de espectros de respuesta en sitios ubicados en el valle de México. Trabajos anteriores relacionados con la estimación de espectros de respuesta y el cálculo de cocientes espectrales son los realizados por Singh *et al.*, (1988); Ordaz *et al.*, (1988, 1989); Reinoso, (1988) y Reinoso *et al.*, (1990). Con el método presentado, se obtienen resultados que son una buena aproximación dentro de márgenes de incertidumbre aceptables tanto en la estimación de espectros de amplitudes de Fourier como en el cálculo de espectros de respuesta.

ABSTRACT

A semiempirical method is presented to compute Fourier amplitude spectra at hill zone site in Ciudad Universitaria (CU). The method is based on statistical inference and maximum likelihood criterion. It is valid for subduction earthquake data recorded at CU since 1965. The estimated and observed amplitude spectra as well as a regression method previously developed by Castro *et al.*, (1988) are compared. Using random vibration theory a technique is presented to compute response spectra. This technique uses the amplitude spectra estimated at CU, spectral ratios obtained from recorded earthquakes and the Arias duration. Applications of the method, postdiction and prediction response spectra at sites in the valley of Mexico are shown in detail. Previous works related have been done by Castro *et al.*, (1988); Singh *et al.*, (1988); Ordaz *et al.*, (1988, 1989); Reinoso, (1988) and Reinoso *et al.*, (1990).

INTRODUCCIÓN

Es de vital importancia en ingeniería sísmica contar con medios para estimar la respuesta del terreno ante la incidencia de ondas de origen sísmico para entender y prever los efectos que esta respuesta pueda ejercer sobre las obras civiles.

El objetivo más importante de este estudio es proporcionar una herramienta para predecir en forma aproximada los espectros de amplitudes de aceleración de Fourier de movimientos horizontales en terreno firme, a partir de los cuales se calculen espectros de respuesta en cualquier sitio del valle de México en que exista acelerómetro.

Como es sabido, el proceso de generación de un sismo depende de la resistencia de volúmenes inmensos de materiales que conforman un sistema de estructuras geológicas sometidas a esfuerzos tectónicos. Cuando esos materiales ceden se provocan rupturas (fallas y fracturas) asociadas con una enorme liberación de energía que viaja por la corteza terrestre produciéndose un sismo. Este es detectado y registrado con acelerógrafos que desafortunadamente no siempre graban con calidad la cantidad de información requerida para el análisis espectral. Por ahora, el momento de la ruptura es aún impredecible. Se requieren alternativas que permitan adelantarse a los hechos para prever y evitar en la medida de nuestras posibilidades desastres como el ocurrido en el valle de México en 1985.

Desde 1988 el valle de México se encuentra instrumentado y con los datos que a la fecha se tienen disponibles es posible el desarrollo de modelos semiempíricos como el que aquí se presenta. Este trabajo se desarrolla en dos partes. En la primera etapa, con ayuda de la inferencia estadística y el criterio de máxima verosimilitud, se ajusta un modelo a los datos y con ello se estiman espectros de

amplitudes de aceleración de Ciudad Universitaria (CU) para sismos postulados provenientes de la costa, únicamente definidos por su magnitud y la distancia más cercana de la zona de ruptura a la estación acelerográfica de CU.

En la segunda etapa con apoyo en la teoría de vibraciones aleatorias se presenta una alternativa para la postdicción y predicción de espectros de respuesta en cualquier sitio del valle de México, siempre que se cuente con su función de transferencia empírica, obtenida mediante cocientes espectrales. El procedimiento que se describe para el cálculo de espectros de respuesta utiliza, además de la función de transferencia del sitio, el espectro de amplitudes estimado en CU y la duración de la fase intensa del movimiento que se hubiera registrado en el lugar de interés. Esta última se obtiene de otros sismos registrados en el sitio o de las curvas de isoduración de la etapa intensa calculadas con la información disponible en el valle de México.

Se evalúa la confiabilidad del método para calcular espectros de amplitudes en terreno firme. Se hacen las comparaciones necesarias entre los resultados obtenidos con el procedimiento propuesto y los espectros de amplitudes calculados a partir de los datos. Asimismo, se discuten las diferencias con los espectros de amplitudes estimados con el método semiempírico desarrollado por Castro *et al.*, (1988). Finalmente, se estiman los espectros de respuesta a partir de los espectros de amplitudes obtenidos con la técnica presentada y se comparan con los observados.

Este método difiere de trabajos previos (Castro *et al.*, 1988) en el número de temblores a la fecha disponibles y el método estadístico utilizado.

CAPÍTULO I

MÉTODO PROPUESTO PARA ESTIMAR ESPECTROS DE AMPLITUDES EN TERRENO FIRME

Dada la importancia que tiene estimar el movimiento del terreno en el valle de México, proponemos un método semiempírico inspirado en el trabajo de Castro *et al*, (1988) para predecir los espectros de amplitudes de Fourier en Ciudad Universitaria (CU) causados por sismos futuros de subducción originados en la costa del Pacífico, suponiendo conocidas la magnitud del sismo y la distancia más cercana del área de ruptura a las estaciones acelerométricas en CU.

La naturaleza semiempírica del modelo consiste en que, con base en información observada en un sitio específico y el modelo propuesto por Boore (1983), se puede establecer una relación lineal en función de la frecuencia entre los parámetros de un sismo y coeficientes obtenidos del ajuste estadístico de datos relevantes, como son: la magnitud, la distancia a la fuente y valores muestreados de los espectros de amplitudes de aceleración de los sismos registrados, de tal manera que los coeficientes involucran características y efectos sísmicos propios del sitio de registro. Por consiguiente, se pueden estimar espectros de amplitudes de aceleración para temblores definidos por su magnitud y la distancia más cercana de la falla a la estación de interés mediante el modelo que se desarrolla en este capítulo.

Se utilizó el siguiente modelo (Boore, 1983):

$$A(\omega) = C M_0 S(\omega, \omega_c) P(\omega, \omega_m) R^{-\alpha} e^{-\omega R / 2\beta Q} \quad 1.1$$

donde $A(\omega)$ es el espectro de Fourier de aceleración, ω denota la frecuencia angular, C es una constante que involucra el patrón de

radiación, la amplificación debida a una superficie libre, la partición de la energía en dos componentes horizontales, la velocidad y la densidad del medio en que se propagan las ondas sísmicas, M_0 es el momento sísmico, $P(\omega, \omega_c)$ es el filtro de Butterworth, ω_c es la frecuencia de corte por encima de la cual el espectro presenta un decaimiento agudo, lo cual se atribuye a atenuación cerca del sitio de registro (Singh, 1982; Hanks, 1982) y/o a procesos debidos a la fuente (Papageorgiou y Aki, 1983). R es la distancia más cercana de la estación de referencia a la zona de ruptura, y $S(\omega, \omega_c)$ es el espectro de la fuente, definido por el modelo ω^2 (Brune, 1970), el cual considera la naturaleza geométrica de la dispersión de la energía sísmica en forma radial en la corteza terrestre:

$$S(\omega, \omega_c) = \frac{\omega^2}{1 + (\omega/\omega_c)^2} \quad 1.2$$

en donde $\omega_c = 2\pi f_c$ es la frecuencia de esquina.

El término exponencial representa la atenuación del espectro debido a la trayectoria, en el cual β denota la velocidad de las ondas de cortante en km/s y Q es el factor que representa la atenuación de las ondas al propagarse a través de la tierra. Usualmente Q es llamado factor de calidad, es dependiente de la velocidad de propagación del medio, el cual está en función del tipo y grado de deterioro de la litología. Para fines de cálculo en México, se le asignan a Q valores del orden de 100f y f denota frecuencia en Hertz (Singh et al, 1989).

Para fines de este estudio el espectro de amplitudes estimado deberá ser función de la frecuencia, la magnitud y la distancia, por lo que la expresión 1.1 se puede simplificar tomando en cuenta que ciertos términos son sólo función de la frecuencia e independientes de la distancia R y de la magnitud M .

De la ec 1.1 el producto $C P(\omega, \omega_m)$ es independiente de M y R ; haremos por lo tanto:

$$C P(\omega, \omega_m) = 10^{\alpha_1(\omega)} \quad 1.3$$

El término exponencial $e^{-\omega R/2\beta Q}$ se omite porque involucra aspectos de no linealidad que este análisis no contempla. Por otra parte, estudios previos (Castro *et al*, 1988; Joyner y Boore, 1981) han mostrado que usualmente el término es de baja significancia estadística.

El término que representa la fuente, de acuerdo con la ec 1.2, está en función de la frecuencia de esquina que es dependiente de M_0 y de parámetros específicos de la fuente. Se define según Brune (1970, 1971) como:

$$f_c = 4.9 \times 10^6 \beta (\Delta\sigma / M_0)^{1/3} \quad 1.4$$

en donde f_c está en Hertz, β en km/s, $\Delta\sigma$ en bares y M_0 en dinas·cm. $\Delta\sigma$ es un parámetro que se supone constante. Puede verse como el factor que controla la intensidad de radiación de altas frecuencias o como el factor derivado de la relación entre el decaimiento de esfuerzos, tamaño y deslizamiento de la falla que produce el sismo (Boore, 1983). Para sismos ocurridos en México, considérese a $\beta=3.75$ km/s y a $\Delta\sigma$ de 50 a 100 bares (Singh *et al*, 1989). En la ec 1.4 se pueden reducir a una constante los términos del numerador que son parámetros de la fuente invariables en cada evento, quedando f_c dependiente sólo de M_0 :

$$f_c \propto M_0^{-1/3} \quad 1.5$$

Sustituyendo la ec 1.5 y simplificando, la ec 1.2 queda:

$$S(\omega, \omega_c) = \frac{1}{\omega^{-2} + \frac{1}{a} M_0^{2/3}} \quad 1.6$$

donde $a = (2\pi \times 4.9 \times 10^8 \beta)^2 \Delta \sigma^{2/3}$ es constante. Evaluando los límites para cuando $\omega \rightarrow 0$, $S(\omega, \omega_c)$ tiende a cero y, para $\omega \rightarrow \infty$, $S(\omega, \omega_c)$ se reduce al valor $M_0^{-2/3}$ por el factor constante a .

De acuerdo con las consideraciones anteriores la ec 1.1 se reduce a:

$$A(\omega; M_0, R) = 10^{\alpha_1(\omega)} M_0 S(\omega, \omega_c) R^{-\alpha_3} \quad 1.7$$

Tomando el logaritmo decimal a ambos lados de la ec 1.7 tenemos:

$$\text{Log } A(\omega; M_0, R) = \alpha_1(\omega) + \text{Log} [M_0 \cdot S(\omega, \omega_c)] - \alpha_3(\omega) \cdot \text{Log } R \quad 1.8$$

De acuerdo con la escala logarítmica de la magnitud definida por Hanks y Kanamori, (1978):

$$(2/3) \text{Log } M_0 = 10.7 + M_w \quad 1.9$$

donde M_w es la magnitud de momento; M_w es aproximadamente igual a la magnitud de las ondas superficiales M_s en el rango de interés. Evaluando y haciendo las sustituciones correspondientes en el término $\text{Log} [M_0 \cdot S(\omega, \omega_c)]$ para valores de $4 < M_0 < 9$ en el rango de interés de $\omega = 2\pi f$ y $0 < f \leq 5$ Hz, $\text{Log} [M_0 \cdot S(\omega, \omega_c)]$ presenta un comportamiento aproximadamente lineal con M_w ; por lo tanto:

$$\text{Log} [M_0 \cdot S(\omega, \omega_c)] = \alpha_2(\omega) M_w + k \quad 1.10$$

Finalmente, sustituyendo la ec 1.10 en la ec 1.8 y adicionando la constante k al coeficiente independiente $\alpha_1(\omega)$ se llega al modelo para estimar espectros de amplitudes de movimientos horizontales:

$$\text{Log } A(\omega) = \alpha_1(\omega) + \alpha_2(\omega) M_w + \alpha_3(\omega) \log R; M_w = M_s \quad 1.11$$

en donde $\alpha_1(\omega)$, $\alpha_2(\omega)$, $\alpha_3(\omega)$ son los coeficientes a estimar, que dependen de la frecuencia.

Para el cálculo de los parámetros es posible apoyarse en la inferencia estadística y en los datos de aceleración registrados desde 1965 en CU, buscando un conjunto de parámetros que minimicen el error entre lo calculado y lo observado.

Con base en la ec 1.11, los datos de amplitud en cada frecuencia, magnitud y distancia de cada evento se definieron los vectores y matrices siguientes:

$$x_i^T = (1, M_i, \text{Log } R_i) \quad 1.12$$

en donde,

$i = 1, 2, \dots, m$, siendo m el número de eventos, M_i es la magnitud de cada evento, y R_i es la distancia más cercana de la estación de referencia a la zona de ruptura;

$$y_i = \text{Log } A_i^{ow}(\omega) \quad 1.13$$

$$z_i = \text{Log } A_i^{ns}(\omega) \quad 1.14$$

en donde $A_i(\omega)$ denota la amplitud espectral provocada por el evento i en la frecuencia ω y en la dirección señalada.

$$X = \sum_{i=1}^m x_i x_i^T \quad \text{y} \quad Y = \sum_{i=1}^m x_i y_i^T \quad 1.15$$

en donde $y_i^T(\omega) = (y_i, z_i)$ es el vector constituido por las amplitudes observadas y muestreadas de cada componente, en función de la frecuencia.

Para cada evento i se tiene un valor de M y R y dos registros de aceleración, uno para cada componente horizontal, es decir, se trata de un caso de observaciones apareadas con correlación desconocida; por lo tanto para cada observación tenemos un vector de errores e_i , estimado con la diferencia entre lo calculado y lo observado:

$$c_1(\omega) = [c_{\omega\omega}(\omega), c_{\omega\theta}(\omega)] = v_1(\omega) - \bar{\alpha}^T X J \quad 1.16$$

en donde $J^T = (1, 1)$ y $\bar{\alpha} = [\alpha_1(\omega), \alpha_2(\omega), \alpha_3(\omega)]$; éste es el vector de los parámetros a calcular.

Consideremos la siguiente hipótesis: El error definido en la expresión 1.16 tiene distribución normal con media cero y matriz de varianzas y covarianzas C , es decir,

$$[c_{\omega\omega}(\omega), c_{\omega\theta}(\omega)] \stackrel{d}{=} N \left(\begin{matrix} 0 \\ 0 \end{matrix}, C \right) \quad 1.17$$

donde

$$C(\omega) = \begin{bmatrix} \sigma_1^2 & \rho \sigma_1 \sigma_2 \\ \rho \sigma_1 \sigma_2 & \sigma_2^2 \end{bmatrix} \quad 1.18$$

siendo $\sigma_1 = \sigma_1(\omega)$, $\sigma_2 = \sigma_2(\omega)$ las desviaciones estándar y $\rho = \rho(\omega)$ el coeficiente de correlación, desconocidos. Para encontrar estos valores y los coeficientes de la ec 1.11, se aplicó el método de la máxima verosimilitud introducido por Ronald A. Fisher. Este método encuentra los valores puntuales de cualquier número de parámetros desconocidos de una distribución mediante un procedimiento sistemático. Para explicarlo, considérese una variable discreta o continua X cuya función de probabilidad o densidad $f(x)$ depende de uno o varios parámetros φ_1 y tómesese una muestra correspondiente de n valores independientes x_1, x_2, \dots, x_n . Entonces, en el caso discreto, la probabilidad de que una muestra de tamaño n , consista en esos n valores es:

$$l = f(x_1) f(x_2) \dots f(x_n) \quad 1.19$$

Como $f(x_i)$ depende de φ_1 , la función l depende de x_1, x_2, \dots, x_n y de φ_1 ; por lo tanto l representa a la función de verosimilitud. En

resumen, se llama función de verosimilitud a una función proporcional a la densidad conjunta de una muestra evaluada en los valores observados y considerada como función de los parámetros desconocidos; en cierto sentido, equivale a la probabilidad de observar lo que realmente se observó.

Entonces, sea la densidad conjunta del error c_1 igual a:

$$\lambda_{c_1 | \bar{\alpha}, C} = \frac{1}{(2\pi)^m (\det C)^{m/2}} \exp \left(-\frac{1}{2} c_1^T C^{-1} c_1 \right) \quad 1.20$$

donde $\bar{\alpha} = [\alpha_1(\omega), \alpha_2(\omega), \alpha_3(\omega)]$ y C son los parámetros desconocidos. Se deben hallar los estimadores máximo-verosímiles $\bar{\alpha}$ y C tales que hagan máxima la función de verosimilitud $\lambda_{E | \bar{\alpha}, C}$; por lo tanto, considerando independientes las observaciones de los vectores c_1 , $i=1, 2, \dots, m$, de 1.20 se llega a:

$$\lambda_{E | \bar{\alpha}, C} = \prod_{i=1}^m \lambda_{c_i | \bar{\alpha}, C} = \frac{1}{(2\pi)^m (\det C)^{m/2}} \exp \left(-\frac{1}{2} \sum_{i=1}^m (c_i^T C^{-1} c_i) \right) \quad 1.21$$

donde E denota el evento consistente en la observación de c_1 , $i=1, 2, \dots, m$. Sustituyendo 1.16 en 1.21:

$$\lambda_{E | \bar{\alpha}, C} = \frac{1}{(2\pi)^m (\det C)^{m/2}} \exp \left(-\frac{1}{2} \sum_{i=1}^m (v_i - \bar{\alpha}^T x_i J)^T C^{-1} (v_i - \bar{\alpha}^T x_i J) \right) \quad 1.22$$

Haciendo,

$$K = \frac{1}{(2\pi)^m (\det C)^{m/2}} \quad 1.23$$

y desarrollando y completando términos se llega a

$$\lambda_E | \bar{\alpha}, C = K \exp(-1/2) \left[(\bar{\alpha} - u)^T Q (\bar{\alpha} - u) \right] \exp(-1/2) \left[\sum_{i=1}^n v_i^T C^{-1} v_i - u^T Q u \right]$$

1.24

en donde

$$Q = J^T C^{-1} J \quad X$$

1.25

$$u = Q^{-1} Y C^{-1} J$$

1.26

Puede observarse que, dado C , el estimador de máxima verosimilitud para $\bar{\alpha}$ es u:

$$\bar{\alpha} = X^{-1} Y (J^T C^{-1} J)^{-1} C^{-1} J$$

1.27

C es desconocida, por lo que se calculan los valores del vector $\bar{\alpha}$, de las desviaciones estándar y el factor de correlación mediante múltiples iteraciones obteniendo resultados en función de la frecuencia y tomando como estimadores de los parámetros $\bar{\alpha}$, σ_1 , σ_2 y ρ los valores que maximizan la función de verosimilitud.

Datos

Los datos utilizados en el modelo de regresión están contenidos en la tabla 1. Únicamente se incluyen los componentes horizontales de aquellos eventos que han producido información útil para este estudio, en los acelerógrafos operados por el Instituto de Ingeniería instalados en Ciudad Universitaria (CU).

En CU existen un mayor número de registros en comparación con otras estaciones situadas en terreno firme en el valle de México. Esto se debe a que hay distintos acelerógrafos ubicados a distancias pequeñas unos de otros y a que es una estación con muchos años en operación; por ello las estaciones de CU se consideran como un punto

respecto a las distancias en que se encuentran las fuentes. Para fines de este estudio el número de eventos registrados en CU representa una razón de peso, puesto que si el número de datos involucrados crece, la posibilidad de reducir las incertidumbres aumenta.

Para el presente trabajo sólo se pudo disponer de 20 registros digitales de aceleración de 23 eventos registrados en CU.

En principio todos los datos han sido procesados previamente por el Instituto de Ingeniería; el proceso incluye corrección por línea base y corrección instrumental. Sin embargo, para uniformizar los datos fue necesario muestrear los registros a un $\Delta t = 0.02$ s. Posteriormente se transformaron las series de tiempo al dominio de la frecuencia mediante el algoritmo de la transformada rápida de Fourier que se expresa en la forma siguiente, (ver Clearbout, 1985):

$$A(\omega_k) = \sum_{n=0}^{N-1} a(t_n) \exp^{-i(2\pi nk/N)} \quad k=0,1,\dots,N-1 \quad 1.28$$

en donde $\omega_k = 2\pi k / N\Delta t$, N es el número de puntos de la señal, Δt es el incremento en el tiempo y $a(t_n)$ es la serie de tiempo de tiempo.

Los espectros de amplitudes de Fourier, tal como resultan de la transformada rápida de Fourier, presentan fluctuaciones que hacen difícil su interpretación. Por ejemplo, no es posible determinar con precisión la amplitud y localización de los máximos espectrales. Es necesario entonces suavizar los espectros para eliminar tales fluctuaciones. Para obtener el espectro suavizado, se aplicó un operador que usa para la frecuencia f_1 , una ventana cuyos límites inicial y final son f_1 y f_n respectivamente. El operador se expresa por:

$$ES(f) = \left[\sum_{f_1}^{f_n} \frac{A^2(f)}{N} \right]^{\frac{1}{2}} \quad 1.29$$

en donde

$$f_n = 2 + \frac{1}{2FS}(f_1) \quad \text{y} \quad f_1 = 2 - \frac{1}{2FS}(f_1)$$

definen la ventana a suavizar, $ES(f)$ es el espectro suavizado, FS es el factor de suavizado, f_1 es frecuencia en hz y N es el número de puntos. Se empleó $FS = 3$, porque empíricamente ha resultado ser el más adecuado para sitios en terreno firme (CIS, 1989).

Para muestrear los espectro de amplitudes calculados y suavizados se consideró una frecuencia de inicio diferente para cada espectro (ver tabla 1) a fin de eliminar la información distorsionada contenida en las bajas frecuencias. Tal distorsión es debida principalmente a la calidad y corta duración de los registros. Se muestrearon los espectros de amplitudes desde la frecuencia inicial hasta 5 hz, considerando un intervalo de muestreo $\Delta f = 1/n\Delta t$, siendo $\Delta t = 0.1$ s, $n = 1, 2, \dots, N$, y N el número de muestras. Tal límite (5 hz) es adecuado para el conjunto de datos porque los registros son ruido combinado con la señal incidente. Por ello, para frecuencias mayores sus espectros de amplitudes presentan mayor distorsión a medida que el muestreo se acerca a la frecuencia de Nyquist. En total se obtuvo información para 39 frecuencias, con 20 datos en el intervalo de 0.3 hz a 5 hz y 12 en el intervalo de 0.25 hz a 0.3 hz.

Evaluación de parámetros

La tabla 2 contiene los valores de los estimadores $\bar{a}(\omega)$, $\sigma\{\omega\}$, $\sigma_2(\omega)$ y $\rho(\omega)$. Las figuras 1 a 6 muestran su variación con respecto a la frecuencia.

En una primera observación puede apreciarse que, en el intervalo 0.25 a 1 hz, α_1 , α_2 y α_3 fluctúan en todo su rango de valores. Pero en general α_2 y α_3 presentan una tendencia decreciente.

El coeficiente α_3 que controla el decaimiento con la distancia es negativo y decreciente; sus valores varían de -2 a -4. Su tendencia decreciente indica que las frecuencias altas se atenúan más rápido que las bajas frecuencias a medida que la distancia se incrementa, tal como predicen los modelos teóricos (Boore, 1983). De 3 hz en adelante empieza a crecer. Esto podría ser causado por el ajuste numérico del procedimiento o atribuirse a efectos causados por las características propias del terreno en CU.

Comparando α_1 , el parámetro independiente, con α_3 , se distingue que tienen una relación casi inversa, por lo que se decidió fijar α_3 en un valor constante, igual a -0.5, valor considerado como factor de atenuación de las ondas superficiales conforme crece la distancia R.

Con esta consideración se redefinen el vector de la ec 1.12 y el vector $v_1^T(\omega)$ constituido por las amplitudes observadas y muestreadas de cada componente, como

$$x_1^T = (1, M_1) \quad 1.30$$

y

$$v_1^T(\omega) = (y_1 - \alpha_3 \log R_1, z_1 - \alpha_3 M_1 \log R_1) \quad 1.31$$

encontrándose los estimadores $\tilde{\alpha} = [\alpha_1(\omega), \alpha_2(\omega)]$, $\sigma_1(\omega)$, $\sigma_2(\omega)$ y $\rho(\omega)$ con el procedimiento descrito.

Los resultados se presentan en la tabla 3 y en las figuras 7 a 9. En general no parecen distinguirse cambios significativos comparando con los resultados mostrados en las figuras 1 a 6 obtenidos con α_3 variable.

Los estimadores $\sigma_1(\omega)$ y $\sigma_2(\omega)$ se muestran en las figuras 4 y 5 para α_3 variable y en las figuras 7 y 8 para $\alpha_3 = -0.5$. Las máximas diferencias se localizan en el rango de las altas frecuencias que varían hasta en 30%. Esto podría interpretarse como que fijar el valor de $\alpha_3 = -0.5$ afecta principalmente las altas frecuencias.

Respecto al coeficiente que controla la dependencia con la magnitud α_2 , es apreciable la semejanza entre las figuras 2 y 8. Ambos casos presentan una tendencia decreciente y conservan igual forma en todo el intervalo de frecuencias, a excepción de frecuencias alrededor de 1 Hz. Esto sugiere que el comportamiento de α_2 es independiente de los valores que toman los otros coeficientes α_1, α_3 . Con apoyo en la definición de la frecuencia de esquina (ec 1.4) y considerando el modelo ω^2 (ec 1.2) se confirma lo anterior. Existe una clara dependencia de $\omega_c = 2\pi f_c$ con M_0 . Cuanto mayor es M_0 , f_c tiende a valores cada vez más pequeños y viceversa. Por consiguiente, el contenido de frecuencias del espectro es más rico en bajas frecuencias con magnitudes grandes, dando f_c pequeñas.

El coeficiente de correlación ρ , tanto con α_3 variable como con $\alpha_3 = -0.5$ (figuras 6 y 12 respectivamente), toma valores cada vez más cercanos a uno conforme crece la frecuencia sugiriendo que las amplitudes en los dos componentes están fuertemente correlacionados para alta frecuencia, lo que se acentúa en el caso de $\alpha_3 = -0.5$.

CAPÍTULO II

CÁLCULO DE LOS ESPECTROS DE AMPLITUDES EN CIUDAD UNIVERSITARIA.

De acuerdo con el siguiente modelo de regresión

$$\bar{\log} A(\omega) = \alpha_1(\omega) + \alpha_2(\omega) M + \alpha_3(\omega) \log R$$

y los valores $\alpha_1(\omega)$ de la tabla 2 se obtuvieron los espectros esperados de amplitudes de Fourier de aceleración del movimiento horizontal de los eventos listados en la tabla 1, en el rango de frecuencias de 0.25 a 5 Hz. El espectro obtenido representa ambos componentes horizontales; se asignó igual peso a la información de cada componente en el intervalo considerado y no se escogió el máximo de entre ellos. Se graficaron los espectros calculados con los datos de magnitud y distancia de la tabla 1 y las series de parámetros $\bar{\alpha}$ (tablas 2 y 3) junto con los componentes observados correspondientes al evento (ver figuras 13-16).

La aproximación es buena y mejora conforme la magnitud es mayor. Aparentemente fijar $\alpha_3 = -0.5$ no causa diferencias importantes. Sin embargo, al calcular espectros de amplitudes esperados para diferentes magnitudes conservando la distancia constante, con los valores de los parámetros $\bar{\alpha}$ contenidos en las tablas 2 y 3, se observaron claras diferencias. Lo mismo ocurre cuando se fija la magnitud y se hace variar la distancia.

Las variaciones del espectro de amplitudes depende de los cambios en la magnitud; la frecuencia de corte aumenta o disminuye en forma inversa a M. Ello se observa en la figura 17, que muestra espectros de amplitudes para una distancia fija y diferentes magnitudes ($5.6 \leq M \leq 8.1$). Nótese que el contenido de energía del espectro en las bajas frecuencias se atenúa más lentamente en comparación con las altas frecuencias, en coincidencia con lo esperado teóricamente. La

figura 18 muestra espectros calculados para una magnitud de 8.1 y diferentes distancias ($280 \leq R \leq 470$); se aprecia el decaimiento rápido del espectro en las altas frecuencias. Esto contrasta con la figura 19 en que la magnitud es más pequeña (5.6); se suaviza notoriamente el decaimiento de las altas frecuencias acentuándose el de las bajas frecuencias. Lo anterior sugiere que la estimación de los espectros es notablemente sensible al valor de M .

Para $\alpha_3 = -0.5$, los espectros calculados para una sola magnitud y diferentes distancias (ver figura 20) no presentan variación significativa en contenido de frecuencias ni en amplitud al variar la distancia, lo que significa que mantener el coeficiente α_3 constante no es confiable para estimar espectros de amplitudes a diferentes distancias dada una magnitud. Sin embargo en el caso contrario -estimar espectros de amplitudes dada una distancia con diferentes magnitudes- la estimación mejora aproximándose a lo obtenido por el modelo α_3 variable. En general, el rango que abarcan en amplitud los espectros calculados con $\alpha_3 = -0.5$ es menor al que abarcan los espectros calculados con α_3 variable. Sólo coinciden en forma y amplitud los espectros correspondientes a $M = 6.4$, (comparar figuras 17 y 21).

Según los espectros calculados, las comparaciones anteriores y el comportamiento del modelo propuesto, estimar los espectros de amplitudes con el parámetro α_3 variable es más confiable que asignarle un valor constante.

El decaimiento del espectro en las bajas frecuencias es lento si M es grande y rápido si es del orden de 6.4 o menos. En las altas frecuencias se observó el comportamiento contrario si M es grande la atenuación del espectro es rápida y si es menor de 6.4 decae más lentamente. Lo cual contradice al modelo teórico. Este comportamiento puede atribuirse a la calidad de los registros si se considera: a) que el 60 % de los datos utilizados en este trabajo con fecha anterior a 1985 no son de muy buena calidad (Singh

comunicación personal) y b) que la relación señal ruido varia en forma inversa con el tamaño del temblor. Por esto los registros de temblores pequeños aunque contienen información menos compleja que los de temblores grandes son menos confiables.

Comparación con otro método

En la figura 22 se muestran espectros calculados con los coeficientes de la tabla 2 (figuras 22-a y 22-c) y con los coeficientes obtenidos por Castro et al, (1988), (figuras 22-b y 22-d). Para una distancia fija de 320 km y valores de M en el rango de $5.6 \leq M \leq 8.1$, (figuras 22-a y 22-b). En la figura 22-b los máximos espectrales se ubican en 1.7 s para todas las M, a diferencia de la figura 22-a, en que los máximos espectrales varían de 1.7 s a 2 s. El cambio de posición de los máximos espectrales también se observa en las figuras 22-c y 22-d. Muestran espectros para una magnitud fija de 8.1 y distancias entre 280 km y 440 km. En ambas figuras 22-d y 22-c un primer máximo espectral se mantiene fijo en 2 s para todos los espectros. Un segundo pico menos energético aparece en 1 s para valores de R entre 360 y 470 km, y en 0.8 s para R menores a 360 km. Según Castro et al, (1988) el segundo pico puede asociarse con los efectos de sitio propios de CU.

Por otro lado, se espera que los espectros estimados para diferentes temblores, definidos por un valor de M y registrados en una misma estación ubicada a una distancia fija, muestren un contenido de frecuencias distinto, el cual se puede asociar con el efecto de la frecuencia de esquina, característica particular de la magnitud de cada evento. Obsérvese cómo se presenta un corrimiento en las frecuencias en la figura 22-a y no en la figura 22-b, este último calculado con las fórmulas de Castro et al, (1988).

De las diferencias y comparaciones anteriores podemos argumentar que el método desarrollado es más sensible a los cambios de R y M;

además, muestra las diferencia en el contenido de frecuencias entre sismos grandes y pequeños lo que está asociado al efecto de la frecuencia de esquina.

Es importante señalar que las diferencias con el método Castro se explican principalmente por los siguientes aspectos: a) la base de datos utilizada en este trabajo incluye los eventos posteriores a 1988; b) se tomaron en cuenta más datos en baja frecuencia debido al criterio de muestreo y c) la técnica estadística permite distinguir entre componentes horizontales. En cambio, el método previo toma la amplitud máxima espectral que se presenta en la frecuencia de interés, sin importar el componente. Por estas razones, el margen de confiabilidad para estimar un espectro de amplitudes con este método es mayor.

CAPÍTULO III

FUNCIONES DE TRANSFERENCIA EMPÍRICAS Y DURACIÓN

Se define la función de transferencia de un sitio como la respuesta, en el dominio de la frecuencia, de ese sitio ante la excitación de señales de origen sísmico. Su importancia para nuestros fines radica en que representa la respuesta del terreno, la cual nos interesa conocer en el valle de México. Hay varias formas de calcularla; los métodos más usados han sido el unidimensional y el de cocientes espectrales.

Tradicionalmente se ha usado el método unidimensional Thompson-Haskell (Thompson, 1950; Haskell, 1962) para calcular la función de transferencia de un medio estratificado ante la incidencia oblicua de ondas de cuerpo. Rigurosamente no se obtiene una fiel representación del comportamiento del terreno (Sánchez-Sesma y Singh, 1986; CIS, 1989), principalmente porque la respuesta del terreno no es unidimensional; para aplicar este método se supone que el subsuelo está formado por estratos horizontales paralelos de extensión lateral infinita y se requiere conocer ciertas propiedades como son: espesor, densidad, velocidad de propagación de ondas y amortiguamiento de cada capa; además, se obtiene una sola función de transferencia que representa ambos componentes horizontales y no muestra sensibilidad a los cambios con el azimut.

Se ha definido como función de transferencia empírica -o cociente espectral- el cociente de los espectros de amplitudes de Fourier de la señal sísmica registrada tanto en un sitio cualquiera de interés como en una estación de referencia. Es un requisito que ambos registros correspondan al mismo sismo, componente y período.

De manera esquemática podemos representar la función de transferencia como lo muestra la figura 23. El denominador es el

espectro de amplitudes de aceleración del sitio en terreno firme, el cual, en nuestro caso, se caracteriza por estar constituido por capas de lavas basálticas de aproximadamente 30 a 40 metros de espesor. El numerador es el espectro del sitio de interés, ubicado en la zona de transición, compuesta por capas intercaladas de arenas, materiales de origen aluvial y arcillas; o, en la zona del lago, constituida por depósitos de arenas y arcillas con alto contenido de agua. Se recuerda que se escogió CU como estación de referencia porque es la estación acelerográfica en que se han registrado el mayor número de eventos, en comparación con otras estaciones ubicadas en terreno firme en el valle de México y porque los cocientes espectrales de cada componente de un sitio cualquiera ubicado en la zona del lago o de transición respecto a CU son aproximadamente constantes (Singh et al, 1988).

Para el cálculo de los cocientes espectrales, los espectros de amplitudes tanto en la estación de interés como en la estación de referencia (CU en este estudio) se suavizaron según se indicó en el capítulo I. El factor de suavizado utilizado para estaciones que están dentro de la zona del lago o de transición es de 6, correspondiente a un suavizado más bajo que el utilizado en las estaciones ubicadas en CU (factor igual a 3), debido a que los espectros obtenidos con la información registrada en zonas de transición y del lago presentan grandes picos característicos de la respuesta sísmica de esos sitios (CIS, 1989), que se pretenden conservar usando un suavizado moderado.

Se calcularon las funciones de transferencia empíricas para estaciones acelerográficas ubicadas en la zona del lago del valle de México; en la figura 24 se muestra su localización. Las estaciones CDAO y SCT son operadas por el Instituto de Ingeniería (I de I) y las estaciones 32, 56 y 84 por el Centro de Instrumentación y Registro Sísmico (CIRES) de la Fundación Javier Barros Sierra. Estas estaciones se seleccionaron con base en lo siguiente: a) las estaciones SCT, 56, y 84 han registrado sistemáticamente grandes

aceleraciones durante temblores pasados; b) SCT es un punto de referencia para el movimiento del terreno en la zona del lago porque registró las máximas aceleraciones en el sismo de septiembre 19 de 1985 (Ordaz *et al*, 1989); y c) las estaciones CDA0 y 32 presentaron las máximas duraciones durante el sismo del 25 de abril de 1989. La tabla 4 contiene los datos relevantes de los temblores que han sido registrados en cada una de las estaciones mencionadas. Las figuras 25 y 26 muestran las funciones de transferencia empíricas de los sitios elegidos para cada evento cuyo registro está disponible.

A diferencia del método unidimensional, con los cocientes espectrales se obtiene una función de transferencia empírica para cada componente horizontal. En la figura 25 puede apreciarse que existen diferencias en las funciones de transferencia de los componentes del movimiento horizontal en un mismo sitio ante un mismo evento. Tales diferencias se pueden atribuir a heterogeneidades laterales, direccionalidad del campo incidente y generación de ondas locales en el interior del valle, es decir a efectos propios del sitio de registro. Sin embargo, en recientes estudios (Ordaz *et al* 1989; CIS, 1989) se ha encontrado que los cocientes espectrales no son totalmente independientes del azimut y la magnitud (Singh *et al* 1988). A pesar de esto, creemos que los cocientes espectrales constituyen una buena representación de la respuesta del terreno para su análisis.

Estimación de espectros de respuesta

Numerosos esfuerzos se han concentrado en la búsqueda de modelos adecuados para estimar los máximos espectrales a que dan lugar las señales producidas por sismos. La aplicación de la teoría de vibraciones aleatorias (TVA) desarrollada por Cartwright y Longuet-Higgins (1956), ha resultado herramienta eficaz para estos fines. Aunque supone que las series de tiempo deben ser estacionarias, requisito que un acelerograma no cumple, se obtienen

resultados confiables (Chávez-García y Sánchez-Sesma, 1986; Ordaz y Reinoso, 1987; Reinoso, 1988).

Para los cálculos se requiere conocer: el espectro de amplitudes a que da lugar un sismo en particular, un valor de duración de la serie de tiempo registrada, T_n , y la función de transferencia del sitio para el cual se desea el espectro de respuesta. La formulación utilizada ya ha sido presentada por otros autores (Cartwright y Longuet-Higgins, 1956; Davenport, 1964; Vanmarcke, 1976; Boore, 1983; Papoulis, 1985; Chávez-García y Sánchez-Sesma, 1986; Ordaz y Reinoso, 1987; Reinoso, 1988 y 1990).

Sea A_{max} la pseudoaceleración espectral de una serie de tiempo obtenida de su espectro de Fourier. Su valor esperado puede escribirse como:

$$E(A_{max}) = \dot{y}_{rcm} F_p \quad 3.1$$

en donde \dot{y}_{rcm} es la raíz de la aceleración cuadrática media de la respuesta de un oscilador elemental, obtenida mediante el teorema de Parseval (Papoulis, 1985):

$$\dot{y}_{rcm} = \left[\frac{1}{\pi T_{rcm}} \int_0^{\infty} |Y(\Omega, \omega)|^2 d\omega \right]^{1/2} \quad 3.2$$

en la cual $|Y(\Omega, \omega)|$ es el espectro de amplitudes de la respuesta del oscilador elemental con frecuencia natural Ω y T_{rcm} es uno de los dos valores de duración que se requieren para estimar la respuesta de un oscilador sometido a excitaciones sísmicas. T_{rcm} se obtiene a partir del valor de duración del registro T_n y de un factor de corrección que mide el tiempo de decaimiento del movimiento de vibración libre del oscilador. Una relación para el cálculo de T_{rcm} fue obtenida empíricamente por Boore y Joyner (1984)

$$T_{rcm} = T_s + \frac{1}{2\pi\xi f} \cdot \frac{(T_s f)^3}{(T_s f)^3 + 1/3} \quad 3.3$$

siendo T_s la duración de la señal, ξ la fracción de amortiguamiento crítico del oscilador y $f = \Omega/2\pi$.

Se ha considerado para los movimientos en el valle de México una buena aproximación de T_s tomar el intervalo durante el cual una fracción específica del total de la energía sísmica acumulada llega al sitio de registro (Arias, 1969; Trifunac y Brady, 1975), es decir:

$$I_A = \frac{2\pi}{g} \int_0^{D_t} a^2(t) dt \quad 3.4$$

en donde I_A es la intensidad de Arias, $a(t)$ es la serie de tiempo de aceleración, D_t es la duración total del registro y g es la aceleración debida a la gravedad.

Normalizando la ec 3.4 respecto a I_A se obtiene una función continua

$$F(t) = \frac{2\pi}{g I_A} \int_0^t a^2(t) dt \quad 3.5$$

cuyos límites son 0 en $t = 0$ y 1 en $t = D_t$. Se ha encontrado adecuado para T_s tomar la fracción equivalente al tiempo en que llega el 90% del total de la energía comprendida entre los instantes $f(t_1) = 0.05$ y $f(t_2) = 0.95$ (Ordaz y Reinoso, 1987; Reinoso, 1988; Ordaz et al, 1989).

El factor pico F_p se obtiene con la expresión asintótica propuesta por Cartwright y Longuet-Higgins (1956) y Davenport (1964):

$$F_p = (2 \text{Ln } N)^{0.5} + \frac{\gamma}{(2 \text{Ln } N)^{0.5}} \quad 3.6$$

donde $\gamma = 0.577\dots$ es la constante de Euler. Se define N como el número de veces que pasa la señal por el eje del tiempo, y puede estimarse como:

$$N = 2 f_d T_{rcm} \quad 3.7$$

donde el factor 2 representa los valores extremos que aparecen en cada ciclo del movimiento, es decir, cada ciclo presenta un máximo positivo y un negativo. También de la ec 3.7, f_d es la frecuencia dominante del movimiento, igual a:

$$f_d = \frac{1}{2\pi} \left[\frac{M_2}{M_0} \right]^{1/2} \quad 3.8$$

Sustituyendo 3.8 en 3.7 se llega a:

$$N = \frac{T_{rcm}}{\pi} \sqrt{\frac{M_2}{M_0}} \quad 3.9$$

donde M_k está definido por la siguiente integral:

$$M_k = \frac{1}{\pi} \int_0^{\infty} \omega^k |Y(\Omega, \omega)|^2 d\omega \quad k = 0, 2 \quad 3.10$$

que es el momento del espectro de densidad de energía de orden k (para nuestro caso $k=0$ y 2). También en la ec 3.10, $|Y(\Omega, \omega)|$

representa el espectro de amplitudes de la respuesta del oscilador, el cual se calcula por medio de la expresión

$$| Y(\Omega, \omega) | = | A(\omega) | \cdot | H(\Omega, \omega) | \quad 3.11$$

donde

$$| H(\Omega, \omega) | = \left[\frac{1}{(1 - (\omega/\Omega)^2)^2 + 4\xi^2(\omega/\Omega)^2} \right]^{\frac{1}{2}} \quad 3.12$$

es el módulo de la función de transferencia del oscilador elemental, que al ser excitado por una aceleración se obtiene como respuesta una pseudoaceleración, siendo ξ la fracción del amortiguamiento crítico, y $|A(\omega)|$ el espectro de amplitudes de aceleración del terreno, el cual puede estimarse con el procedimiento del capítulo II si el espectro de respuesta requerido es para CU.

Por otra parte, Davenport (1964), basándose en resultados de Cartwright y Longuet-Higgins (1956), obtuvo la forma de evaluar la dispersión de los valores máximos por medio de la expresión

$$\sigma_{A_{max}} = \dot{y}_{rcm} \frac{\pi}{\sqrt{6}} (2 \ln N)^{-0.5} \quad 3.13$$

donde $\sigma_{A_{max}}$ es la desviación estándar del máximo estimado, suponiendo conocidos todos los parámetros de entrada. Una aportación de interés, sería el desarrollo de una técnica para estimar las incertidumbres del espectro de respuesta calculado respecto al observado.

Espectros de respuesta en zona de lago

Para estimar el espectro de respuesta en otras estaciones dentro del valle de México, zonas de transición y de lago, se requiere el espectro de amplitudes de aceleración a que hubiera dado lugar la señal registrada en ese sitio durante un temblor pasado o, a que daría lugar un temblor futuro de subducción, de tal manera que el espectro de amplitudes de interés en el sitio se determina mediante el producto

$$A(f) = C(f) F_j(f) \quad 3.14$$

en donde $C(f)$ es el espectro de amplitudes de Fourier en CU debido a un temblor específico. Si el espectro de amplitudes que se desea estimar es para un temblor no ocurrido, $C(f)$ se estima con el método desarrollado en el capítulo I; si es para un evento pasado, $C(f)$ es el espectro de amplitudes de aceleración de la señal registrada en CU. Por último, F_j es la función de transferencia empírica promedio del sitio j con respecto a la estación CU. F_j se calcula con las series de tiempo que hayan sido registradas en ambos sitios (la estación de interés y CU). Con ellas se obtiene un promedio que se expresa en la forma (Ordaz et al, 1989)

$$F_j(f) = \frac{1}{n_j} \sum_{i=1}^{n_j} E_{ij}(f) / CC_i(f) \quad 3.15$$

donde n_j es el número de eventos, E_{ij} el espectro de amplitudes de Fourier de la señal registrada durante el temblor i en la estación j , y CC_i el espectro de amplitudes de Fourier de la señal registrada en CU durante el mismo temblor. En la figura 27 se muestran las funciones de transferencia promedio de las estaciones escogidas que se ubican en la zona de lago (ver tabla 4).

Por último, con la estimación de la duración T_u y los pasos descritos en las ecuaciones 3.1 a 3.12 se obtienen el espectro de respuesta del sitio escogido y, de ser de interés, la desviación estándar de los valores máximos del espectro calculado con la expresión 3.13.

Duración

La duración registrada en las diferentes estaciones acelerográficas en el valle durante diferentes sismos varía bastante incluso entre estaciones que corresponden a la misma zona geotécnica (tabla 5). Esto en parte se debe a que los aparatos se encuentran a diferentes umbrales de disparo y, tal vez, también a que intervienen las características específicas de cada marca y modelo de acelerómetro.

Dado que la duración registrada por los acelerógrafos no es confiable para analizar la duración del movimiento sísmico en el valle de México, se optó por calcular la duración de la etapa intensa del movimiento registrado, es decir, tomar para T_u el valor de tiempo comprendido entre los instantes que corresponden a 5% y 95% de la intensidad de Arias calculada según la ecuación 3.4. Para fines prácticos, ésta ha resultado una medida más representativa de la duración del movimiento (Ordaz y Reinoso, 1987; Ordaz et al, 1989).

Se calculó la duración de la etapa intensa T_u para los registros disponibles de los diferentes eventos. Los resultados obtenidos para cada componente son muy parecidos y razonablemente constantes para estaciones que pertenecen a una misma zona geotécnica (comparar con la duración de los registros contenidos en la tabla 5). Esa es la razón por la cual se consideró el valor de la duración de la etapa intensa para configurar curvas de isoduración en el valle de México.

Se escogió el evento del 25 de abril de 1989 porque fue registrado en casi todas las estaciones de la red de acelerógrafos operada por CIREs. Además se pudo disponer de los datos registrados por la red de acelerógrafos de la Fundación ICA (FICA). Debe aclararse que estos últimos sólo tienen información en los primeros 160 s lo que impide integrar la información contenida en las codas. Como consecuencia, el valor de las duraciones de Arias calculado con los registros de FICA subestima el valor esperado en sitios en que se han registrado duraciones mayores a 160 s, como los ubicados en el lago de Texcoco.

Las figuras 28 y 29 muestran las curvas de isoduraciones de los componentes NS y EW, respectivamente. Existe cierta tendencia para cada zona; obsérvese que las menores duraciones corresponden al terreno firme y las máximas a la zona del lago de Texcoco. La tendencia general en promedio por zonas es de 40 s para terreno firme, entre 80 s y 90 s para la zona del lago Xochimilco-Chalco, y de más de 100 s para zona del lago de Texcoco.

Una limitante del espectro de respuesta es que no refleja la duración del movimiento. Para explicarlo se tomó el acelerograma de la estación SCT componente NS registrado el 25 de abril de 1989. Se recortó en el tiempo suponiendo que se hubieran registrado sólo 35 s, 40 s, 50 s, 60 s y 70 s y se calcularon las funciones de transferencia empíricas correspondientes. Con ellas, se calcularon los espectros de respuesta para un sismo postulado de magnitud 8.1 con epicentro a 240 km. En la figura 37, se aprecian las diferencias respecto al espectro de respuesta calculado con la función de transferencia empírica obtenida con todo el acelerograma. Es clara la evolución del espectro con la duración, aunque existe un cierto valor de duración límite, después del cual la duración ya no contribuye a la amplitud de las ordenadas espectrales, indicando que el espectro de respuesta es poco sensible a la duración del movimiento (Pérez-Rocha *et al.*, 1987; Reinoso, 1988).

Debido a que el espectro de respuesta no refleja la duración del movimiento, es importante considerar la duración del movimiento para fines de diseño estructural en el valle de México dada la degradación de los materiales por carga cíclica. Por otra parte, de acuerdo con los valores obtenidos del cálculo de la intensidad de Arias en las diferentes estaciones ubicadas en el valle de México, sobresalen los siguientes puntos: a) las tendencias que delimitan las curvas de isoduración estimadas con los valores de la intensidad de Arias concuerdan esencialmente con la zonificación geotécnica propuesta por Marsal y Masari (1959) (ver figuras 28 y 29); b) al parecer, la duración de la etapa intensa es poco dependiente de la magnitud del sismo y del umbral del aparato para $M_s \geq 6.0$ (ver tablas 4-6) y c) mientras no se tenga una herramienta más eficaz para evaluar la duración, tomar el valor de la etapa intensa como una estimación de duraciones esperadas, de acuerdo con la ubicación de las estaciones acelerográficas, es una buena aproximación en el cálculo de espectros de respuesta.

CAPÍTULO IV

APLICACIONES

Además de la predicción de espectros de amplitudes de Fourier en Ciudad Universitaria para sismos no ocurridos, como se mostró en el capítulo II, una de las aplicaciones inmediatas del método desarrollado a lo largo de este trabajo es la predicción de espectros de respuesta en las estaciones que no hayan registrado durante un temblor específico. Para ello se calcula la función de transferencia promedio como se indica en la ec 3.15. Con ella y el espectro de amplitudes de la señal del evento de interés registrado en CU se obtiene el espectro de respuesta. De ser de interés, se puede obtener el espectro de amplitudes del sitio deseado según la ec 3.14.

Para ejemplificar se calcularon el espectro de respuesta de la estación SCT a que hubiera dado lugar el evento del 21 de septiembre de 1985, y los espectros de respuesta que se hubieran obtenido si el sismo 19 de septiembre de 1985 se hubiera registrado en las estaciones 32, 56 y 84 (ver figuras 30 y 31).

La predicción de espectros de respuesta es la aplicación primordial de este trabajo. Se estimaron los espectros de respuesta para eventos no ocurridos en las estaciones escogidas (32, 56, 84, SCT y CDAO). En las figuras 32 y 33 se muestran los espectros que se pueden esperar dados dos sismos de magnitud 8.1 y 7.9 con fuentes localizadas a $R=300$ km. Se considero esa distancia pensando en un rango cercano a la zona de subducción ubicada frente a las costas del Pacífico, en donde se esperan sismos de gran magnitud.

Se pueden extender las aplicaciones de la técnica presentada para obtener espectros de diseño y hacer estudios de zonificación y riesgo sísmico.

Verificación del método

El mejor recurso con que se puede contar para probar un modelo es comparar los resultados obtenidos con la realidad. Para ello, se calculó el espectro de amplitudes en CU para el sismo de abril 25 de 1989, el cual se excluyó de la regresión. Los datos de distancia y magnitud están contenidos en la tabla 1 (magnitud 6.9 y la distancia más cercana a CU es de $R=304$ km). Con el espectro calculado (figura 34) se estimaron los espectros de respuesta para las estaciones escogidas (32, 56, 84, SCT, CDAO) para ambos componentes. Asimismo, se calcularon los espectros de respuesta a partir de los datos.

En las figuras 35 y 36 se muestran los espectros estimados y los observados. Las ordenadas espectrales estimadas subestiman a las observadas con excepción de la estación 84, en que ocurre lo contrario. En ésta se sobrestiman las ordenadas espectrales hasta por un factor de 3 en el componente NS y por 1.66 en el componente EW. Tal comportamiento puede deberse a la ubicación de la estación en el valle de México (ver figura 24) y su asociación con efectos de azimut y de la presencia de irregularidades geológicas laterales así como de la generación de ondas superficiales (Sánchez-Sesma et al, 1988, 1989; Ordaz et al, 1989). Igualmente, esos efectos pueden ser la causa de diferencias en las funciones de transferencia empíricas de un mismo sitio (ver figuras 25 y 26), las cuales influyen en el cálculo de los espectros de respuesta. En la estación 32 la aproximación en ambos componentes es adecuada. En las estaciones 56, CDAO y SCT se subestiman los máximos de los espectros reales por un factor de aproximadamente 1.5 en ambos componentes.

Por otra parte, las diferencias observadas pueden ser causadas por incertidumbres introducidas: a) por la fluctuación de la función de transferencia empírica respecto a su valor medio (Ordaz et al, 1989) y b) por las diferencias que presenta el espectro de amplitudes calculado respecto al observado (ver figura 34). Evaluar tales errores sería de gran utilidad para mejorar la precisión del método

propuesto que, en general, aplicado con fines de postdiccion y predicción es confiable dado que se obtienen resultados satisfactorios dentro de márgenes aceptables de incertidumbre.

CAPÍTULO V

CONCLUSIONES

Dada la vulnerabilidad del valle de México a sismos de gran magnitud provenientes de la costa, importa contar con un procedimiento para estimar el movimiento del terreno, en términos de sus espectros de respuesta.

Se desarrolló un método semiempírico para predecir los espectros de amplitudes de Fourier en terreno firme. La técnica utilizada se apoya en la inferencia estadística, el método de máxima verosimilitud y datos registrados en Ciudad Universitaria (CU) desde 1965.

Los resultados obtenidos de estimar los espectros de amplitudes cumplen con algunas consideraciones teóricas fundamentadas en modelos de fuente. De acuerdo con el tamaño del temblor, los espectros estimados presentan variaciones en su contenido de frecuencias; esto se asocia con el efecto de la frecuencia de esquina, lo cual no se refleja en métodos previamente desarrollados.

De las comparaciones con los espectros observados se puede concluir que el método propuesto, si bien no reproduce rigurosamente los espectros observados, sí da resultados satisfactorios y confiables, resultados que pueden ser mejorados al incorporar a los datos los sismos de subducción que con el transcurso del tiempo vayan sucediendo. Por el momento, la precisión del método aumenta con magnitudes del orden de $M \geq 6.0$. Asimismo, sería conveniente introducir un algoritmo para evaluar la diferencia entre los espectros observados y los calculados y, con ello, incrementar la confiabilidad del método.

Con base en los espectros de amplitudes estimados en CU, la función de transferencia empírica de un sitio específico, obtenida de

temblores pasados y aplicando la teoría de vibraciones aleatorias, se presentó un procedimiento para estimar espectros de respuesta en el valle de México. El procedimiento permite la postdicción y predicción de espectros de respuesta en cualquier sitio ubicado en el valle de México para el que se conozca la duración de la etapa intensa obtenida de alguna sismo registrado en el sitio. Con el fin de ejemplificar la técnica, se obtuvieron las esperanzas de las ordenadas espectrales de respuesta en cinco estaciones ubicadas en la zona de lago, tanto para eventos ya ocurridos como para sismos postulados de gran magnitud con epicentros localizados en la costa del Pacífico.

Se verificó el método propuesto, calculando los espectros de amplitudes en CU para el evento del día 25 de abril de 1989, excluyéndolo de la regresión. Asimismo, se estimaron los espectros de respuesta correspondientes a tal sismo en las estaciones escogidas ubicadas en la zona del lago.

A lo largo de este estudio se hicieron comparaciones entre los espectros estimados (de amplitudes y de respuesta) con los observados. Se encontraron diferencias no muy importantes que, aunque permiten una buena aproximación, hacen evidente la necesidad de introducir una técnica para evaluar incertidumbres, tanto en la estimación de espectros de amplitudes como en el cálculo de los cocientes espectrales. Esto implica darse a la tarea de desarrollar algún procedimiento que permita conocer la influencia de los efectos de azimut y de trayectoria.

El procedimiento propuesto, tanto en el cálculo de espectros de amplitudes como en la postdicción y predicción de espectros de respuesta, utilizando cocientes espectrales y el valor de la duración de Arias, es una herramienta que da buenas aproximaciones dentro de márgenes de incertidumbre aceptables. Es una técnica que además de las aplicaciones tratadas en este estudio, puede usarse en estudios de zonificación y riesgo sísmico.

AGRADECIMIENTOS

Desafortunadamente aquí sólo puedo expresar de manera insuficiente mi agradecimiento.

Estoy en deuda especialmente con Mario Ordaz por el cuidado, interés y paciencia dedicados al desarrollo y revisión de este trabajo.

Deseo expresar mi gratitud a Emilio Rosenblueth por sus valiosas recomendaciones y a Shri K Singh por sus sugerencias y aportaciones.

Doy mil gracias a Luis E Pérez Rocha y a Eduardo Reinoso por sus numerosos comentarios y contribuciones en diferentes partes de este trabajo.

Los datos utilizados fueron proporcionados por el Instituto de Ingeniería de la UNAM.

Agradezco también a todos los compañeros de el Centro de Investigación Sísmica de la Fundación Barros Sierra que de una u otra forma colaboraron.

Este trabajo formó parte del proyecto *Estimación de la respuesta del Valle de México ante temblores registrados y aplicaciones para el diseño de estructuras* patrocinado por el DDF.

REFERENCIAS

Arias, A. 'A measure of earthquake intensity', *Seismic Design for Nuclear Power Plants*, R. Hansen, editor, Massachusetts Institute of Technology Press, Cambridge, Massachusetts (1969).

Boore D. M. y Joyner, W.B. 'The empirical prediction of ground motion', *Bull. Seism. Soc. Am.* 72, S43-S60 (1982).

Boore D. M. 'Stochastic simulation of high-frequency ground motions based on seismological models of the radiated spectra', *Bull. Seism. Soc. Am.*, 73, 1865-1894 (1983).

Boore, D.M. y Joyner, W.B. 'A note on the use of random vibration theory to predict peak amplitudes of transient signals', *Bull. Seism. Soc. Am.*, 74, 2035-2039 (1984).

Brune, J.B. 'Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes', *J. Geophys. Resch.*, 75, 4997-5009 (1970).

Brune, J.B. 'Correction', *J. Geophys. Resch.*, 76, 5002 (1971).

Cartwright, D.E. y Longuet-Higgins, M.S. 'The statistical distribution of the maxima of a random function', *Proc. Royal Soc. Londres*, A237, 212-232 (1956).

Castro, R., Singh, S.K. y Mena, E. 'An empirical model to predict Fourier amplitude spectra of horizontal ground motion', *Earthquake Spectra*, 4, 675-685 (1988).

CIS. 'Cálculo de espectros de respuesta a través de funciones de transferencia empíricas'. Proyecto de Investigación Centro de Investigación Sísmica Fundación Javier Barros Sierra AC. Informe final al DDF (1989).

Claerbout, J.F. 'Fundamentals of Geophysical data processing', *Blackwell scientific publications*, Osney Mead, Oxford (1985).

Davenport, A. G. 'Note on the distribution of the largest value of a random function with application to gust-loading', *Proc. Inst Civ Engrg.* 28 (1964).

Hanks, T.C. y Kanamori, H. 'A moment magnitude scale', *J. Geophys. Resch.* 84 may (1979).

Hanks, T.C. ' f_{max} ', *Bull. Seism. Soc. Am.*, 72, 1867-1879 (1982).

Haskell, N.A. 'Crustal reflection of plane P and SV waves', *J. Geophys. Resch.* 67 4751-67 (1962).

Joyner, W.B. y Boore, D.M. 'Prediction of earthquake response spectra', U.S. Geological Survey, Open-File Report 82-977 (1987).

Joyner, W.B. y Boore, D.M. 'Peak horizontal acceleration and velocity from strong motion records including records from 1979 Imperial Valley, California earthquake', *Bull. Seism. Soc. Am.* 71, 2011-2038 (1981).

McGuire, R.K. 'Simple model for estimating Fourier amplitude spectra of horizontal ground acceleration', *Bull. Seism. Soc. Am.* 68, 803-822 (1978).

Marsal, R.J. y Mazari, M. 'El subsuelo de la ciudad de México', *Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México, México, DF* (1959).

Ordaz, M. y Reinoso, E. 'Uso de la teoría de vibraciones aleatorias para la determinación de espectros de diseño del Reglamento para las Construcciones del D.F.', *Memorias VII Congr Nac de Ing Sismica, Querétaro, Qro, Mexico, A155- A167* (1987).

Ordaz, M., Singh, S.K., Reinoso, E., Lermo, J., Espinosa, J.M. y Domínguez, T. 'Estimation of Response Spectra in the Lake Bed Zone of the Valley of Mexico', *Earthquake Spectra*, 4, 815-834, Nov. (1988).

Ordaz, M., Reinoso, E., Singh, S.K., Vera, E. y Jara, J.M. 'Espectros de respuesta en sitios del valle de México ante temblores postulados en la brecha de Guerrero', *Memorias VIII Congr Nac de Ing Sismica, Acapulco, Gro. México, A187-A198* (1989).

Papageorgiou, A.S. y Aki, K., 'A specific barrier for the quantitative description of inhomogeneous faulting and the prediction of strong ground motion. II. Applications of the model', *Bull. Seism. Soc. Am.* 73, 953-978 (1983).

Papoulis, A. 'Probability, random variables and stochastic processes', *McGraw-Hill International Book Company, N.Y.* 2a. edición.

Pérez-Rocha, E., Sánchez-Sesma, F.J. y Bravo, M. 'Influencia de las condiciones locales en la duración de los temblores y su importancia en ingeniería sísmica', *Memorias VII Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica, Querétaro, Qro., pp A50-A60* (1987)

Reinoso, E. 'Un algoritmo para el cálculo aproximado de espectros de respuesta basado en la teoría de vibraciones aleatorias', *Ingeniería Civil, Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México* (1988).

Reinoso, E. 'Un método para el cálculo aproximado de espectros de respuesta sísmica y algunas aplicaciones', *Ingeniería Sísmica*, 38, 39-56 (1990).

Sánchez-Sesma, F.J. y Singh, S.K. 'Un programa de computadora para el cálculo de espectros de respuesta en formaciones estratificadas'. Proyecto de Investigación Centro de Investigación Sísmica Fundación Javier Barros Sierra AC (1986).

Sánchez-Sesma, F.J., Chávez-Pérez, S., Suárez, M., Bravo, M.A. y Pérez-Rocha, L.E. 'On the seismic response of the Valley of Mexico', *Earthquake Spectra*, 4, 569-589 (1988).

Sánchez-Sesma, F.J., Campillo, M., Bard, P.Y., Gabriel, J.C. y Akl, K. 'The great 1985 Michoacan earthquake: A unified approach considering source, path and site effects', *Proc 4th Int Conf Soil Dyn Earthquake Enrg*, México DF, en: *Engineering Seismology and Site Response*, Cakmak, A.S. e Herrera, I. (eds), Computational Mechanics Publications, Southampton, 53-75 (1989a).

Sánchez-Sesma, F.J., Bravo, M.A., Chávez-Pérez, S., Pérez-Rocha, L.E. y Suárez, M. 'Modelado de la respuesta sísmica del Valle de México: Resultados preliminares, *Memorias VIII Congr Nac de Ing Sísmica*, 1, Acapulco, Gro., A177-A186 (1989b).

Singh, S.K., Lermo, J., Domínguez, T., Ordaz, M., Espinosa, J.M., Mena, E. y Quass, R. 'The Mexico earthquake of september 19, 1985. A study of amplification of seismic waves in the Valley of Mexico with respect to a hill zone site', *Earthquake Spectra*, 4, 1988, 653-674 (1988).

Singh, S.K., Ordaz, M., Rodríguez, M., Quass, R., Mena, E., Ottaviani, M., Anderson, J.G. y Almora, D. 'Analysis of near-source strong motion recordings along the Mexican subduction zone', *Bull. Seism. Soc. Am.* 79, 1697-1717 (1989).

Singh, S.K. y Mortera, F. 'Source-time functions of large Mexican subduction zone earthquakes, morphology of the Benioff zone, and the extent of Guerrero Cap. Sometido para su publicación en *J. Geophysc. Resch.*

Thompson, W.T. 'Transmission of elastic waves through a stratified solid medium', *J. Appl. Phys.* 21, 89-93.

Vanmarcke E. H., 'Structural response to earthquakes', *Seismic risk and engineering decisions*, C. Lomnitz y E. Rosenblueth, editores, Elsevier Publishing Co., Amsterdam, 287-337 (1986).

Trifunac, M.D. y Brady, A.G. 'A study of the duration of strong earthquake ground motion', *Bull. Seism. Soc. Am.*, 65 (1975).

EVENTO No	FECHA	COORDENADAS		MAGNITUD	DISTANCIA km	FRECUENCIA	
		Lat N	Long W			Inicial	Hz
1	23 AGO 1965	16.28	96.02	7.8	466	0.3	
2	03 FEB 1968	16.67	99.39	5.9	297	0.3	
3	02 AGO 1968	16.25	98.08	7.4	326	0.3	
4	01 FEB 1976	17.15	100.23	5.6	282	0.2	
5	07 JUN 1976	17.45	100.65	6.4	292	0.3	
6	19 MAR 1978	16.85	99.90	6.4	285	0.3	
7	29 NOV 1978	16.00	96.69	7.8	414	0.2	
8	29 NOV 1978	16.00	96.69	7.8	414	0.2	
9	14 MAR 1979	17.46	101.46	7.6	287	0.2	
10	25 OCT 1981	17.75	102.25	7.3	339	0.3	
11	07 JUN 1982	16.35	98.37	6.9	304	0.2	
12	07 JUN 1982	16.45	98.54	7.0	303	0.3	
13	19 SEP 1985	18.14	102.71	8.1	295	0.05	
14	19 SEP 1985	18.14	102.71	8.1	295	0.05	
15	19 SEP 1985	18.14	102.71	8.1	295	0.1	
16	21 SEP 1985	17.62	101.82	7.6	318	0.1	
17	21 SEP 1985	17.62	101.82	7.6	318	0.2	
18	30 ABR 1986	18.42	102.99	7.0	409	0.3	
19	08 FEB 1988	17.00	101.00	5.8	289	0.2	
20	25 ABR 1989	16.00	99.00	6.9	304	0.2	

TABLA 1 Datos de los eventos registrados en los acelerógrafos ubicados en Ciudad Universitaria utilizados en este estudio.

f_{Hz}	α_1	α_2	α_3	σ_1	σ_2	ρ
5.000	.47159E+01	.23685	-.25605E+01	.16347	.15956	.38704
3.333	.66776E+01	.32027	-.34914E+01	.12126	.14002	.46884
2.500	.61125E+01	.40245	-.34364E+01	.13122	.18929	.47008
2.000	.68043E+01	.40594	-.36774E+01	.12058	.16204	.10775
1.667	.67527E+01	.43094	-.36901E+01	.12533	.19007	-.48822E-01
1.429	.63716E+01	.49099	-.36718E+01	.11852	.19142	.72081E-01
1.250	.63526E+01	.51602	-.36994E+01	.11409	.18299	.74353E-01
1.111	.55944E+01	.49593	-.33176E+01	.14157	.21167	.19416
1.000	.57139E+01	.46648	-.32716E+01	.15189	.17906	-.66943E-01
0.909	.57098E+01	.45086	-.32264E+01	.15465	.19060	.14233
0.833	.69993E+01	.47520	-.38083E+01	.16729	.23233	-.14586E-01
0.769	.70622E+01	.49867	-.38896E+01	.16925	.25235	.22429
0.714	.63731E+01	.50999	-.36321E+01	.19531	.26413	.37301
0.667	.48247E+01	.48847	-.29406E+01	.21611	.30106	.36608
0.625	.43172E+01	.48790	-.27209E+01	.22380	.32361	.35489
0.588	.32673E+01	.48021	-.22727E+01	.21385	.36975	.35821
0.556	.30592E+01	.54639	-.23742E+01	.20517	.39712	.41476
0.526	.25668E+01	.58368	-.22878E+01	.19662	.40164	.57241
0.500	.18504E+01	.59289	-.20273E+01	.19402	.41372	.62109
0.476	.18437E+01	.59892	-.20497E+01	.19586	.42089	.61155
0.455	.31560E+01	.54741	-.24375E+01	.26502	.39206	.54663
0.435	.39990E+01	.48642	-.26076E+01	.28365	.38504	.51384
0.417	.45374E+01	.47533	-.27908E+01	.29190	.39377	.49760
0.400	.55554E+01	.47411	-.31941E+01	.30056	.39352	.48587
0.385	.52181E+01	.47637	-.30690E+01	.30394	.40543	.52047
0.370	.50332E+01	.48291	-.30172E+01	.31926	.41194	.51862
0.357	.51327E+01	.50448	-.31271E+01	.34174	.40149	.45821
0.345	.54522E+01	.51525	-.32959E+01	.37020	.39873	.41273
0.333	.58930E+01	.53209	-.35362E+01	.42351	.37836	.36004
0.323	.56065E+01	.54039	-.34512E+01	.41427	.36389	.32609
0.313	.52488E+01	.56618	-.33888E+01	.40290	.34492	.28259
0.303	.48086E+01	.58139	-.32616E+01	.39759	.34154	.28662
0.294	.38722E+01	.64427	-.30659E+01	.33052	.42534	.20668
0.286	.38620E+01	.64876	-.30901E+01	.34031	.43312	.22757
0.278	.40348E+01	.65187	-.31847E+01	.35114	.43232	.22025
0.270	.43476E+01	.65375	-.33290E+01	.35257	.41625	.22325
0.263	.44067E+01	.67512	-.34326E+01	.33596	.41704	.25094
0.256	.45573E+01	.68563	-.35322E+01	.33412	.41571	.27222
0.200	.48521E+01	.70703	-.37325E+01	.34700	.41128	.34277

TABLA 2 Muestra los valores de los estimadores para el intervalo en frecuencia de 0.2 hz a 5 hz.

f Hz	α_1	α_2	α_3	σ_1	σ_2	ρ
5.000	-.10289E-01	.17739	-.50000	.20054	.23506	.67341
3.333	-.21792	.23599	-.50000	.22438	.26472	.85891
2.500	-.58074	.31061	-.50000	.22722	.31587	.84787
2.000	-.58616	.32528	-.50000	.22168	.30646	.78364
1.667	-.67412	.35063	-.50000	.22601	.32578	.69979
1.429	-.11407E+01	.43057	-.50000	.22526	.33367	.76275
1.250	-.96384	.41898	-.50000	.23398	.30455	.735
1.111	-.80707	.40410	-.50000	.22850	.30820	.66731
1.000	-.80827	.37889	-.50000	.22510	.28136	.56098
.909	-.62365	.38103	-.50000	.21765	.30066	.65642
.833	-.64903	.38534	-.50000	.25804	.35104	.58908
.769	-.76010	.40491	-.50000	.26931	.36882	.68155
.714	-.78512	.41306	-.50000	.27963	.35479	.67860
.667	-.74874	.41188	-.50000	.26129	.37484	.60788
.625	-.82264	.42637	-.50000	.25749	.39589	.58672
.588	-.86185	.43448	-.50000	.24006	.43073	.56747
.556	-.13845E+01	.50852	-.50000	.24114	.46864	.64401
.526	-.17069E+01	.55259	-.50000	.24215	.46957	.74562
.500	-.17519E+01	.58072	-.50000	.23309	.46588	.74720
.476	-.18019E+01	.56516	-.50000	.23510	.47383	.74104
.455	-.13760E+01	.50129	-.50000	.29329	.44889	.67285
.435	-.87155	.42768	-.50000	.31001	.44361	.64142
.417	-.74291	.40929	-.50000	.31934	.46141	.64136
.400	-.65758	.39710	-.50000	.33478	.47537	.65285
.385	-.70465	.40310	-.50000	.33517	.48663	.67646
.370	-.76515	.41073	-.50000	.34432	.49149	.66452
.357	-.97066	.43689	-.50000	.35603	.48564	.60829
.345	-.10385E+01	.44198	-.50000	.37882	.48409	.55529
.333	-.11693E+01	.45420	-.50000	.42210	.46472	.47666
.323	-.13123E+01	.47194	-.50000	.40473	.45351	.44607
.313	-.15460E+01	.50168	-.50000	.38858	.43673	.40944
.303	-.16810E+01	.51885	-.50000	.38943	.42488	.40804
.294	-.23271E+01	.61686	-.50000	.32203	.51426	.41098
.286	-.23819E+01	.61893	-.50000	.33705	.51484	.41015
.278	-.24360E+01	.62090	-.50000	.35096	.51060	.39218
.270	-.24706E+01	.62162	-.50000	.35193	.49975	.40246
.263	-.26749E+01	.64350	-.50000	.33959	.50829	.45538
.256	-.27669E+01	.65323	-.50000	.33924	.51206	.48488
.250	-.29750E+01	.67546	-.50000	.35262	.51461	.54405

TABLA 3 Muestra los valores de los estimadores para el intervalo en frecuencia de 0.25 hz a 5 hz

ESTACIONES OPERADAS POR CIRE5

ESTACION y ZONA	8-FEB 196J	10-MZO 1989	25-ABR 1989	2-MAY 1989	12-ACT 1989
magnitud	5.8	5.0	6.0	5.0	5.5
	D1 D2 D3	D1 D2 D3	D1 D2 D3	D1 D2 D3	D1 D2 D3
32	40 36 36		283 160 86	36 35 35	
56	55 52 48		242 86 63	62 56 48	14 13 11
84	75 49 52	21 18 17	164 61 57	43 29 33	13 13 12

ESTACIONES OPERADAS POR EL I de I

ESTACION y ZONA	19-SEPT 1985	21-SEPT 1989	8-FEB 1989	29-ABR 1989
magnitud	6.1	7.6	5.8	6.8
	D1 D2 D3	D1 D2 D3	D1 D2 D3	D1 D2 D3
SCT	81 40 28			143 68 67
CDAO	180 103105	109 105 99	86 69 69	211 91 123

(D1) Duración del acelerograma.

(D2) Duración de Arias (5-95)X componente NS.

(D3) Duración de Arias (5-95)X componente EW.

TABLA 4 Eventos registrados y correspondientes valores de duración en segundos, en las estaciones escogidas.

ESTACIONES OPERADAS POR CIRES

ESTACION y ZONA	8-FEB 1988	10-MZO 1988	28-ABR 1988	2-MAY 1988	12-AGT 1988
magnitud	5.8	5.0	6.8	5.0	5.5
	D1 D2 D3	D1 D2 D3	D1 D2 D3	D1 D2 D3	D1 D2 D3
I 18	15 13 12		63 42 37		
28			102 36 34		17 10 8
34	35 27 28		120 53 52	14 13 12	
50	44 37 31		79 48 41		
64			49 36 33		
74	32 25 22	17 12 15	108 36 42	30 24 24	31 26 26
78	23 20 19		110 35 36		
II 16	59 41 40	25 18 21	135 45 40	43 33 32	18 12 15
24	36 28 24	15 12 14		60 46 47	
30	31 25 27		132 48 48	32 24 23	
36	26 21 19	25 22 22			30 18 25
38	50	25 16 15		43 34 33	
46	52 35 36		148 42 44	42 35 34	17 15 16
52	54 41 41		113 48 41	33 27 32	
III 08	73 55 51	29 23 23	223 84 59	52 33 37	20 16 16
10	42 29 32		156 67 74	50 35 36	
12	85 58 65		268 131 87	23 14 19	
20			222 106 107	24 21 20	
32	40 36 36		283 86 160	36 35 35	
36	26 21 19	25 22 22			30 18 25
42			243 130 100	33 29 27	
48	53 43 43		241 75 73	42 29 32	
54	94 50 57	46 31 29	184 54 59	75 59 44	56 37 43
62	22 21 21	35 28 26	229 74 77		23 19 21
68	57 46 39	14 12 12	172 92 66	16 14 13	
80			122 72 59		
IV 04	80 64 54	37 28 30		62 42 44	23 21 18
06			182 80 97		
44	29 24 23		110 45 44		
56	52 48		242 63 86	62 56 48	14 13 11
58	63 53 53	19 18 17	228 91 76	59 48 45	12 11 11
72			202 69 59	47 38 36	
22	48 40 42	25 18 23	177 81 62	56 31 45	16 14 12
84	75 49 52	21 18 17	164 57 62	43 29 33	13 13 12

(D1) Duración original del acelerograma.

(D2) Duración entre los instantes S y 85 % de la 1ª componente NS

(D3) Componente EW.

TABLA 5 Duración en segundos de cada estación para los diferentes eventos registrados.

ESTACIONES OPERADAS POR LA FICA

25-ABRIL DE 1989 MAGNITUD 8.8														
ESTACION				ESTACION				ESTACION						
D1	D2	D3		D1	D2	D3		D1	D2	D3				
I	07	100	40	58	III	11	160	100	96	IV	01	140	47	59
	13	108	38	46		15	140	57	57		03	160	72	74
						17	150	68	56		05	140	63	69
II	19	160	68	73		23	160	83	87		09	160	73	62
	27	80	42	40		31	160	99	89		25	160	61	75
	37	110	34	36		33	160	78	56		29	160	80	74
	47	130	48	58		35	110	67	63		43	160	63	83
	57	70	48	43		39	160	88	82		45	160	72	71
						41	160	76	65		49	160	84	64
											53	160	49	57
											55	140	49	61
											59	160	77	70

(I,II,III,IV) Denotan la zonas geotécnicas.

(D1) Duración total del acelerograma.

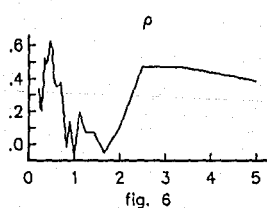
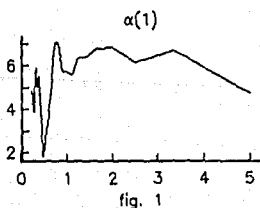
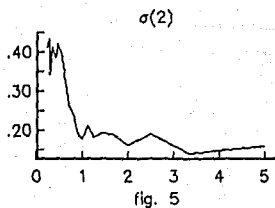
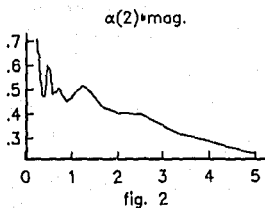
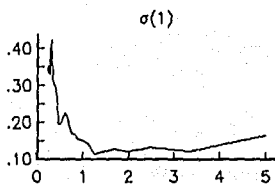
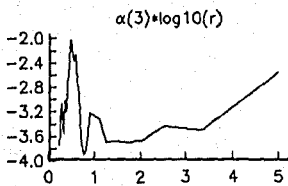
(D2) Duración de Arias (5-95)X componente NS.

(D3) Duración de Arias (5-95)X componente EW.

(*) Indica registros que sólo tienen información hasta 160 seg.

TABLA 6 Duración en segundos de cada estación para el sismo del 25 de abril 1989.

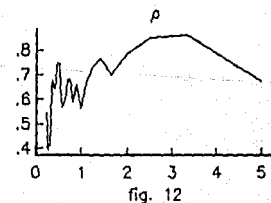
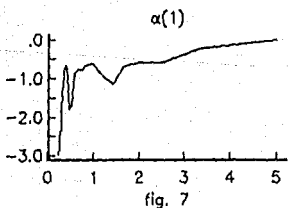
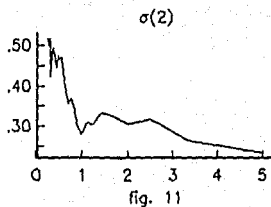
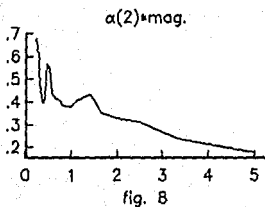
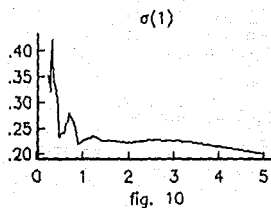
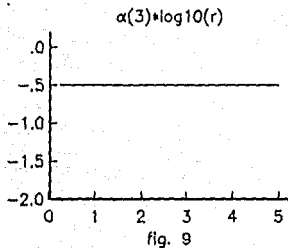
PARAMETROS $\alpha, \sigma, \gamma, \rho$



Frecuencia (hz)

Frecuencia (hz)

PARAMETROS α , σ , γ y ρ



Frecuencia (hz)

Frecuencia (hz)

Comparación de espectros $\alpha=?$

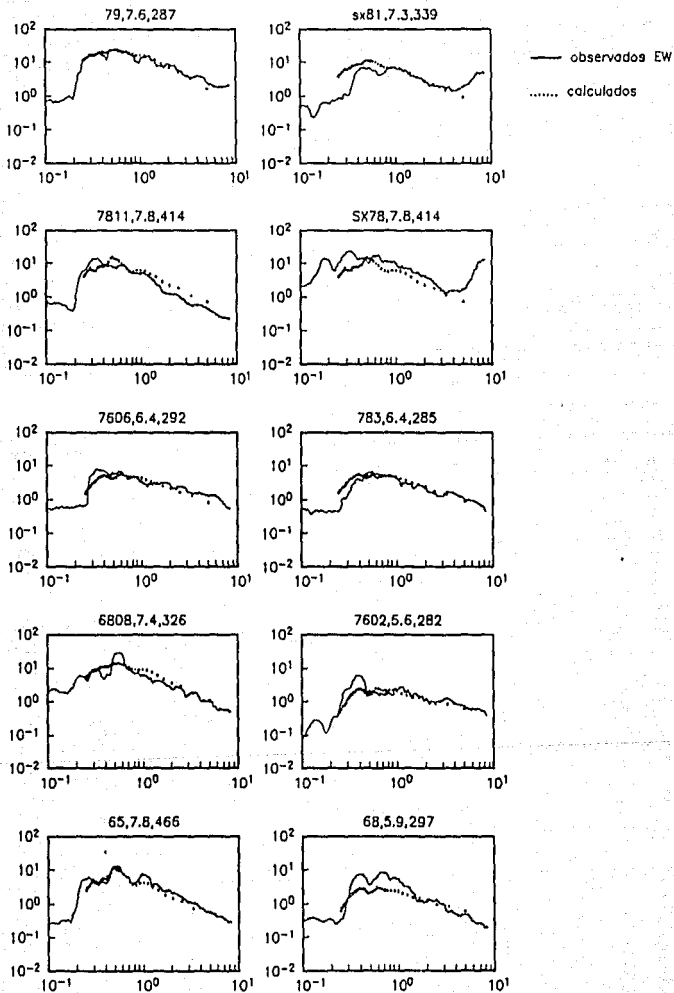


fig.13-a

Comparación de espectros $\alpha=?$

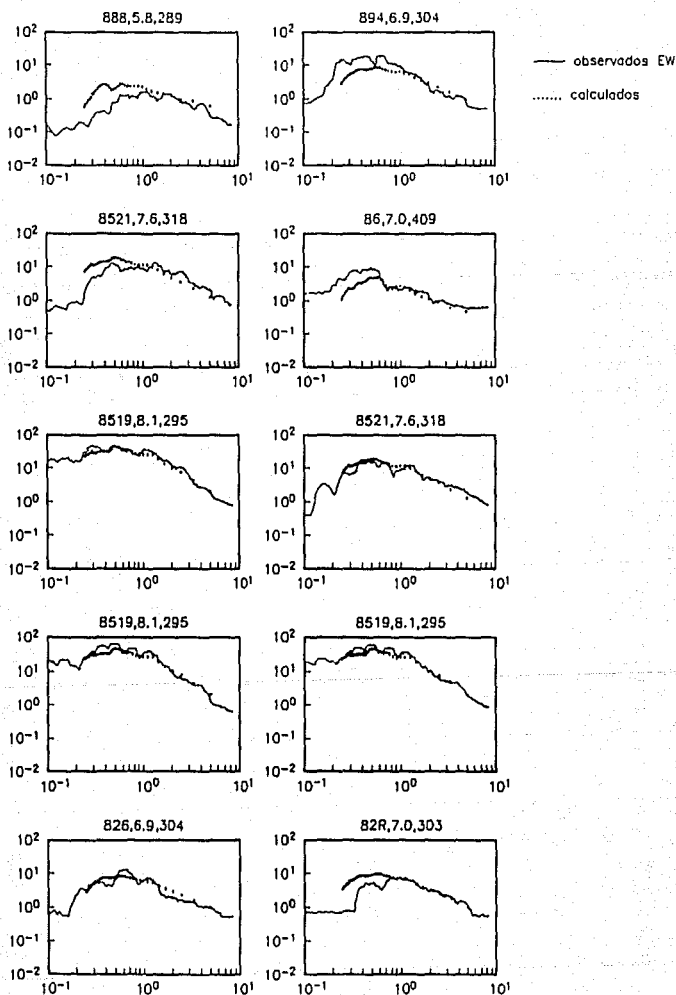


fig.13-b

Comparación de espectros $\alpha = ?$

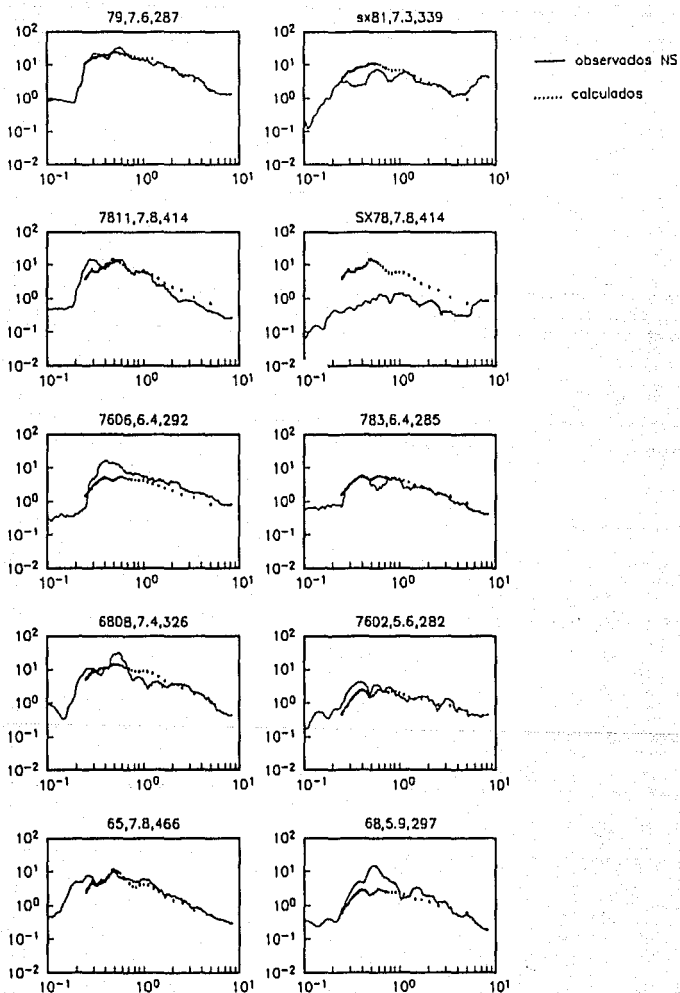


fig.14-a

Comparación de espectros $\alpha=?$

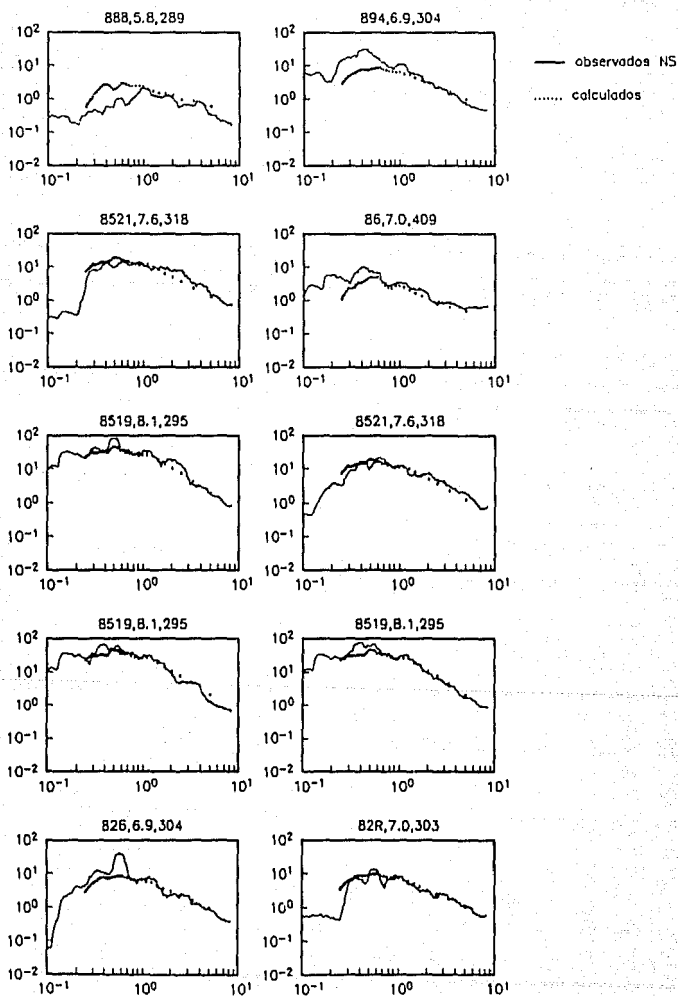


fig.14-b

Comparación de espectros $\alpha = -.5$

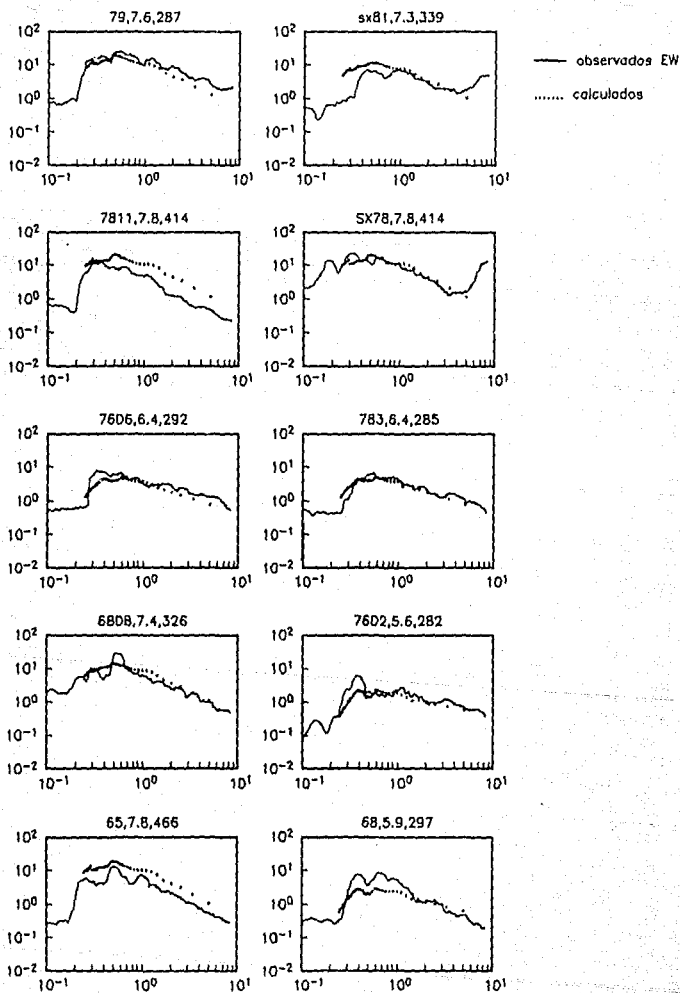


fig.15-a

Comparación de espectros $\alpha=-.5$

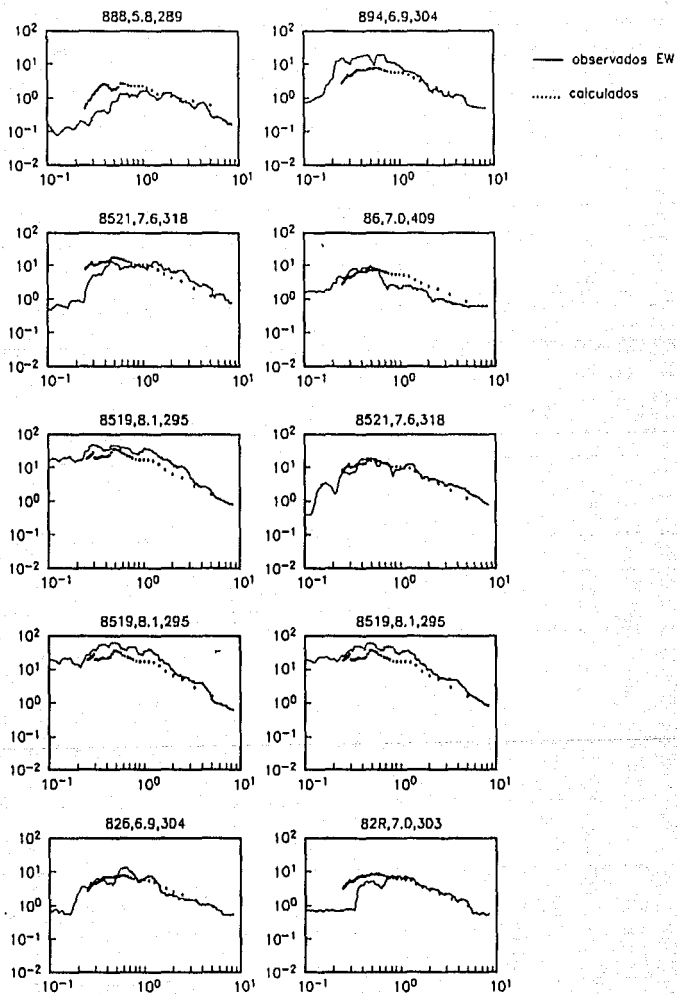
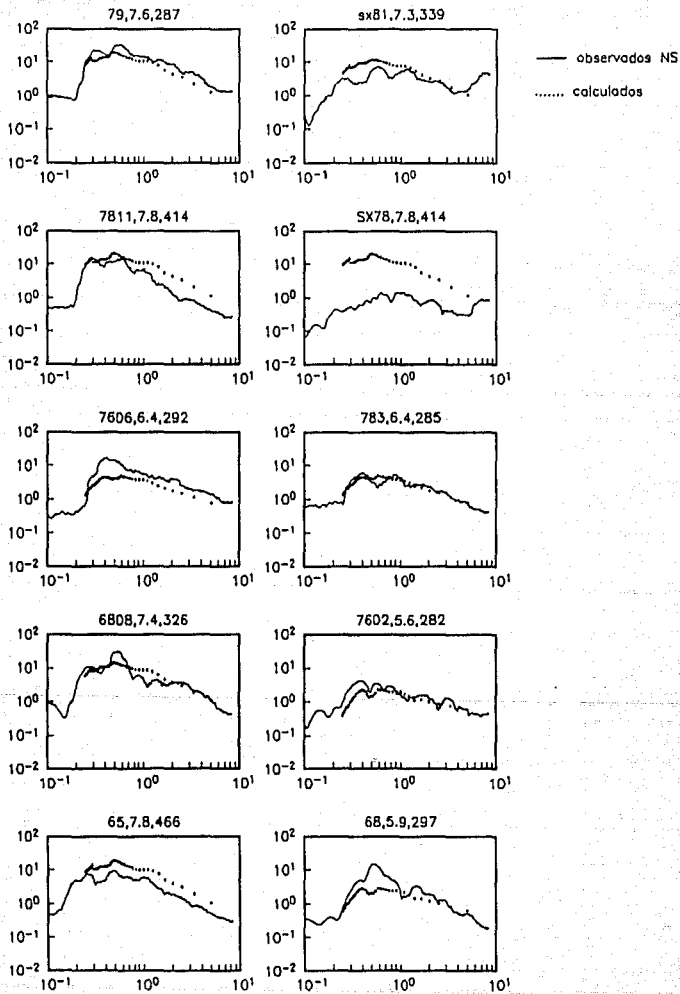


fig.15-b

Comparación de espectros $\alpha = -0.5$



fin. 16-a

Comparación de espectros $\alpha=-.5$

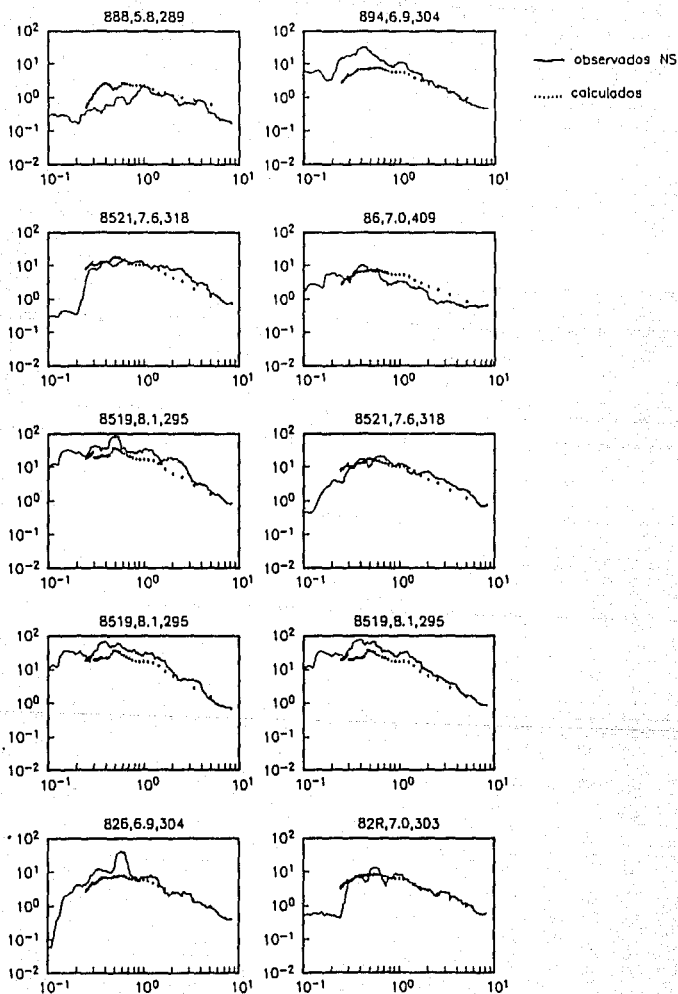


fig.16-b

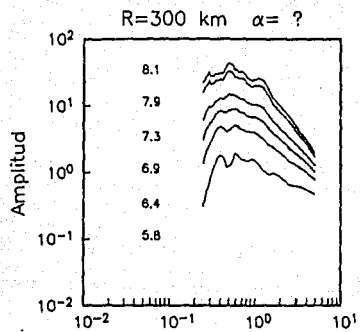


Fig.17

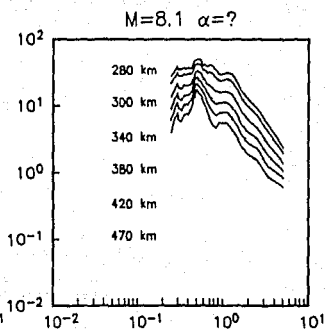


Fig.18

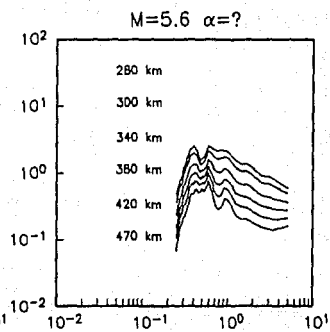


Fig.19

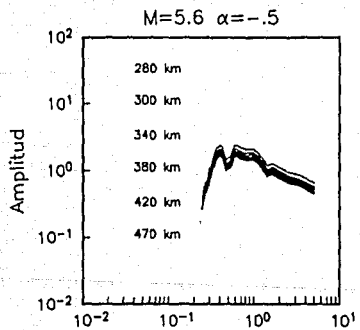


Fig.20

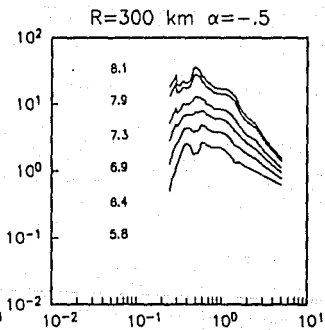


Fig.21

ESPECTROS ESPERADOS

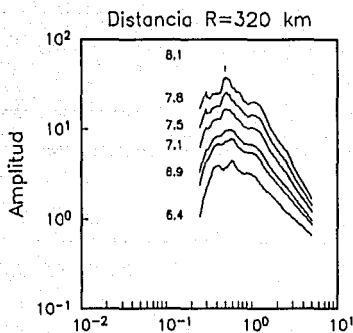


Fig.22-a

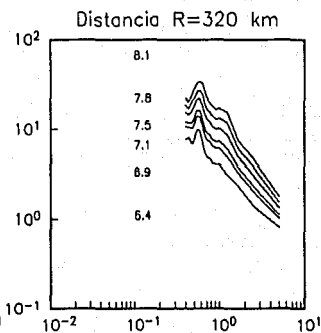


Fig.22-b

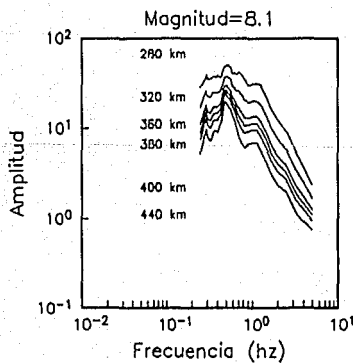


Fig.22-c

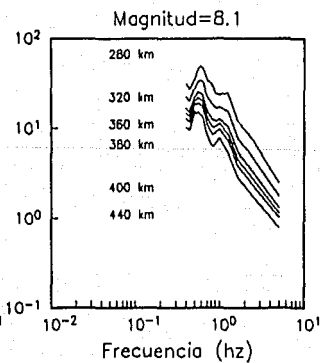


Fig.22-d

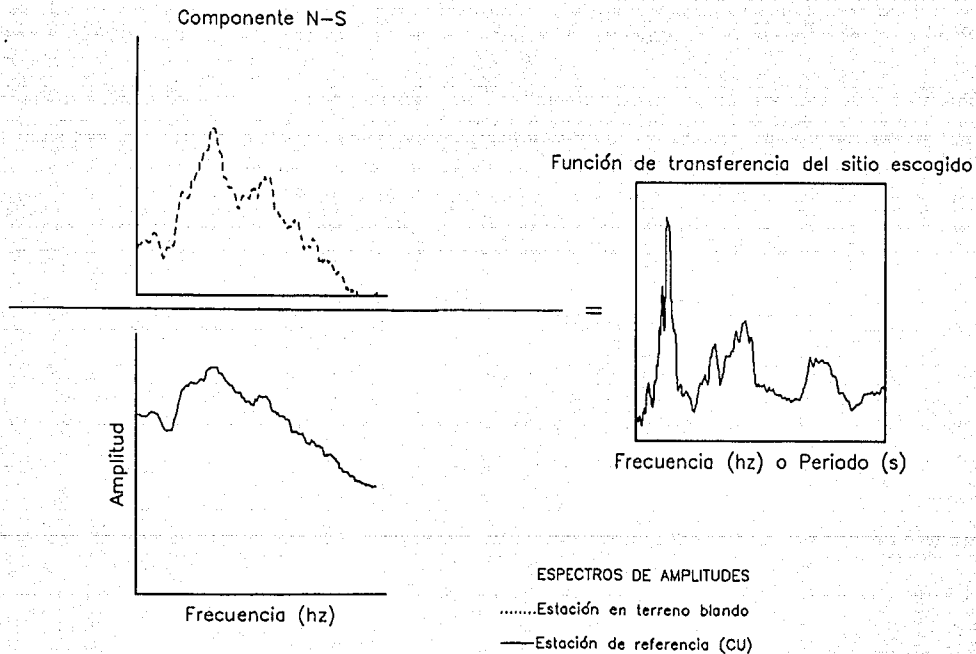


Fig. 23 CROQUIS DE UN COCIENTE ESPECTRAL

RED ACELEROGRÁFICA Y ZONIFICACIÓN GEOTÉCNICA DEL VALLE DE MÉXICO

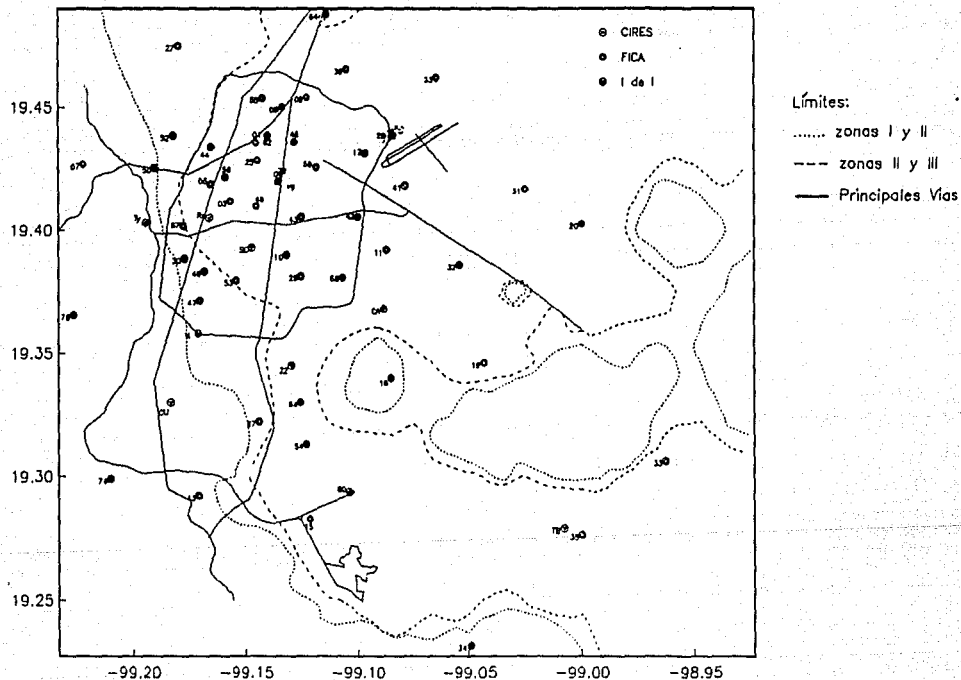
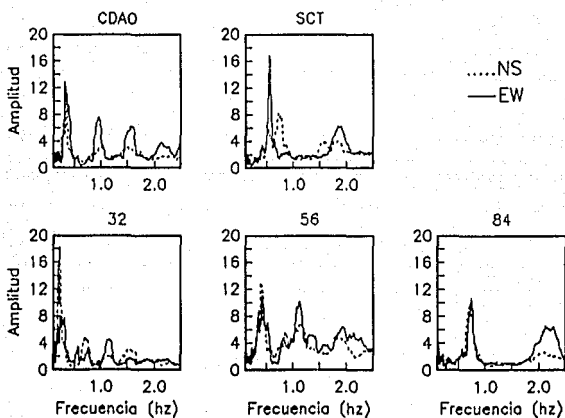


Fig.24 MAPA DE LA CIUDAD DE MÉXICO

Sismo 25 de abril 1989



Sismo 08 de febrero 1988

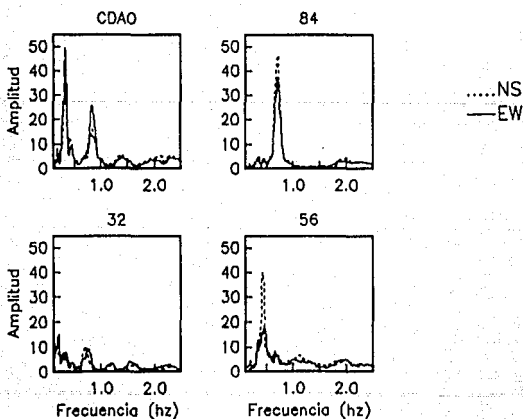
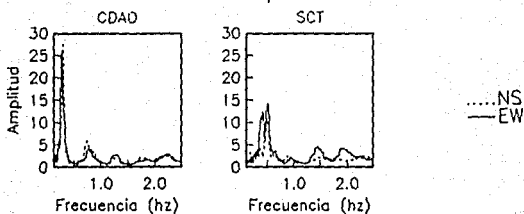


Fig.25 COCIENTES ESPECTRALES

Sismo 19 de septiembre 1985



Sismo 21 de septiembre 1985

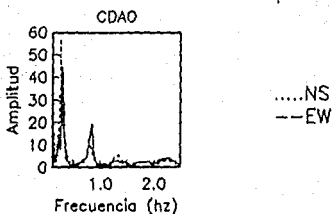


Fig.26 COCIENTES ESPECTRALES

Funciones de transferencia empíricas promedio

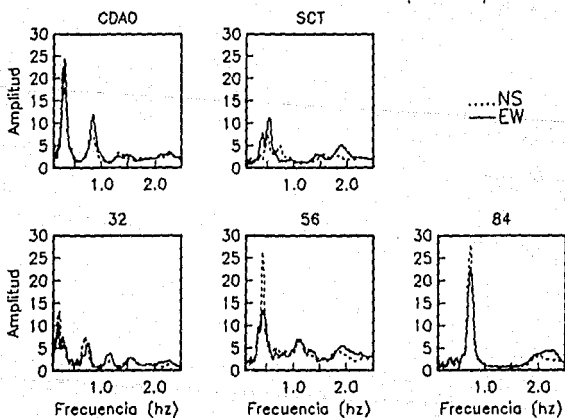


Fig. 27 FUNCIONES PROMEDIO

Curvas de duración (componente NS) y zonas geotécnicas

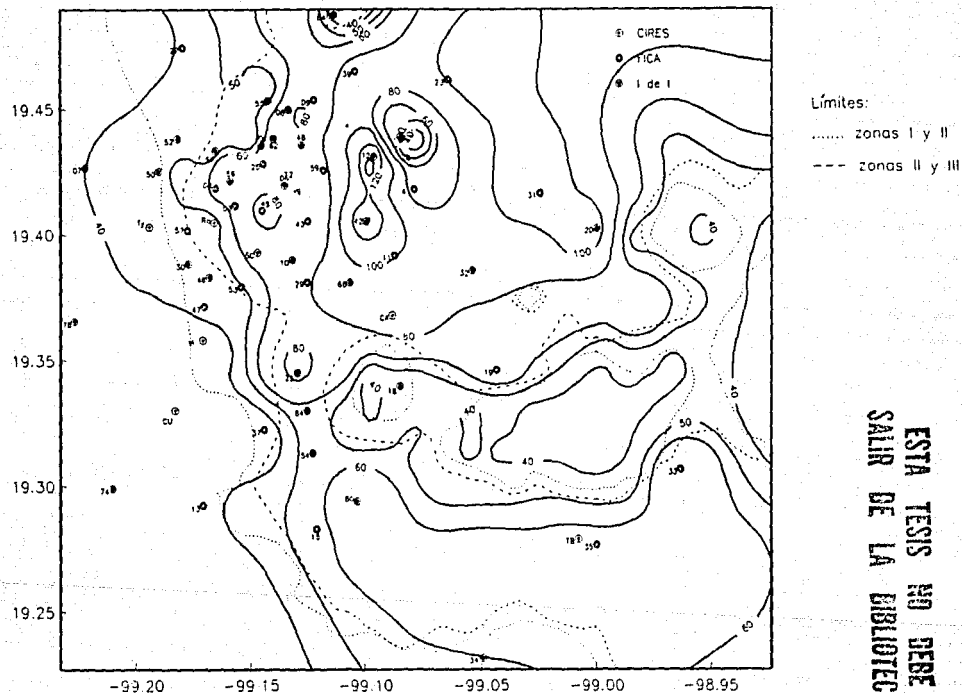


Fig.23 CONTORNO DE ISODURACIÓN Abril /25/1989

ESTA TESIS NO DEBE
SAIR DE LA BIBLIOTECA

Curvas de duración (componente EW) y zonas geotécnicas

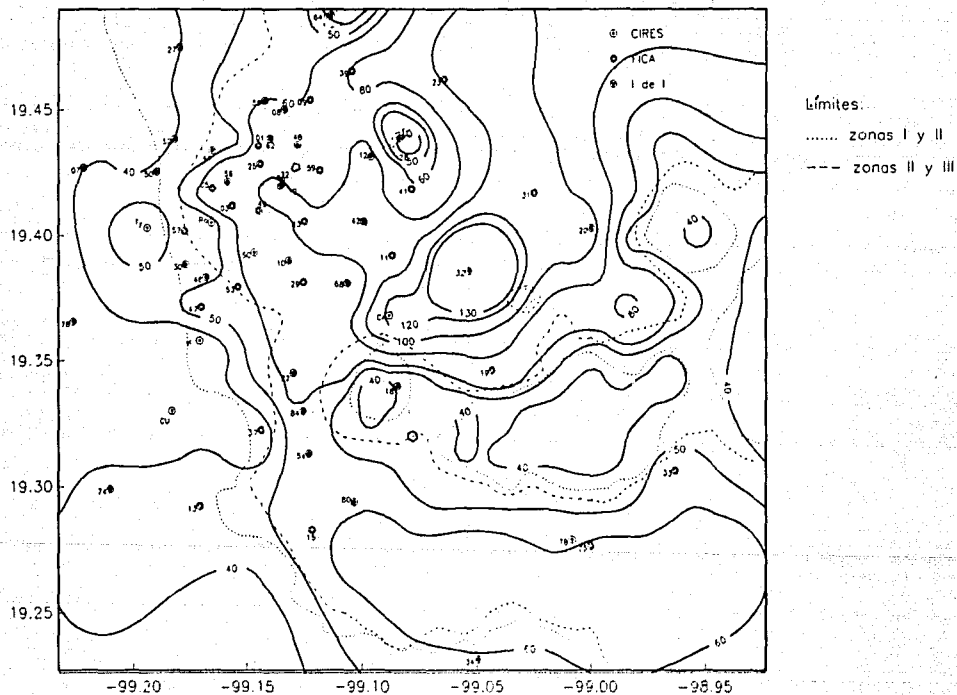


Fig.29 CONTORNO DE ISODURACIÓN Abril/25/1989

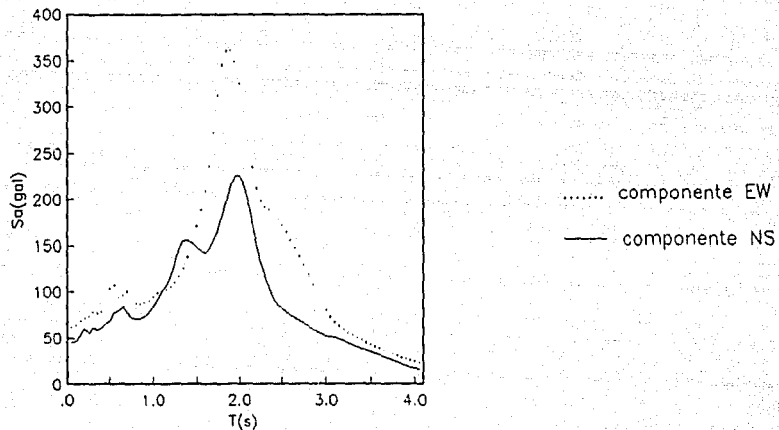


Fig. 30 POSICIÓN DEL ESPECTRO DE RESPUESTA

DEL 21/SEP/1985 EN EL SITIO SCT

$M=7.6$ y $R=318$ km

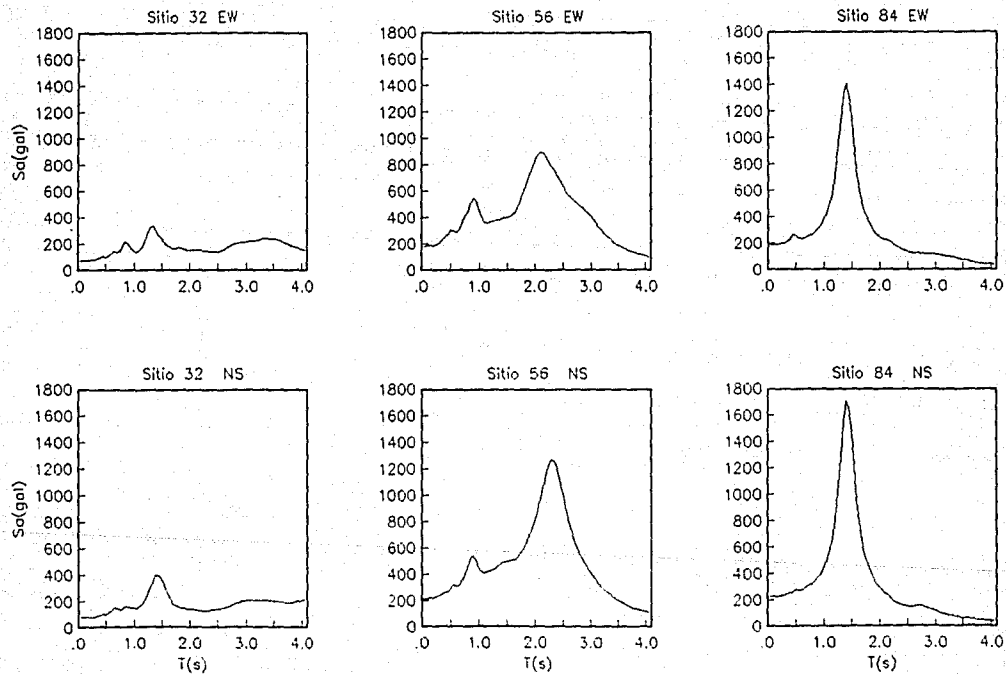
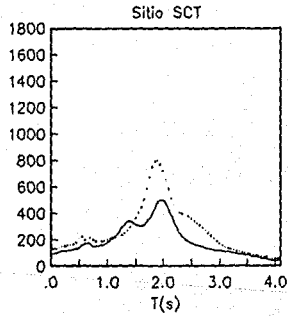
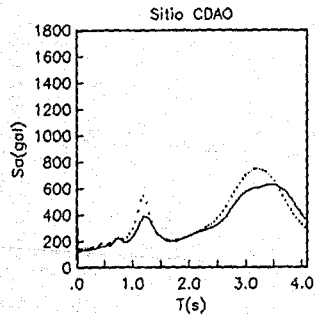
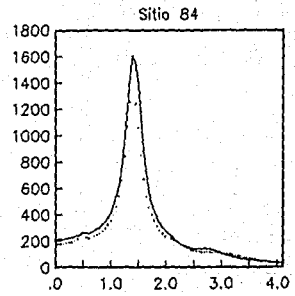
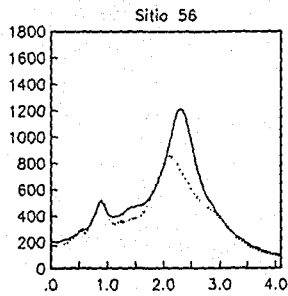
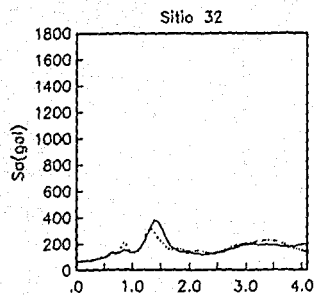
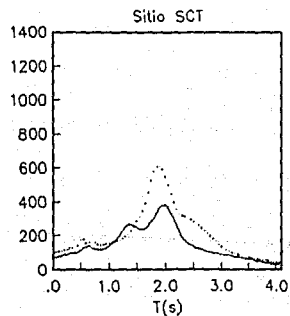
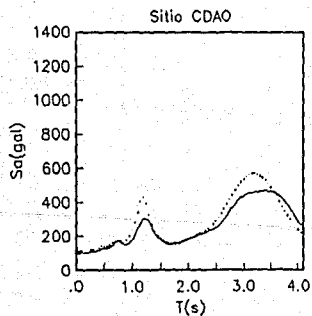
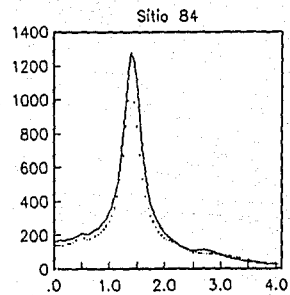
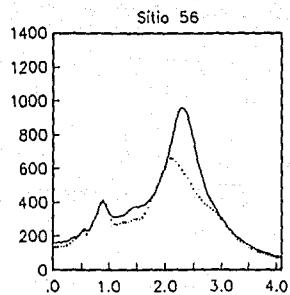
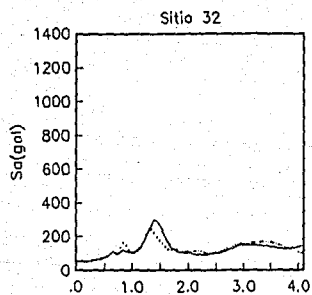


Fig.31 POSTDICCION DE ESPECTROS DE RESPUESTA DEL SISMO 19/SEP/85
M=8.1 / F=295 km



ESPECTROS ESPERADOS
 para $M=8.1$ y $R=300$ km
 Componente EW
 — Componente NS

Fig. 32 PREDICIÓN DE ESPECTROS DE RESPUESTA



ESPECTROS ESPERADOS
 para $M=7.9$ y $R=300$ km
 Componente EW
 — Componente NS

Fig. 33 PREDICCIÓN DE ESPECTROS DE RESPUESTA

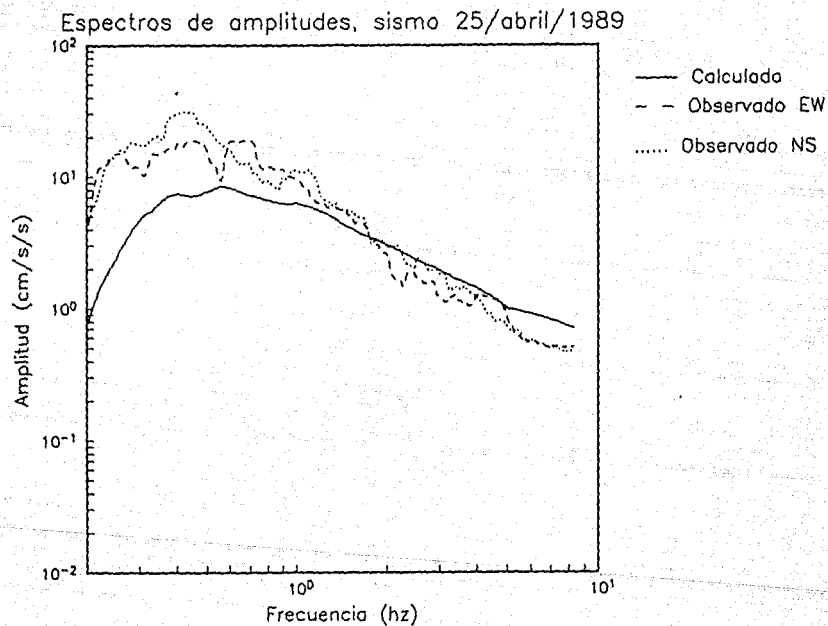


Fig.34 COMPARACIÓN DE ESPECTROS DE AMPLITUDES

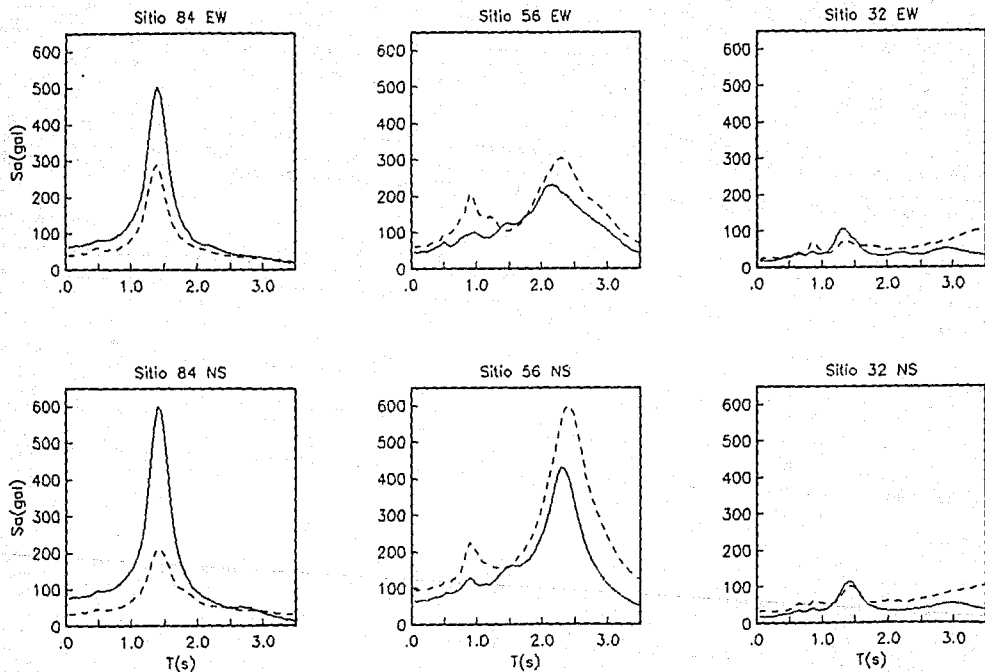


Fig.35 COMPARACIÓN DE ESPECTROS DE RESPUESTA 25/ABRIL/1989

———— CALCULADO

- - - - - OBSERVADO

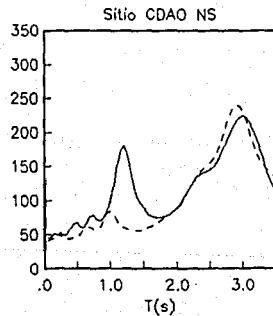
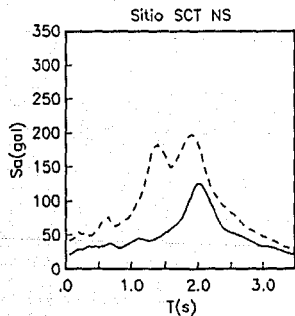
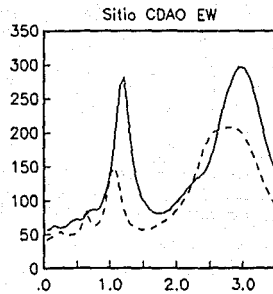
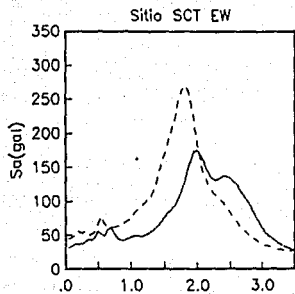


Fig.36 COMPARACIÓN DE ESPECTROS DE RESPUESTA 25/ABRIL/1989

————— CALCULADO

- - - - - OBSERVADO

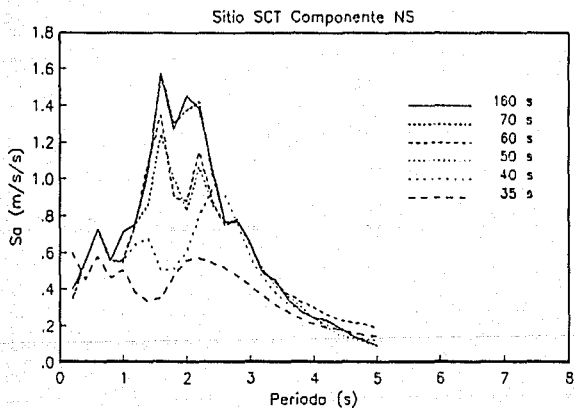
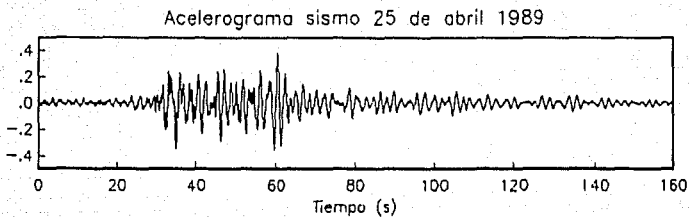


Fig.37 Evolución del espectro de respuesta con la duración

(Basada en Pérez-Rocha et al. 1987)