

01131

5  
2ej.



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO**

**FACULTAD DE INGENIERIA**

**PROPAGACION DE ONDAS SISMICAS EN EL ISTMO  
DE TEHUANTEPEC Y SU IMPACTO EN LA  
ESTIMACION DEL RIESGO SISMICO EN SITIOS  
LOCALIZADOS EN ESA REGION**

**T E S I S**

**QUE PARA OBTENER EL TITULO DE  
INGENIERO GEOFISICO**

**P R E S E N T A :**

**María Guadalupe Padilla Hernández**



**MEXICO, D. F.**

**1992**

**TESIS CON  
FALLA DE ORIGEN**



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

En el presente trabajo, se estudian las características de propagación de las ondas sísmicas en la región del Istmo de Tehuantepec (comprendido entre las latitudes 14-28°N y longitudes 93-96°W) y se analiza su impacto en el potencial sísmico (amenaza, seismic hazard) de sitios localizados en dicha zona.

La propagación de las ondas se caracterizó por el factor de calidad de las ondas de coda  $Q_c$ , que se estimó para nueve sitios de la zona. Los datos utilizados para su determinación lo constituyó un conjunto de sismogramas digitales, asociados a temblores de subducción superficiales ( $H_s$  50 km) y de profundidad intermedia ( $H_i$  50 km), con magnitudes  $2.9 \leq M_L \leq 4.9$ , registrados en 1986 en la zona de interés (Ponce, et al, 1992). La estimación de  $Q_c$  se efectuó con los métodos de Aki-Chouet y de Sato. A partir de dicha estimación, se determinó que para los sitios estudiados  $Q_c(f) = Q_0 f^\alpha$ , con  $68 \leq Q_0 \leq 168$  y  $0.66 \leq \alpha \leq 1.04$ , así como que los valores de  $Q_c$  para los sismos de profundidad intermedia son ligeramente mayores que los correspondientes a los sismos superficiales.

También se analizaron las características espectrales de sismos superficiales y de profundidad intermedia, de pequeña y gran magnitud registrados en el Istmo de Tehuantepec. De este análisis se concluyó que los sismos superficiales observados a distancias epicentrales  $D > 150$  km tienen amplitudes espectrales de Fourier máximas para frecuencias más bajas que las correspondientes a sismos de profundidad intermedia; así como que las bandas de frecuencias en que se presentan esos máximos son menores en los sismos superficiales que en los de profundidad intermedia.

Se obtuvieron expresiones para estimar el momento sísmico ( $M_0$ ), y la dimensión característica de la superficie de ruptura ( $r$ ) en función de la magnitud de ondas superficiales,  $M_s$ , y magnitud local,  $M_L$ , para sismos de pequeña y gran magnitud típicos de la región de interés.

Para estimar el potencial sísmico (probabilidad de que se presente una cierta intensidad del movimiento del terreno en un sitio dado, correspondiente a un sismo de magnitud  $M_s$ , ocurrido a una distancia hipocentral  $D$ ) de sitios localizados en la zona, se propuso un procedimiento que permitió tomar en cuenta algunos de los resultados mencionados anteriormente. En el procedimiento se usó el método de las funciones de Green empíricas en la versión de Irikura para la obtención de sismogramas sintéticos asociados a eventos de catálogo (1900-1986) ocurridos en el Istmo de Tehuantepec. Las funciones de Green provienen de los sismogramas registrados en la campaña de 1986 en la región. Se estimó el potencial sísmico en la estación Cintalapa situada al sur del Istmo de Tehuantepec. Los resultados muestran que para un mismo período de recurrencia, las intensidades del terreno, en este caso las aceleraciones máximas esperadas en ese lugar, son diferentes, dependiendo de si el sismo es superficial o de profundidad intermedia.

Se considera que el procedimiento propuesto es una alternativa para estimar el potencial sísmico en sitios localizados en regiones donde se cuenta con un número reducido de registros sísmicos.

## INDICE

I. INTRODUCCIÓN.....	1
I.1 Antecedentes.....	1
I.2 Objetivos.....	3
II. MÉTODOS DE ANÁLISIS DE SEÑALES SÍSMICAS.....	5
II.1 Información sísmica utilizada.....	5
II.2 Características de las ondas de coda.....	6
II.3 Atenuación de señales sísmicas.....	7
II.4 Métodos utilizados para la estimación del factor de calidad.....	8
II.4.1 Método de Aki y Chouet.....	10
II.4.2 Método de Sato.....	13
III. ANÁLISIS DE SISMOGRAMAS NUMÉRICOS OBSERVADOS.....	16
III.1 Localización de las estaciones y eventos analizados.....	16
III.2 Analisis del factor de calidad para la región de interés.....	16
IV. ANÁLISIS DEL CONTENIDO ESPECTRAL DE ACELEROGRAMAS Y SISMOGRAMAS.....	21
IV.1 Contenido espectral de acelerogramas registrados en la estación MINA y sismogramas observados en la estacion AZU.....	21
IV.2 Contenido espectral de sismos registrados en varias estaciones simultaneamente.....	23
V. APLICACIÓN DE MODELOS DE PROPAGACIÓN DE ONDAS SÍSMICAS.....	25
V.1 Modelo teórico de fuente $\omega^2$ (omega-cuadrada).....	25
V.2 Funciones de Green empíricas en la versión de Irikura.....	28
V.3 Aplicación de los modelos teórico de fuente $\omega^2$ y de funciones de Green empíricas en la versión de Irikura.....	29
V.3.1 Aplicación del modelo teórico de fuente $\omega^2$ .....	29

V.3.2 Aplicación del método de funciones de Green empíricas en la versión de Irikura.....	32
V.3.3 Comparación de los métodos teórico de fuente $\omega^2$ y de funciones de Green empíricas en la versión de Irikura en la obtención de sintéticos para la región del Istmo de Tehuatepec.....	34
VI. ESTIMACIÓN DEL POTENCIAL SÍSMICO.....	36
VI.1 Modelo de riesgo sísmico aplicado.....	36
VI.2 Tectónica de la región del Istmo de Tehuatepec.....	37
VI.3 Estimación del potencial sísmico en la estación CINTALAPA.....	38
VII. CONCLUSIONES.....	44
VIII. REFERENCIAS.....	46
RECONOCIMIENTOS	
TABLAS.	
FIGURAS.	
APENDICE A.....	A.1
APENDICE B.....	B.1

## I. INTRODUCCION

### I.1 ANTECEDENTES.

Para poder estimar el potencial sísmico (*seismic hazard*) de un sitio o una región se requiere contar con una descripción de la tectónica y la sismicidad regional, así como conocer las características de atenuación de la señal sísmica en el trayecto fuente sísmica-sitio. Una vez que se cuenta con la información mencionada, esta se utiliza como entrada a modelos de riesgo sísmico, cuyos resultados se expresan generalmente en términos de parámetros característicos del movimiento del suelo en el sitio (Chávez, *et al.* 1987). Si embargo para diversas regiones de la tierra la información descrita es escasa o inexistente, debido a que el período de observación instrumental es muy corto y/o a que los lapsos entre eventos sísmicos de interés ingenieril en la región son muy largos. Debido a ello es necesario realizar estudios específicos previos a la estimación del potencial sísmico de esas regiones (Castro, R., 1980; Chávez, M., Castro, R., 1988; Ligorria, 1989; Chávez, 1989).

En el presente trabajo se estudian las características de propagación de las ondas sísmicas en la región del Istmo de Tehuantepec (comprendida entre las latitudes 14-20° N y longitudes 93-96° W, Fig 1.1) y se analiza su impacto en el potencial sísmico de sitios localizados en dicha zona.

En esta región, además de un número grande de asentamientos humanos, se ubican varios complejos hidroeléctricos e industriales de importancia económica, por lo cual resulta de interés el desarrollar trabajos que conduzcan a la estimación del potencial sísmico de la región.

Con respecto a los estudios de propagación de ondas sísmicas en la zona mencionada, en un estudio previo (Chávez, 1989) se mostró que los movimientos del suelo observados en un sitio de la zona generados por temblores superficiales en la zona de subducción y los correspondientes

de profundidad intermedia, para distancias fuente sísmica-sitio comparables, presentan diferentes características. Se han obtenido conclusiones cualitativas similares en un estudio sobre la atenuación, en función de la distancia, y de la Intensidad de Mercalli Modificada para sismos mexicanos (Chávez y Castro, 1988).

La región de interés prácticamente carece de instrumentación sísmica, por lo cual no se cuenta con registros del movimiento del terreno (excepto algunos acelerogramas obtenidos en Minatitlán; Chávez, 1989) generados por la intensa actividad sísmica de la región (Chávez *et al*, 1987). Debido a lo anterior, la información sísmica utilizada en este trabajo proviene principalmente de los sismogramas observados en una campaña sismológica efectuada en la región en 1986 (Ponce *et al*, 1992). Los sismogramas están asociados a eventos locales con magnitudes locales que varían entre 2.5 y 4.9. También se utilizaron algunos acelerogramas registrados en Minatitlán Veracruz, estos se obtuvieron para temblores con magnitudes de ondas superficiales que varían entre 5.6 y 7.8.

Para estudiar la propagación de ondas sísmicas en la zona de interés se eligió caracterizarla a través del factor de calidad de las ondas de coda,  $Q$ . Las ondas de coda son movimientos de las partículas del terreno registrados por un receptor después de la llegada de la última onda directa  $S$  de un sismo. La atenuación del medio por el que se propagan las ondas de coda es el inverso del factor de calidad ( $Q^{-1}$ ), este factor se obtiene empleando el decaimiento de la coda sísmica observada en los sismogramas (Aki, 1969). Además se analizarán los contenidos espectrales de las señales sísmicas mencionadas.

En cuanto a la estimación del potencial sísmico de sitios localizados en la zona del Istmo de Tehuantepec se utilizará, en parte, la metodología propuesta por Chávez *et al* (1987a,b). El potencial sísmico, es decir, la probabilidad de que se presente una cierta intensidad de movimiento del terreno en un sitio dado correspondiente a un sismo de magnitud,  $M_s$ , ocurrido a una distancia hipocentral  $D$ , requiere contar con una

descripción de la tectónica y la sismicidad regional, así como de las características de propagación de la señal sísmica en el trayecto fuente-receptor. Esta información se utiliza como entrada para modelos de riesgo sísmico (*seismic hazard*). Dicho potencial de actividad sísmica de una región, o en un sitio específico, puede estimarse en términos del número de temblores de magnitud igual o mayor que una magnitud  $M$  generados en promedio por unidad de volumen y por año en las fuentes sísmicas pertenecientes a la región.

## 1.2 OBJETIVOS.

De acuerdo con lo mencionado los objetivos planteados en este trabajo son los siguientes:

- a) Estimar el valor del factor de calidad  $Q$  para sitios localizados en el Istmo de Tehuantepec.
- b) Analizar las características espectrales de sismos superficiales y de profundidad intermedia de pequeña y gran magnitud registrados en sitios localizados en la zona de interés.
- c) Proponer una metodología para estimar el potencial sísmico en sitios localizados en la zona de interés, haciendo uso de los resultados de los incisos a) y b).
- d) Estimar el potencial sísmico en un sitio de la zona de interés.

Para llevar a cabo los objetivos descritos, el trabajo se dividió de la siguiente forma:

En el capítulo II se discuten los procedimientos utilizados para procesar los sismogramas disponibles con el fin de analizar las características de propagación de las ondas sísmicas en la región de interés expresados en términos del factor  $Q$  de coda. El capítulo III se dedica al análisis de los resultados obtenidos de la aplicación de los métodos del capítulo II a la muestra de sismogramas disponible. En el capítulo IV se estudian las características espectrales de varios acelerogramas registrados en Minatitlán Veracruz, así como de algunos sismogramas observados durante la campaña de 1986, con el fin de mostrar las bandas de frecuencias

dominantes de los movimientos del terreno que ocurren en la región. En el capítulo V se aplican dos métodos para generar sismogramas sintéticos que incluyan las características de propagación de las ondas sísmicas en la zona de interés, para obtener información acerca de las aceleraciones máximas esperadas en dicha región. En el capítulo VI se propone y aplica una metodología para estimar el potencial sísmico en un sitio de la región bajo estudio, expresado en términos de las aceleraciones máximas de terreno. Las conclusiones más importantes del trabajo se presentan en el capítulo VII.

## II. METODOS DE ANALISIS DE SEÑALES SISMICAS

### II.1 INFORMACIÓN SÍSMICA UTILIZADA.

En la Fig 1.1 se muestra la localización de las estaciones donde se registró la información sísmica analizada en este trabajo. En todas las estaciones, excepto en MINA, se utilizaron sismógrafos Mark Product L22 de 3 componentes (una vertical y dos horizontales ortogonales). En MINA se tenía un acelerógrafo Kinematics SMA1 también de 3 componentes. Los sismógrafos tienen una banda útil de 2 a 45Hz, y proporcionan registros de velocidad digitales con un muestreo de 150 muestras por segundo. En cuanto al acelerógrafo SMA1 tiene una banda útil de 0.1 a 30Hz y con él se obtienen registros analógicos (en película) de la aceleración del terreno.

La utilización de los simogramas es directa, dado que la información es digital, en tanto que los acelerogramas requieren de un procesamiento como el que se describe en Rascón *et al*, 1977; Mena, 1986, para obtener los registros en forma numérica.

Se utilizan sismogramas asociados a 117 sismos locales registrados durante una campaña de microsismicidad efectuada en la región en 1986 (Ponce *et al*, 1992). Los epicentros de los eventos registrados se muestran y comentan más ampliamente en el capítulo III, mientras que las características de los eventos registrados en la estación MINA se discuten en el capítulo IV. La mayoría de los eventos registrados en la campaña tuvieron magnitudes locales que varían de 2.5 a 4.9, excepto uno que tuvo una magnitud de onda superficial  $M_s$  igual a 5.6. Durante dicha campaña se registraron: a) eventos superficiales típicos de la región de subducción correspondientes a la zona del Istmo de Tehuantepec, con epicentros localizados entre los  $14-16^{\circ}\text{N}$  y  $93-96^{\circ}\text{W}$  y profundidades menores a 50 km; b) temblores de profundidad intermedia (mayores de 50 km) con epicentros localizados entre  $16-18^{\circ}\text{N}$  y  $93-96^{\circ}\text{W}$ ; y c) eventos

intraplaca de profundidades menores de 50 km localizados entre 18-20°N y 93-96°W.

En la Fig 2.1 se presenta un ejemplo del tipo de sismogramas (velocidades) utilizados en el presente trabajo, en particular se presenta la componente este-oeste de un temblor de  $M_L = 3.46$ , profundidad de 129 km y distancia epicentral de 122 km, registrado en la estación AZU, su duración de 60s fué previamente seleccionada en el sismógrafo colocado en ésa, y las otras 8 estaciones. En la Fig 2.1 se muestra también la componente este-oeste de velocidades (obtenido apartir de un acelerograma) asociado al temblor de  $M = 7.8$ , profundidad igual a 18 km y distancia epicentral de 310 km, registrado en la estación MINA.

## II.2 CARACTERISTICAS DE LAS ONDAS DE CODA.

El comportamiento de una onda generada a partir de un sismo a lo largo de su trayectoria hasta un receptor cualquiera se puede resumir de la manera siguiente: En la fuente del sismo se generan ondas P y S que son radiadas alejándose de la fuente, las ondas P llegan primero al receptor, seguidas por las ondas S, (Fig 2.2). Cuando estas ondas se propagan en un medio, se generan ondas secundarias en cada una de las heterogeneidades localizadas a lo largo de la trayectoria foco-receptor. Las ondas secundarias llegan al receptor después de las ondas S (Fig 2.2) y se les denomina ondas de coda.

El origen de las ondas de coda se atribuye a la "dispersión de retorno" (backscattering) producto de heterogeneidades localizadas en una región, sin considerar la trayectoria directa de la fuente a la estación.

La coda sísmica de terremotos locales se ha interpretado como una dispersión simple de ondas de cuerpo producto de heterogeneidades distribuidas homogénea y aleatoriamente en la tierra (Aki, 1969). Podemos definir "*dispersión simple*" como el proceso por el cual una onda primaria (S en este caso) interactúa solo una vez con una heterogeneidad del medio

generando nuevas ondas secundarias en cada una de estas heterogeneidades.

La amplitud de las ondas de coda depende del tiempo y la frecuencia, siendo su relación de decaimiento independiente de la distancia epicentral. El decaimiento de estas ondas es función de la absorción intrínseca y la dispersión producto de estas heterogeneidades (Aki 1980).

### II.3 ATENUACIÓN DE SEÑALES SÍSMICAS.

La atenuación se representa como el inverso del factor de calidad ( $Q^{-1}$ ) a partir del decaimiento de la coda observada en los registros, este factor se define como:

$$Q^{-1}\Delta t = - \frac{\Delta E}{2\pi E} \quad (2.1)$$

con esta expresión podemos representar la pérdida de energía ( $\Delta E$ ) por ciclo, teniendo a  $E$  como la máxima energía del ciclo.

El factor de calidad ( $Q$ ) se define como (Millan, 1989):

$$Q^{-1} = Q_1^{-1} + Q_d^{-1} \quad (2.2)$$

donde

$Q_1^{-1}$  \* atenuación intrínseca.

$Q_d^{-1}$  \* atenuación por efecto de dispersión.

$Q_1^{-1}$  representa la absorción del medio en las ondas sísmicas y  $Q_d^{-1}$  es el efecto de las heterogeneidades en dichas ondas.

La atenuación intrínseca del medio es la pérdida de energía de las ondas sísmicas por fricción, y la dispersión es sólo una redistribución de energía en espacio y tiempo. La energía de las ondas se dispersa por heterogeneidades ubicadas en la dirección de propagación, esta energía puede ser redispersada en la dirección de propagación y arribar más tarde al receptor. Los registros de coda pueden utilizarse para el estudio de la atenuación de una región, debido a que  $Q_1^{-1}$  y  $Q_d^{-1}$  nos permiten determi-

nar características de un sismograma tales como la duración.

#### II.4 MÉTODOS UTILIZADOS PARA LA ESTIMACIÓN DEL FACTOR DE CALIDAD.

En la tabla 2.1 se muestran algunos de los modelos que se han propuesto para explicar las ondas de coda (Herreraiz, M., Espinoza, F., 1987). En esta tabla se presenta el modelo de ondas superficiales (Aki, 1969), el modelo de dispersión simple (Aki y Chouet, 1975) y el modelo de Sato (1977). Los dos primeros modelos son muy similares ya que el modelo de dispersión simple es una ampliación del modelo de ondas superficiales. En el modelo de Aki y Chouet se introduce el concepto de aproximación de Born que es un método de análisis de dispersión donde la pérdida de energía de ondas primarias y por dispersión múltiple es muy pequeña (Born y Wolf, 1965), además de que considera ondas de cuerpo. Ambos modelos conservan las mismas consideraciones en cuanto a las características de las heterogeneidades y tipo de dispersión. En cuanto al modelo de Sato (1977), este al igual que el modelo de Aki y Chouet considera ondas de cuerpo, sólo que, únicamente toma en cuenta las ondas S.

Con el fin de estudiar el fenómeno de atenuación de las ondas de coda se han propuesto algunos modelos que utilizan la siguiente relación:

$$B_0 = \frac{g}{g + \eta_a} = \frac{Q_g^{-1}}{Q_g^{-1} + Q_a^{-1}} \quad (2.3)$$

donde

$g$  → coeficiente de dispersión del medio.

$\eta_a$  → coeficiente de absorción.

$B_0$  → factor de pérdida de energía del medio.

$Q_g$  → factor de calidad correspondiente a la dispersión del medio.

$Q_a$  → factor de calidad correspondiente a la absorción del medio.

$B_0$  es un parámetro importante para la estimación de la dispersión múltiple. Cuando  $B_0 < 0.5$ , la absorción es dominante y la dispersión múltiple llega a ser menos importante; el caso contrario se presenta cuando  $B_0 > 0.5$  y la dispersión pasa a ser un factor importante en el

cálculo. Los modelos de dispersión múltiple llegan a ser bastante complicados, pero existen dos casos simples extremos: la teoría de la dispersión simple para valores pequeños de  $B_0$  o pequeños lapsos de tiempo y la teoría de difusión para fuertes dispersiones (grandes  $B_0$  o largos lapsos de tiempo).

El modelo comunmente utilizado para estimar  $Q$  es el denominado de dispersión de retorno simple (Aki y Chouet, 1975; Aki, 1980) el que es válido para lapsos de tiempo mayor que dos veces el tiempo de viaje de la onda. S. Sato (1977) removió esta limitación y propuso un modelo para la ondas anteriores a  $2 t_s$ , el cual llamó de dispersión isotrópica simple; éste modelo asume la hipótesis de dispersión simple y permite separar la fuente y el receptor. En adición el modelo de Sato requiere que la longitud de onda sea comparable con el tamaño de la heterogeneidad (Herraiz, M. y Espinoza, F. A., 1987). En la Fig. 2.3 se puede apreciar la importancia de la relación entre  $\alpha$  y  $\lambda$  (longitud de la escala de la heterogeneidad y longitud de onda, respectivamente). Se observa que para el primer y tercer caso las ondas no se encuentran afectadas por los obstáculos y el medio actúa como un cuerpo homogéneo. En cuanto al segundo caso se tiene un medio con escalas de heterogeneidades similar a la longitud de onda, por lo que se presenta el efecto de dispersión de las ondas.

Otro modelo que se propuso para explicar los mecanismos de atenuación de las ondas de coda es el del flujo de energía, propuesto por Frankel y Wennerberg (1987); utilizando consideraciones teóricas diferentes a las mencionadas arriba, sugieren que la  $Q$  de coda es debida a la atenuación intrínseca.

Análisis basados en el modelo de dispersión simple (Aki y Chouet, 1975) asumen que la dispersión es un proceso débil e implícitamente acepta una violación a la ley de conservación de la energía, mientras que el modelo de difusión satisface esta ley aceptando que toda la energía sísmica es dispersada a través de un gran mecanismo de dispersión (Ibáñez J. M., et al., 1990).

(amplitud cuadrática media de la envolvente) con  $P(\omega/t)$ , sabiendo que la transformada de Fourier de dicho espectro es la siguiente función de autocorrelación:

$$\phi(t, \tau) = \langle f(t), f(t+\tau) \rangle = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} P(\omega/t) e^{i\omega\tau} d\omega \quad (2.6)$$

para  $\tau = 0$

$\phi(t, 0) = \langle f^2(t) \rangle$ , con lo que podemos expresar la ecuación anterior como:

$$\langle f^2(t) \rangle = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} P(\omega/t) d\omega \quad (2.7)$$

si consideramos:

$$P(\omega/t) = P \text{ constante } \omega_0 < |\omega| < \omega_1$$

$$P(\omega/t) = 0 \text{ en caso contrario}$$

la expresión 2.7 se puede escribir como:

$$\langle f^2(t) \rangle = 2P(\omega/t) \Delta f \quad (2.8)$$

donde

$$\Delta f = \frac{\omega_1 - \omega_0}{2\pi}$$

Si  $A(\omega/t)$  es la amplitud registrada en el sismograma, la podemos expresar como:

$$A(\omega/t) = \sqrt{2P(\omega/t) \Delta f} \quad (2.9)$$

Si la amplitud de la envolvente  $A(\omega/t)$  es medida pico a pico, entonces  $A(\omega/t)$  se expresa como:

$$A(\omega/t) = 2 \sqrt{2P(\omega/t) \Delta f} \quad (2.10)$$

combinando la expresión (2.5) con (2.10):

$$A(\omega/t) = C(\omega) t^{-a} e^{-\omega t/2Qc} \quad (2.11)$$

donde

$$a = \frac{m}{2}$$

$$C(\omega) = 2 \sqrt{2S(\omega) \Delta f} \quad (2.12)$$

obteniendo el logaritmo natural en ambos lados de la expresión (2.13) se obtiene:

$$\ln A(\omega/t) = \ln C(\omega) - a \ln t - bt \quad (2.14)$$

$$\text{para } b = \frac{\omega}{2Q_c} \quad (2.15)$$

En la ecuación (2.14) se observa la separación del factor de fuente ( $\ln C(\omega)$ ), la dispersión geométrica ( $a$ ) y la atenuación ( $b$ ). Podemos conocer el valor de  $Q_c$  obteniendo la pendiente de la relación lineal de la ecuación (2.14). El valor de  $Q_c$  puede obtenerse para dos casos:

- 1.- Para dispersión de ondas superficiales, en cuyo caso  $m = 1$
- 2.- Para dispersión de ondas de cuerpo, en donde  $m = 2$ .

en los dos casos anteriores,  $t$  debe de ser mayor que  $2t_s$ , donde  $t_s$  es el tiempo de recorrido de la onda  $S$ .

Otra forma de conocer el valor de  $Q_c$  es a través del espectro de potencia en la expresión (2.5). Considerando que  $m = 2$ , el valor  $t^{-2}$  en dicha expresión es equivalente al factor de dispersión geométrica  $K(t/t_s)$  del método sugerido por Sato (1977). Con lo que la ecuación (2.5) puede escribirse como:

$$P(\omega/t) = S(\omega) K(t/t_s) e^{-\omega t/Q_c} \quad (2.16)$$

Obteniendo el logaritmo para ambos lados de la ecuación:

$$\log \left[ \frac{P(\omega/t)}{K(t/t_s)} \right] = S - bt \quad (2.17)$$

donde  $S$  es una constante que depende de la frecuencia y  $b$  lo expresamos como:

$$b = 2\pi (\log_{10} e) f/Q_c \quad (2.18)$$

Conociendo la pendiente de la ecuación (2.17), podemos obtener el valor para  $Q_c$ .

#### II.4.2 MÉTODO DE SATO.

Sato (1977) amplió el modelo de dispersión simple de Aki y Chouet, para el caso en el que la fuente y la estación no se ubican en el mismo sitio. Propone un modelo de Dispersión Isotrópica Simple, en el que supone un medio infinito tridimensional y elástico, donde las heterogeneidades se encuentran distribuidas homogénea y aleatoriamente en la tierra. El medio tiene una velocidad  $v$  y la distribución de heterogeneidades se caracteriza por la trayectoria libre media  $\ell$ , éste es un parámetro que controla la transferencia de energía de la onda primaria a la dispersada a lo largo de la trayectoria recorrida.

Con base en estas consideraciones la densidad media de energía de las ondas dispersadas es:

$$E_{dis}(r, t/\omega) = \frac{W_o(\omega)}{4\pi\ell r^2} K \left[ \frac{vt}{r} \right] \quad (2.19)$$

donde

$W_o(\omega)$   $\rightarrow$  densidad de energía total radiada en la frecuencia  $\omega$ .

$r$   $\rightarrow$  distancia hipocentral

$t$   $\rightarrow$  tiempo transcurrido a partir del tiempo de origen.

$K \left[ \frac{vt}{r} \right]$   $\rightarrow$  efecto de dispersión geométrica.

Si las ondas dispersadas son S, la ecuación (2.19) puede escribirse como:

$$E_{dis}(r, t/\omega) = \frac{\eta\sigma W_o(\omega)}{4\pi r^2} K \left[ \frac{vt}{r} \right] e^{-\omega t/Qc} \quad \dots\dots\dots (2.20)$$

donde

$\eta$   $\rightarrow$  densidad de distribución de las heterogeneidades.

$\sigma$   $\rightarrow$  sección transversal de dispersión.

$\eta\sigma$   $\rightarrow$  coeficiente efectivo de dispersión.

Cuando se incluye el efecto anelástico del medio, podemos expresar la

densidad de energía de ondas S dispersada mediante la siguiente ecuación:

$$E_{d1s} = (r, t/\omega) = \frac{\eta\sigma W_o(\omega)}{4\pi r^2} K \left[ \frac{t}{t_s} \right] e^{-\omega t/Qc} \dots\dots\dots(2.21)$$

donde  $Qc$  es el factor de calidad que incluye los efectos de dispersión y absorción intrínseca.

Considerando que la energía de la onda S primaria es irradiada esféricamente desde un punto de la fuente en un lapso de tiempo  $u$ , la densidad media de energía irradiada de la onda S directa a una distancia  $r$  es:

$$E_s(r/\omega) = \frac{W_o(\omega)}{4\pi r^2 \beta u} e^{-\omega t_s/Qc} \quad (2.22)$$

siendo  $\beta$  la velocidad de onda S.

De las ecuaciones (2.21) y (2.22) tenemos:

$$E_s/E_{d1s} = (A_s/A_c)^2 \pi \frac{1}{\eta\sigma\beta u} K \left[ \frac{t}{t_s} \right]^{-1} e^{\omega(t-t_s)/Qc} \quad (2.23)$$

Obteniendo el logaritmo para ambos miembros y arreglando términos:

$$\log \left[ (A_s/A_c)^2 K \left[ \frac{t}{t_s} \right] \right] = C + b (t-t_s) \quad (2.24)$$

$$C = \log_{10} \left[ (\eta\sigma\beta u) \right]^{-1}$$

$$b = 2\pi (\log_{10} e) f/Qc \quad (2.25)$$

Millan (1989) menciona tres aspectos importantes de este método:

- a.- El método supone que las ondas primarias y secundarias son ondas S, de acuerdo con las observaciones de  $Q_\beta$  realizadas por AKI (1980 b).
- b.- El efecto de la distancia hipocentral  $r$  se elimina al efectuar el cociente entre la energía de las ondas primarias y

secundarias.

c.- La determinación de  $Q_c$  es independiente del instrumento utilizado.

### III. ANALISIS DE SISMOGRAMAS NUMERICOS OBSERVADOS

#### III.1 LOCALIZACIÓN DE LAS ESTACIONES Y EVENTOS ANALIZADOS.

En la Fig 1.1 se muestra la localización de las 9 estaciones digitales temporales utilizadas en la campaña de 1986 en la zona de interés (Ponce, *et al*, 1992) ubicándose todas sobre roca competente. En la misma figura también se muestran los epicentros de los 117 sismos que fueron detectados en alguna de las 9 estaciones. Como se mencionó, los sismos tuvieron magnitudes entre 2.5 y 5.6 y por su localización y profundidad focal se pueden clasificar de la manera siguiente: a) Eventos superficiales, con epicentros localizados entre  $14-16^{\circ}$  N y  $93-96^{\circ}$  W con profundidades menores de 50 km. b) Eventos de profundidad intermedia, con epicentros localizados entre  $16-18^{\circ}$  N y  $93-96^{\circ}$  W con profundidades mayores de 50 km. y c) Eventos intraplaca, con epicentros localizados entre  $18-20^{\circ}$  N y  $93-96^{\circ}$  W con profundidades menores de 40 km.

En las Figuras 3.1 y 3.2 se presentan los epicentros de los eventos registrados en cada una de las estaciones. Además, se indica si se trata de un evento superficial o profundo.

#### III.2 ANÁLISIS DEL FACTOR DE CALIDAD PARA LA REGIÓN DE INTERÉS.

Para llevar a cabo el estudio de las ondas de coda primero se eligieron los sismogramas que cumplían con las condiciones requeridas por los métodos de Aki y Chouet, y de Sato ya mencionados (tabla 3.1), así como aquellos en que la relación señal-ruido era mayor o igual a 1.5 al final de la ventana de la coda. La localización de los eventos seleccionados se presentan en las tablas 3.2.

Los sismogramas fueron procesados con el programa CODAQ (Novelo-Casanova y Monfret, 1991) para hacer las estimaciones de los valores del factor de calidad de la región. El algoritmo permite, entre otros cálculos, obtener

el valor de este factor utilizando los métodos de Aki y Chouet (1975), y de Sato (1977) los cuales fueron discutidos en el capítulo II. Las frecuencias  $f_c$  para las que se calculó  $Q_c$  fueron 1.5, 3, 6, 12 y 24 Hz. Las frecuencias bajas y altas de corte de los filtros fueron  $(f_c - f_c/3)$  y  $(f_c + f_c/3)$  respectivamente. Las amplitudes medias cuadráticas de las señales filtradas fueron calculadas en ventanas de 1.5s con un traslape de 0.75 s, y la coda analizada un promedio de 25s.

En la Fig. 3.3 se presenta un ejemplo típico de los resultados obtenidos al aplicar este algoritmo, en este caso a la componente horizontal de un sismo registrado en la estación MIN. En la Fig. 3.3 a) y b) se muestra la señal original y la señal filtrada para  $f_c = 1.5\text{Hz}$ , y en la c) y d) se tienen los valores promedio de  $Q_c$  calculados con los métodos de Aki y Chouet, y Sato, respectivamente. Los valores de  $Q_c$  calculados son muy similares en este caso. Lo mismo ocurrió cuando se analizaron otros sismogramas. Sin embargo, debido a la duración de los sismogramas disponibles (60s) en un número importante de casos no se obtuvieron resultados al aplicar el método de Aki y Chouet, por lo cual se decidió continuar el procesamiento de la información únicamente con el método de Sato.

Se subdividió la zona que comprende las estaciones en dos partes, las estaciones TON, ZAN, CIN, MIN y CER que corresponden a la zona sur, y AZU, SUC, CUA y NAN a la zona norte (Fig. 1.1), con el fin de facilitar el análisis de los resultados. Para verificar la influencia que tienen sobre el valor de  $Q_c$  las profundidades de los eventos, también se agruparon estos en someros (con profundidad focal menor de 50 km), profundos (con profundidad mayor a 50 km) y en someros y profundos.

Con el objeto de verificar el comportamiento de los valores obtenidos para  $Q_c$ , dependiendo de la componente analizada, se graficaron todos los datos según la división mencionada (Figs 3.4). En estas figuras se muestran los valores promedio de  $Q_c$  para los tres componentes en conjunto. Para obtener el valor promedio de  $Q_c$  para cada una de las

frecuencias mostradas en las figuras mencionadas, se tomó para cada estación el valor de  $Q_c$  estimado para cada uno de los eventos sin distinguir el componente, es decir, de cada uno de los eventos se tomaron 3 valores de  $Q_c$ , resultando un valor de  $Q_c$  promedio para cada estación. En dicha figura se puede observar que los valores de  $Q_c$  para el conjunto de estaciones, varían de 100 a 1500 para frecuencias de 1.5 y 24Hz, respectivamente, incrementando su valor con la frecuencia.

En las Figs 3.5 y 3.6 se observa el comportamiento de  $Q_c$  separando las componentes horizontales de la vertical, para una frecuencia dada. Esto se llevó a cabo obteniendo un valor promedio de  $Q_c$ , para los componentes horizontales y el vertical, es decir, a diferencia de los datos de  $Q_c$  mostrados en las Figs 3.4, sólo se consideró un valor de  $Q_c$  por estación, esto es, el valor de  $Q_c$  para el componente considerado. En la Fig. 3.7 se muestra la influencia del componente considerado en el cálculo del valor de  $Q_c$ ; se incluyen la media y la desviación estándar del valor de  $Q_c$  para los componentes horizontales y para el componente vertical, para las frecuencias de interés. De esta misma figura se concluye que los valores de  $Q_c$  para los componentes horizontales son muy similares al valor calculado para el componente vertical para una frecuencia dada. Resultados similares se obtuvieron para las otras 6 estaciones (Fig. 1.1), por lo cual se decidió tratar los componentes horizontales y vertical indistintamente.

En la Fig 3.8 se presentan los valores medios de  $Q_c^{-1}$  por estación. En esta figura se observa que los valores medios de  $Q_c$  para las estaciones CER, CIN, MIN, ZAN y TON se presentan entre  $8 \times 10^{-3}$  y  $6 \times 10^{-4}$  para 1.5Hz y 24Hz respectivamente, el valor máximo se presenta en la estación TON y el mínimo en la estación CIN. En relación a las estaciones AZU, SUC, CUA, y NAN los valores de  $Q_c^{-1}$  varían entre  $1.1 \times 10^{-2}$  en la estación NAN y  $5 \times 10^{-4}$  en la estación CUA, para 1.5Hz y 24Hz respectivamente. Los valores de  $Q_c^{-1}$  para 24Hz en la estación ZAN se encuentran fuera de la tendencia general, debido a lo pobre de la relación señal-ruido para esta frecuencia en los sismogramas correspondientes; el mismo comentario se puede aplicar al

correspondiente  $Q_c^{-1}$  para la estación NAN. En la misma Fig. 3.8 se observa que en general los valores de  $Q_c^{-1}$  que se obtuvieron se encuentran por debajo de los calculados por Sato (1990) para la litósfera (línea continua). En la Fig 3.9 se muestran los valores promedio de  $Q_c$  para los datos del tipo de evento especificado en la figura por estación. De esta figura se puede observar que los valores de  $Q_c$  para las frecuencias analizadas varían entre  $Q_c= 100$  y  $Q_c= 1500$  para las estaciones AZU, CER, TON y MIN, mientras que para las estaciones CIN y ZAN estos valores se encuentran entre  $Q_c= 100$  y  $Q_c= 4000$  presentándose más claramente la tendencia de  $Q_c$  con la profundidad en las estaciones AZU, ZAN, y MIN. De esta misma figura se puede concluir que los valores de  $Q_c$  para frecuencias menores a 12Hz en todas las estaciones son similares, encontrándose que el valor máximo de  $Q_c$  se tiene en la estación ZAN para 24Hz.

Como se mencionó,  $Q_c$  es función creciente de la frecuencia, por lo que se puede expresar como  $Q_c= Q_0 f^\alpha$  (Aki, 1980b), donde  $Q_0$  es el valor de  $Q_c$  para  $f= 1\text{Hz}$  y  $\alpha$  es el exponente de  $f$ . Tomando en cuenta lo anterior se efectuó una regresión lineal para la expresión de  $Q_c$  con el fin de estimar los parámetros  $Q_0$  y  $\alpha$  correspondientes a: a) para cada una de las estaciones; b) para las estaciones localizadas el norte y al sur de la región considerada; c) para todas las estaciones. Lo anterior se efectuó para los eventos superficiales (S) ( $H < 50\text{km}$ ), los sismos de profundidad intermedia (PI) ( $H > 50\text{km}$ ), y el tercero que incluía ambos tipos de eventos (S+PI).

Los resultados del cálculo descrito se presentan en la tabla 3.3, se incluyen los valores esperados de  $Q_c$  y  $\alpha$  así como sus respectivas desviaciones estándar. Además, se reporta el número de sismogramas empleados para estimar el valor de  $Q_c$  para cada estación. Los coeficientes de correlación de las regresiones fueron de alrededor de 0.85. De esta tabla se observa que las estaciones MIN, CIN y TON son las que contaron con el mayor número de eventos asociados con ambos tipos de eventos (superficiales y de profundidad intermedia).

Cuando consideramos cada una de las estaciones separadamente, llegamos a las siguientes conclusiones: a) el valor  $Q_0$  promedio, para los eventos de PI, S y PI+S, varían de 60 a 168, de 80 a 140, y de 63 a 128, respectivamente; b) los valores promedio de  $\alpha$ , para los sismos de PI, S y PI+S, varían de 0.66 a 0.94, de 0.70 a 0.87, y de 0.75 a 1.04, respectivamente; c) para las estaciones MIN, CIN y TON, las cuales cuentan con un mayor número de eventos de ambos tipos (PI y S), observamos la tendencia de mayores valores promedios de  $Q_0$  para los eventos del tipo PI, cuando comparamos con su contraparte de valores promedio de  $Q_0$  para eventos S. Para las mismas estaciones los valores promedios de  $\alpha$  no presentaron una apreciable variación cuando se consideraron los eventos PI o S. Estas observaciones coinciden con los resultados obtenidos por Ibañez, et al, 1990. Otra observación en esta tabla es que el valor de  $Q_0$  global es ligeramente inferior a los valores de  $Q_0$  reportados por Ligorria (1990) ( $Q_0 = 133$ ) y Castro (1980) ( $Q_0 = 170$ ) para la región.

La presentación gráfica de los resultados que se acaban de discutir se muestran en la Fig 3.10. En esta figura no aparece el ajuste para la estación NAN, debido a la dispersión de los datos. Por último en la Fig 3.11 se presenta el valor de  $Q_c$  estimado para la región que comprende las 9 estaciones de registro, cuya expresión de  $Q_c$  es:

$$Q_c(f) = 109 f^{0.81}$$

esta expresión representa un valor aproximado de  $Q_c$  en función de  $f$  para la región de interés.

#### IV. ANALISIS ESPECTRAL DE ACELEROGRAMAS Y SISMOGRAMAS

En este capítulo se efectúa el análisis espectral de algunos acelerogramas y sismogramas registrados en sitios de la región de interés. Dicho análisis se dividió en dos partes: en la primera se comparan los espectros de amplitudes de Fourier de sismos de pequeña magnitud registrados en una estación, con los espectros de sismos de gran magnitud observados en otra estación localizada en la misma zona del Istmo de Tehuantepec; para los dos tipos de sismos las distancias epicentrales y las profundidades son similares. En la segunda parte se analizarán los espectros de Fourier de sismos de pequeña magnitud registrados (cada uno de ellos) en varias estaciones simultáneamente.

##### IV.1 CONTENIDO ESPECTRAL DE ACELEROGRAMAS REGISTRADOS EN LA ESTACIÓN MINA Y SISMOGRAMAS OBSERVADOS EN LA ESTACIÓN AZU.

Para este análisis se seleccionaron las estaciones de MINA y AZU las cuales se localizan en la parte norte del Istmo de Tehuantepec, aproximadamente a 100 km de distancia una de la otra (Fig. 4.1 y 4.2). Ambas se encuentran en la misma provincia geológica (Delgado, *et al*, 1992).

La estación MINA se encuentra sobre una estratigrafía formada por capas de arcilla y arena, que de acuerdo con resultados experimentales y teóricos tiene sus primeras dos frecuencias de vibrar en aproximadamente 1 y 2.5Hz (Chávez, 1989). En cuanto a la estación AZU, como se mencionó en III.1 se localizó sobre roca competente, pero se desconoce la estratigrafía del sitio.

En la tabla 4.1 se presenta la lista de los sismos estudiados y algunas de sus características. De dicha tabla se puede observar que tanto en la estación MINA como en la de AZU se registraron tres eventos de profundidad intermedia ( $H > 50\text{km}$ ) y uno superficial ( $H < 50\text{ km}$ ), a

distancias epicentrales similares (Figs. 4.1 y 4.2). El análisis del contenido espectral de los eventos registrados en ambas estaciones se realizó en registros de velocidades. Por lo cual los acelerogramas observados en MINA fueron integrados una vez para obtener sus correspondientes registros de velocidades, esto debido a que los espectros de amplitudes de velocidades resultan más convenientes para el tipo de análisis realizado en el presente trabajo. Los espectros de amplitudes de Fourier de los registros de velocidad (componente vertical, este-oeste, y norte-sur) observados en las estaciones MINA y AZU se muestran en las Figs. 4.3a y 4.3b, respectivamente.

De la Fig. 4.3a, en la que se muestran los espectros de amplitudes de los eventos registrados en la estación MINA se puede concluir que las tres componentes del sismo superficial, (M4) presentan sus amplitudes máximas entre 0.15 y 0.30, en tanto que las amplitudes máximas asociadas a los sismos de profundidad intermedia (M1, M2, M3) se presentan entre 0.3 y 1.5Hz. También se observa en la Fig. 4.3a que las amplitudes del evento M4 decaen rápidamente a partir de 0.35Hz y que en 1.3Hz están al nivel de ruido. Por otro lado, las amplitudes de los eventos M1, M2 y M3 decaen más lentamente a partir de 1.5Hz y alcanzan el nivel de ruido alrededor de 4Hz.

En la Fig. 4.3b se observa que los espectros de amplitudes de Fourier del sismo superficial, AZU09, tiene un sólo máximo en aproximadamente 2Hz, y que a partir de esta frecuencia descienden hasta alcanzar el nivel de ruido en aproximadamente 15Hz. En cuanto a los espectros de los sismos de profundidad intermedia, AZU04, AZU18 y AZU23, estos tienen sus amplitudes máximas en la banda de 2 a 10Hz y a partir de esta última frecuencia decaen hasta alcanzar el nivel de ruido en aproximadamente 30Hz.

De los párrafos anteriores se puede concluir que se observa un comportamiento similar en los espectros de amplitudes de Fourier para los sismos registrados en MINA y AZU, es decir, que para los sismos superficiales se tienen amplitudes máximas en bandas de frecuencia

estrechas, comparadas con las bandas de frecuencia para las cuales se presentan las amplitudes máximas de los sismos de profundidad intermedia. Además, Las frecuencias de los sismos superficiales son considerablemente más bajas que las correspondientes a los sismos de profundidad intermedia.

Si se toma en cuenta que las estaciones MINA y AZU se localizan en la misma provincia geológica, y que en ambas se registraron sismos superficiales y de profundidad intermedia que provienen de la misma zona sismotectónica y de diferentes azimuts se puede afirmar que las características espectrales de los sismos superficiales son diferentes a las de los sismos de profundidad intermedia observados en las estaciones mencionadas.

#### IV.2 CONTENIDO ESPECTRAL DE SISMOS REGISTRADOS EN VARIAS ESTACIONES SIMULTÁNEAMENTE.

El otro tipo de estudio que se efectuó a algunos de los sismogramas disponibles fué el de analizar los espectros de amplitudes de Fourier de sismos superficiales y de profundidad intermedia que se registraron simultáneamente en varias estaciones. Se trató que éstas últimas formaran una línea recta. La localización de las estaciones y eventos analizados se presentan en la Fig. 4.4. Esto se hizo con el fin de observar el comportamiento de los espectros para cada estación, según la profundidad y distancia epicentral. En la tabla 4.2 se presentan algunas de las características de los eventos analizados. Las líneas estudiadas están numeradas según el evento que registraron, es decir:

LINEA	ESTACION
1	CIN, NAN, TON
2	MIN, NAN, SUC
3	CER, SUC, TON
4	CIN, NAN, TON
5	MIN, NAN, SUC

6

CIN, SUC, TON

7

AZU, CIN, SUC

En la tabla 4.2 se muestra que los eventos 1, 2 y 3 son superficiales y los eventos 4, 5, 6 y 7 son de profundidad intermedia. Los espectros de amplitudes de Fourier de estos sismos se presentan en las Figs 4.5 a 4.11. En éstas Figs. se observa que los espectros de los eventos 1, 2 y 3 decaen entre 4 y 5Hz, mientras que los de profundidad intermedia descienden entre 8 y 15Hz. Otra característica importante es el ancho de banda para éstos dos tipos de eventos, ya que para los superficiales dicha banda se encuentra entre 1 y 5Hz, y para los eventos profundos de entre 0.8 y 8Hz.

En los espectros se puede apreciar que, probablemente, se tengan efectos de sitio en las diferentes estaciones ya que como se muestra en la Fig 4.9, aunque el evento (5) se localiza muy cerca de la estación SUC, esta no registró la mayor amplitud. en comparación con las amplitudes de NAN y CIN. Algo similar ocurre con lo que se observa en la Fig 4.10 que corresponde al sismo (6) donde las estaciones TON y CIN se encuentran aproximadamente a la misma distancia epicentral del evento, sin embargo TON registró mayores amplitudes en relación a CIN. Probablemente el mecanismo del evento también es un factor importante en este tipo de análisis, pero éste no fué estudiado en el presente trabajo.

En el resto de los casos analizados (Figs. 4.5, 4.6, 4.7, 4.8 y 4.11) se presentó un comportamiento similar al esperado, es decir, la atenuación de la amplitud espectral con la distancia hipocentral. Las frecuencias predominantes en los sismos profundos se encuentran entre 5 y 8Hz, aunque se presentan para frecuencias menores (eventos 4 y 5) en algún componente, y para los superficiales entre 2 y 4Hz.

## V. APLICACION DE MODELOS DE PROPAGACION DE ONDAS SISMICAS.

Un importante problema en la estimación del potencial sísmico así como en otras áreas afines, es la estimación del movimiento del terreno ante futuros terremotos. Con el fin de estudiar la generación y propagación de las ondas sísmicas, diversos investigadores han propuesto modelos teóricos que permiten simular el movimiento del terreno correspondiente a sismos específicos (Aki, 1967, Brune, 1970, Boore, 1983, Irikura, 1983).

Como se mencionó en los capítulos I y III, en la región del Istmo de Tehuantepec prácticamente no se cuenta con registros de temblores con magnitudes de interés ingenieril, por lo tanto, para estimar el potencial sísmico en sitios de la región será necesario recurrir a la simulación de registros del movimiento del terreno que sean representativos de los que se esperan en el futuro, es decir registros que nos proporcionen las aceleraciones máximas esperadas para este tipo de temblores.

Tomando en cuenta los párrafos anteriores, el objetivo de este capítulo es la aplicación y evaluación de dos modelos matemáticos para la generación de sismogramas sintéticos en sitios localizados en el Istmo de Tehuantepec. Uno de ellos basado en un modelo teórico de fuente, y otro en el uso de registros de temblores pequeños considerándolos como funciones de Green empíricas.

### V.1 MODELO TEÓRICO DE FUENTE $\omega^2$ (omega-cuadrada).

La esencia de este método es generar series de tiempo transitorias cuyos espectros de amplitudes guarden semejanza, al menos en promedio, con un espectro de amplitudes teórico, construido con base en consideraciones físicas. En este caso, se adoptó el modelo de Brune (1970) modificándolo para considerar la atenuación de altas frecuencias apropiadamente, y asignarle fases aleatorias para representarlo en el dominio del tiempo. Este método fue propuesto por Boore (1983) y sólo considera ondas S. El interés es sintetizar acelerogramas que, además, preserven la forma

espectral de ondas P, por lo que se ha extendido este método para su tratamiento, debido a que se busca representar todas las características del registro observado (CIS, 1992).

El método hace uso de una serie de tiempo de ruido blanco gaussiano,  $g(t)$  con media cero y varianza uno. Esta serie se modula con una ventana temporal de la forma:

$$w(t) = H(t)at^b e^{-ct} \quad (5.1)$$

donde  $H(t)$  es la función de escalón unitario y  $a$ ,  $b$  y  $c$  son los parámetros de la ventana. Saragoni y Hart (1974) encontraron que esta ventana proporciona una representación adecuada de la envolvente promedio de las series de tiempo de aceleraciones cuadráticas. Los parámetros  $b$  y  $c$  de la expresión (5.1) se ajustan de tal que forma que:

1) El máximo de la envolvente ocurra en alguna fracción  $c$  de la duración especificada del sismograma,  $T$ .

2) La amplitud del sismograma al tiempo  $T$  se reduce a la fracción  $\eta$  de la máxima amplitud de la envolvente.

Estas condiciones implican que los parámetros de  $a$ ,  $b$  y  $c$  se calculen con las expresiones siguientes:

$$a = \left[ \frac{(2c)^{2b+1}}{\Gamma(2b+1)} \right]^{1/2} \quad (5.2)$$

$$b = -c \ln \eta / [1 + c(\ln c - 1)] \quad (5.3)$$

$$c = b/\epsilon T \quad (5.4)$$

$c$  = fracción en que ocurre el máximo de la envolvente del sismograma.

y  $\Gamma$  es la función gamma.

Para estos fines, se requiere construir series de tiempo, moduladas por la envolvente implícita en la expresión (5.1), que den fases aleatorias a las formas espectrales de ondas P y S. Estas formas son función del

tamaño de la fuente sísmica y, se acepta, reflejan las características principales de ruptura y propagación de un sismo.

Las formas espectrales adoptadas, para representar los espectros de Fourier de aceleraciones asociadas a las ondas P,  $A_p(\omega)$ , y ondas S,  $A_s(\omega)$ , observadas en un sitio localizado a una distancia R de una falla que genera un temblor con momento sísmico  $M_0$ , son:

$$A_p(\omega) = C_p S_p(\omega, \omega_c^p) F_p(\omega, \kappa_p) \frac{e^{-\omega R/2Q_p \alpha}}{R} \quad (5.5)$$

$$A_s(\omega) = C_s S_s(\omega, \omega_c^s) F_s(\omega, \kappa_s) \frac{e^{-\omega R/2Q_s \beta}}{R} \quad (5.6)$$

donde  $C_p$  y  $C_s$  son constantes dadas por:

$$C_p = \frac{\mathcal{R}_{\theta\phi}^p \cdot FS \cdot PRTITN_p}{4 \pi \rho \alpha^3} \quad (5.7)$$

$$C_s = \frac{\mathcal{R}_{\theta\phi}^s \cdot FS \cdot PRTITN_s}{4 \pi \rho \beta^3} \quad (5.8)$$

$\mathcal{R}_{\theta\phi}^p$  y  $\mathcal{R}_{\theta\phi}^s$  son los patrones de radiación ( $\sqrt{4/15}$  y  $\sqrt{2/5}$ , respectivamente; Aki y Richards, 1980).  $FS$  es el factor de superficie libre,  $PRTITN^p$  y  $PRTITN^s$  son factores de reducción que tomar en cuenta la partición de energía en dos componentes horizontales y una componente vertical ( $1/\sqrt{2}$  y  $1/\sqrt{2}$ , respectivamente, Boore, 1983).  $\rho$  es la densidad de masa del medio en que se propagan las ondas P y S, y  $\alpha$  y  $\beta$  las velocidades de propagación de dichas ondas, respectivamente.

De acuerdo con Aki (1967) y Brune (1970), el espectro de fuente  $S^*(\omega, \omega_c^*)$  está dado por:

$$S^*(\omega, \omega_c^*) = \frac{\omega^2}{1 + (\omega/\omega_c^*)^2} \quad (5.9)$$

En forma similar, para ondas P se tiene:

$$S^P(\omega, \omega_c^P) = \frac{\omega^2}{1 + (\omega/\omega_c^P)^2} \quad (5.10)$$

donde  $\omega_c^P$  y  $\omega_c^S$  son las frecuencias angulares de esquina para ondas P y S respectivamente.

Los términos  $P^P(\omega, \kappa_P)$  y  $P^S(\omega, \kappa_S)$  son filtros pasa-bajas que toman en cuenta la reducción de las amplitudes de altas frecuencias debidas a los efectos de sitio (Hanks, 1982; Singh, et al, 1982b). Para el factor  $P^S(\omega, \kappa_S)$  en la costa mexicana del Pacífico, se ha sugerido la siguiente expresión (Singh, 1989, Ordaz, 1992):

$$P^S(\omega, \kappa_S) = \omega \kappa_S / 2 \quad (5.11)$$

donde

$\kappa \Rightarrow$  factor de atenuación en altas frecuencias.

En las ecuaciones 5.5 y 5.6,  $Q_P$  y  $Q_S$  son los factores de calidad que controlan la atenuación durante el trayecto fuente-receptor para las ondas P y S, respectivamente. Finalmente el sintético (acelerograma), en el dominio del tiempo, se obtiene haciendo uso de la síntesis de Fourier, de acuerdo con la siguiente expresión:

$$a(t) = \mathcal{F}^{-1} \{ A_P(\omega) W_P(\omega) + A_S(\omega) W_S(\omega) \} \quad (5.12)$$

donde  $\mathcal{F}^{-1}$  representa la transformada inversa de Fourier y  $W_P(\omega)$  y  $W_S(\omega)$  son los espectros de Fourier de las envolventes  $w_P(t)$  y  $w_S(t)$  para onda P y S, respectivamente.

## V.2 FUNCIONES DE GREEN EMPÍRICAS EN LA VERSION DE IRIKURA.

El método de simulación denominado de las funciones de Green empíricas, permite simular movimientos sísmicos fuertes, asociados a temblores de gran magnitud en un sitio específico, a partir de registros de temblores pequeños observados en el mismo sitio. La información fundamental que se emplea en este método es el registro de un sismo de pequeña magnitud observado en un sitio, así como información sobre las

dimensiones de la fuente, mecanismo y la localización del sismo pequeño y del evento a simular.

En este trabajo se emplea el método de superposición propuesto por Irikura (1983) (apéndice A). Este método acepta la ley de similitud de eventos sísmicos (Aki, 1967), así como la ley de escalamiento espectral  $\omega^{-2}$  propuesto por Aki (1967) y Brune (1970). Además se acepta que el comportamiento del medio es elástico lineal, y depende en gran medida del registro utilizado como función de Green empírica.

Una vez seleccionada la función de Green empírica, los parámetros requeridos por el método son: mecanismo (rumbo, echado, y deslizamiento), distancia epicentral, azimut y profundidad, tanto de la función de Green, como del evento a ser simulado; el largo y el ancho del evento pequeño (Fig. A.1), el número de elementos en que se va a discretizar el área de ruptura del evento de mayor magnitud, el punto de inicio de la ruptura, las velocidades de propagación de las ondas S y de ruptura de la falla, así como el tiempo de ascenso (*rise time*) de la ruptura.

### V.3 APLICACIÓN DE LOS MODELOS TEÓRICO DE FUENTE $\omega^2$ Y USO DE FUNCIONES DE GREEN EMPÍRICAS EN LA VERSION DE IRIKURA.

#### V.3.1 APLICACIÓN DEL MODELO TEÓRICO DE FUENTE $\omega^2$ (omega-cuadrada).

Con el fin de efectuar una prueba al método  $\omega^2$  que acabamos de describir, este fue aplicado para la generación de acelerogramas sintéticos esperados en NAN (Fig. 1.1). Para ello se emplearon los parámetros de los eventos NAN12, NAN15, NAN18 y NAN20 (Fig. 5.1) que fueron registrados durante la campaña de 1986 en la región (Ponce et al, 1992). En la tabla 5.1 se presentan las magnitudes, profundidades, distancias epicentrales, radio, y momento sísmico.

Para obtener los acelerogramas sintéticos de estos eventos se aplicó la

ecuación (5.12), con los parámetros siguientes:

El factor de normalización  $a$  empleado en la ecuación (5.1) se escogió de manera que el nivel medio del espectro de amplitudes de Fourier de la serie de tiempo de ruido blanco gaussiano tuviera un valor unitario; la duración  $T$  del sintético fue de 60 seg. Los valores de  $c$  y  $\eta$  necesarios para calcular los parámetros  $b$  y  $c$  (ecuaciones 5.3 y 5.4) son 0.2 y 0.05 respectivamente. Estos valores se calcularon mediante una calibración tomando en cuenta los criterios de ajuste 1) y 2) mencionados en V.1 (Boore, 1983).

En cuanto a los valores de  $P^*(\omega, \kappa_p)$  y  $P^*(\omega, \kappa_s)$  empleados en las expresiones (5.5) y (5.6) se tomó como primera aproximación la ecuación (5.11), es decir,  $P^*(\omega, \kappa_p) = P^*(\omega, \kappa_s)$ . En esta ecuación se utilizó  $\kappa_p = \kappa_s = 0.023$ , este valor fue sugerido para las costas mexicanas recientemente (Singh comunicación personal).

Para estimar la frecuencia de esquina  $f_c^* = \omega_c^*/2\pi$ , se tomó la relación de Brune (1970, 1971):

$$f_c = 4.9 \times 10^6 \beta (\Delta\sigma/M_0)^{1/3} \quad (5.13)$$

con  $f_c$  en Hz,  $\beta$  en km/s,  $M_0$  en dinas-cm y  $\Delta\sigma$  (caída de esfuerzos) en bares. Para estimar el momento sísmico  $M_0$ , se empleó la expresión B.11:

$$\text{Log}M_0 = 1.18 M_L + 17.96 \quad (5.14)$$

propuesta en el apéndice B para datos de la región de interés.

La caída de esfuerzos se tomó como  $\Delta\sigma = 100$  bares, esto con base en la Fig. B.2 del apéndice B, donde se muestran valores de  $\Delta\sigma$  determinados para sismos registrados en la campaña de 1986 (Ponce et al, 1986) en la región, en función de la dimensión característica de la fuente  $r$  y el momento sísmico  $M_0$ . En la misma figura se observa que para los valores de  $M_0$  y  $r$  de los eventos NAN12, NAN15, NAN18 Y NAN20 se tiene un  $\Delta\sigma \approx 100$  bares.

En este estudio se utilizaron los siguientes valores de  $\rho$ ,  $\alpha$  y  $\beta$ :  $\rho = 2.65 \text{ gr/cm}^2$ ,  $\alpha = 6.18 \text{ km/s}$  y  $\beta = 3.09 \text{ km/s}$ .

Para definir la duración  $T_s$  (requerida en la ecuación (5.4)), y con ella construir la envolvente para el campo de ondas S, dada por la ecuación (5.1) tomamos:

$$T_s = T_d = 2/f_c^{\#} \quad (5.15)$$

donde  $T_d$  es la duración de la ruptura. Para ondas P, se ha encontrado que la expresión  $T_p = 2/f_c^{\#} + 4 t_{s-p}$ , con  $f_c^{\#} = f_c^{\#}$ , proporciona resultados aceptables para distancias entre 10 y 100 km para la zona de Guerrero (Ordaz, 1992). Aquí,  $t_{s-p} = R \alpha \beta / (\alpha - \beta)$  es la diferencia de tiempos de arribo de ondas S y P, donde R es la distancia hipocentral.

Los valores  $Q_p$  y  $Q_s$  empleados en este trabajo son  $Q_p = 2Q_s = 2Q_c$ . Donde  $Q_c$  es el valor medio de este parámetro estimado en el capítulo III (tabla 3.3) para la estación NAN. Los valores empleados son  $Q_s = 100$  y  $Q_p = 200$ .

En las Figs 5.2 a 5.5 se presentan los sintéticos obtenidos y los registros observados, así como sus correspondientes espectros de amplitudes. Se observa en esas figuras que las fases P y S están aceptablemente representadas (aunque no su tiempo de arribo) en los sintéticos lo cual es congruente con las hipótesis del método aplicado. También se observa en esas figuras que en la ventana de la coda no se obtuvieron en los sintéticos amplitudes comparables a las observadas. Si analizamos los resultados en el dominio de la frecuencia se observa que para la banda de frecuencias  $f > 1$  o 2Hz los espectros de amplitudes de Fourier de los sintéticos y los observados son muy similares (Figs. 5.2 a 5.5.). Por el contrario para  $f < 1$  o 2Hz las diferencias entre los espectros son importantes. La banda útil de los instrumentos utilizados fue de aproximadamente 1 a 45Hz por lo que las diferencias para  $f < 1$ Hz no son de interés para los fines de este trabajo.

Con el objeto de determinar la importancia del factor de calidad, Q, empleado en la obtención de sismogramas sintéticos con el método  $\omega^2$  se

incorporó la incertidumbre en el valor de  $Q_c$  para NAN (tabla 3.3), es decir, adoptamos un  $Q_s = \bar{Q}_c - 2\sigma_{Q_c}$ . El resultado obtenido para el evento NAN12 se presenta en la Fig. 5.6, se aprecia una disminución del 50% en las amplitudes del sintético comparadas con las mostradas en la Fig. 5.2. Los valores de  $Q_s$  y de  $Q_p$  empleados para obtener los resultados de la Fig. 5.2 fueron 100 y 200, respectivamente, mientras que los correspondientes a la Fig. 5.6 se calcularon con un  $Q_s$  de 70, y un  $Q_p$  de 140. De lo anterior se concluye que el factor de calidad es un parámetro de gran importancia para fines de simulación con el método  $\omega^2$  ya que una variación moderada en el valor de  $Q$ , repercute de manera importante en las máximas amplitudes del sintético.

El efecto anterior también se refleja en el contenido frecuencial de los sintéticos (Figs. 5.2 y 5.6); en particular, nótese que las amplitudes del espectro de Fourier de la Fig. 5.6 son menores que las amplitudes correspondientes al evento observado a partir de 2Hz.

#### V.3.2 APLICACION DEL MÉTODO DE FUNCIONES DE GREEN EMPÍRICAS EN LA VERSION DE IRIKURA.

El método de funciones de Green empíricas en la versión de Irikura ha sido aplicada con éxito, en la obtención de sintéticos de sismos ocurridos en Japón (Irikura, 1983, 1989, 1992) y en México (Aguirre, 1990).

Tomando en cuenta lo anterior, se decidió analizar la bondad del mismo al aplicarlo a sismos registrados durante la campaña de 1986 en el Istmo de Tehuantepec (Ponce, et al, 1992). La prueba consistió en obtener los sintéticos de dos eventos observados en la estación NAN (NAN20 Y NAN24), y uno registrado en la estación CIN (CIN17) Fig. 5.1. Las funciones de Green necesarias para aplicar el método fueron los sismogramas NANO4 (componentes norte-sur y vertical) y CIN40 (componente norte-sur) respectivamente, Fig. 5.1.

Los parámetros de los eventos a simular y los de sus correspondientes funciones de Green se muestran en la tabla 5.2. Dichos parámetros se calcularon mediante las expresiones mostradas en el apéndice B. Para el cálculo de  $r$  se emplearon las expresiones B.2 y B.3 para eventos de subducción superficiales y profundidad intermedia, respectivamente; este valor estimado de  $r$  se utilizó para la obtención del valor de  $\tau$  mediante la expresión B.7. La estimación del valor de  $M_0$  correspondiente se calculó con la expresión B.11. Los mecanismos utilizados se tomaron del trabajo de Guzmán (1989) y Chávez *et al* (1992).

Los resultados de la prueba se presentan en las figuras 5.7 a 5.9, donde se muestran tres series de tiempo (la función de Green empírica, el evento observado, y el sintético), y el espectro de amplitudes de Fourier de los dos últimos. En las figuras mencionadas se puede observar que las amplitudes de las series de tiempo de los sintéticos comparan aceptablemente con las observaciones, tanto en las fases S, como en las fases de coda. En particular, las amplitudes máximas de ambas series de tiempo son muy similares. En cuanto a los espectros de amplitudes de Fourier de los sintéticos (Figs. 5.7 a 5.9), se observa lo siguiente: en el caso del evento NAN20 (Fig. 5.7) las amplitudes del sintético son comparables a las del observado para la banda de frecuencias de 1 a 30Hz; lo mismo ocurre con el sintético de NAN24, excepto por algunos valores en la banda de 4.5 a 5.5Hz Fig. 5.8. Finalmente, para el evento CIN17 las amplitudes del sintético son aproximadamente 2.5 veces las amplitudes observadas en la banda de 1 a 5Hz, comparables de 5 a 12Hz, menores en la banda de 12 a 19Hz y de nuevo comparables de 19 a 40Hz (Fig. 5.9). Las drásticas disminuciones en los valores de las amplitudes de los espectros de Fourier de los sintéticos de NAN24 (en 5Hz) y CIN17 (en 15Hz) (Figs. 5.8 y 5.9) se deben a un efecto de periodicidad ligado a las dimensiones de las fuentes elementales, el ángulo formado por la línea que une la estación y la fuente elemental (Fig. 5.10) y la velocidad de ruptura (Irikura comunicación personal, Aguirre, 1990).

### V.3.3 COMPARACIÓN DE LOS MÉTODOS TEÓRICO DE FUENTE $\omega^2$ Y DE FUNCIONES DE GREEN EMPÍRICAS EN LA VERSIÓN DE IRIKURA EN LA OBTENCIÓN DE SINTÉTICOS PARA LA REGIÓN DELISTMO DE TEHUANTEPEC.

La comparación de los métodos teórico de fuente  $\omega^2$  y de funciones de Green empíricas en la versión de Irikura, en la generación de sintéticos para la zona del Istmo de Tehuantepec se efectuará con base en dos criterios: el primero basado en la comparación de los sintéticos para el evento NANZO (Figs. 5.5 y 5.7) con relación a la observación, así como de los otros sintéticos con las observaciones respectivas; el segundo criterio se relaciona con la información disponible en la región de interés para la aplicación de ambos métodos, en particular en el contexto que se desea aplicarlos para fines predictivos en el capítulo VI, y no solo para comparar sus resultados con observaciones, como se hizo en V.3.1 y V.3.2.

De acuerdo al primer criterio, de las Figs. 5.2 a 5.9 y lo mencionado en V.3.1 y V.3.2 se puede concluir lo siguiente: ambos métodos proporcionan series de tiempo que comparan aceptablemente en la ventana de amplitudes máximas; sin embargo en la ventana de coda los sismogramas generados con el método de funciones de Green empíricas son más cercanos a las observaciones.

En cuanto a la comparación de los espectros de amplitudes de Fourier de los sintéticos con el espectro observado (Figs. 5.5 y 5.7), en promedio el método de funciones de Green tiene amplitudes más cercanas a las observadas. Además, el modelo teórico de fuente  $\omega^2$  mostró una fuerte sensibilidad al valor de  $Q_0$  utilizado, como se comprueba al comparar las Figs. 5.2 y 5.6.

En relación al segundo criterio para juzgar la bondad de los métodos analizados con la información disponible de la región podemos concluir lo siguiente: para aplicar el modelo teórico de fuente  $\omega^2$  se tuvieron que suponer la mayoría de los parámetros requeridos, y para obtener los sintéticos mostrados en las Figs. 5.2 a 5.6 fue necesario efectuar un

número considerable de corridas, variando algunos de esos parámetros hasta lograr una concordancia entre los espectros de Fourier observados y los sintéticos. Conviene remarcar que este tipo de procedimiento no puede efectuarse cuando se aplica para fines predictivos pues no se cuenta con el evento observado.

Por otro lado, para utilizar el método de funciones de Green empíricas se contó con la información regional necesaria. Parte de esta información fue generada en este trabajo (apéndice B) y el resto se tomó de otros trabajos (Chávez, et al, 1992, Guzmán, 1989, González-Ruiz, 1986), y el aspecto que se considera más importante es el hecho de que las señales utilizadas como funciones de Green contienen implícitamente información sobre la fuente sísmica y la trayectoria sitio-fuente, que se espera se reflejen en los sismogramas de los eventos por simular.

Con base en esta discusión se decidió utilizar el método de las funciones de Green empíricas en la versión de Irikura para el cálculo de los sismogramas sintéticos requeridos en el capítulo VI para fines de riesgo sísmico.

## VI. ESTIMACION DEL POTENCIAL SISMICO

### VI.1 MODELO DE RIESGO SISMICO APLICADO.

Para poder estimar el potencial sismico de un sitio o una región se requiere contar con una descripción de la tectónica y la sismicidad regional, así como de las características de propagación de la señal sismica en el trayecto fuente-receptor. Esta información se utiliza como entrada para modelos de riesgo sismico. Estos modelos idealizan el proceso de ocurrencia, y de propagación de los sismos y sus resultados se expresan generalmente como parámetros característicos del movimiento del suelo en el sitio de estudio (Chávez *et al.* 1987).

El modelo sismico utilizado en este trabajo se describe a continuación (Chávez, 1987):

El potencial de actividad sismica de una región, o en un sitio específico, puede estimarse en términos del número de temblores de magnitud igual o mayor que una magnitud  $M$ , generados en promedio por unidad de volumen y por año en las fuentes sismicas pertenecientes a la región, dicho número se denomina  $\lambda$ . La expresión con que se puede evaluar ese potencial sismico es la siguiente:

$$\nu_c(y) = \int_v \lambda(M(y,D)) dv \quad (6.1)$$

donde  $\nu_c(y)$  es el número medio anual de temblores con intensidades (parámetro de movimiento del suelo) mayores que "y" registrados en el sitio de interés y generados por las fuentes sismicas.  $\lambda(M(y,D))$  es la  $\lambda$  asociada a una magnitud  $M$  que produce una intensidad "y" a la distancia  $D$  del sitio. El subíndice  $c$  significa que las "y" son calculadas a partir de las  $M$  y las  $D$  provenientes de catálogos.

La forma explícita de  $\nu_c(y)$  utilizada en el presente estudio es:

$$\begin{aligned} \nu_c(y) &= k y^{-r} (1-(y/y_1)^s) & \nu(y) < y_1 \\ &= 0 & \nu(y) > y_1 \end{aligned} \quad (6.2)$$

donde  $k$ ,  $r$ ,  $s$  y  $y_1$  son parámetros que se pueden estimar a partir de información estadística de los temblores y de las características sismotectónicas de las fuentes sísmicas vecinas al sitio de interés;  $y_1$  es el valor máximo del "y" esperado para las diferentes fuentes sísmicas consideradas (Chávez, 1987).

Se supone que la ocurrencia de los temblores en la zona de interés constituye un proceso de Poisson (Benjamin y Cornell, 1970), es decir, que la distribución de los tiempos de ocurrencia de temblores en la región es independiente de la historia previa, e independiente también de la distribución espacial de las fuentes sísmicas.

## VI.2 TECTÓNICA DE LA REGIÓN DEL ISTMO DE TEHUANTEPEC.

El Istmo de Tehuantepec al sur de México está localizado en la zona de la unión triple formada por las placas de Norte-america, de Cocos, y del Caribe. Además en esta región se presenta una zona de fractura importante de la placa de Cocos, llamada (TFZ) (Ponce *et al.*, 1992) la cual penetra progresivamente bajo la placa de Norte-america. La región forma parte de la placa Continental Americana, que se localiza entre 14-20°N y 93-96°W (Fig. 1.1), y se encuentra limitada hacia el sur por la Placa de Cocos. Esta última presenta dos cordilleras submarinas que se consideran de poca actividad sísmica: La cordillera de Tehuantepec y la de Cocos (Ruiz-Kitcher, 1976).

El régimen tectónico de la zona de estudio está dominado por la subducción de la Placa de Cocos por debajo de la porción occidental de la Placa de Norteamérica. Resultados de un estudio de microsismos en la región del Istmo de Tehuantepec muestran un cambio en el ángulo de

buzamiento de la placa de Cocos alrededor de la longitud  $96^{\circ}\text{W}$ , este cambio se encuentra entre  $45^{\circ}$  y  $50^{\circ}$ . En la región de subducción las profundidades focales son consistentemente de alrededor de 80 km, y al oriente de los  $96^{\circ}$ , se localizan sismos con profundidades de hasta 150 o 200 km (Ponce et al, 1992). En el norte del Istmo de Tehuantepec existe un nido de actividad sísmica superficial que se caracteriza por sismos de fallamiento inverso con eje de compresión P cuya orientación es aproximadamente paralela a la dirección de movimientos relativos de las placas en la trinchera (Millan, 1989).

### VI.3 ESTIMACION DEL POTENCIAL SISMICO EN LA ESTACION CIN.

Como un ejemplo de aplicación del modelo descrito en VI.1 este será utilizado en la estimación del potencial sísmico en la estación CIN, Fig. 1.1. Las fuentes sísmicas se encuentran en el volumen generado por el rectángulo formado por las coordenadas  $15-19^{\circ}\text{N}$ ,  $93-96^{\circ}\text{W}$  y una profundidad de 300 km. Las fuentes sísmicas consideradas en este trabajo las constituyen los focos de los sismos ocurridos en el volumen mencionado de 1900 a 1986 (Chávez, 1987), en particular los de magnitud  $M_s \geq 6$ .

De acuerdo con lo discutido en los capítulos III y IV, los eventos se dividen en superficiales ( $H \leq 50\text{km}$ ) y de profundidad intermedia ( $H > 50\text{km}$ ). En las Figs. 6.1 y 6.2 se identifican con números arábigos los epicentros de profundidad intermedia y subducción, respectivamente. En dichas figuras se les denomina eventos de catálogo porque fueron obtenidos de un catálogo de eventos ocurridos en México durante un lapso de 87 años señalado arriba, también se incluye en estas figuras la localización del sitio de interés, es decir la estación CIN.

En la tabla 6.1 se proporciona la fecha de ocurrencia, la localización, la magnitud de onda superficial, y el momento sísmico de cada uno de los eventos que se muestran en las Figs. 6.1 y 6.2. Los momentos sísmicos incluidos en la tabla 6.1 fueron calculados con las

expresiones B.9 y B.10, según la profundidad del evento (apéndice B). De la tabla 6.1 se puede concluir que las  $M_s$  de los eventos considerados varían de 6 a 7.1, y según su profundidad se tienen 6 eventos superficiales (sismos 4, 10, 14, 15, 17 y 18) y 12 de profundidad intermedia (eventos 1, 2, 3, 5, 6, 7, 8, 9, 11, 12, 13 y 16).

El parámetro de movimiento del suelo "y" (ecuación 6.1) de interés en esta aplicación es la aceleración máxima del terreno. Los valores de "y" correspondiente a cada uno de los eventos del catálogo (tabla 6.1) serán obtenidos de la aplicación, con fines predictivos, del método de funciones de Green empíricas en la versión de Irikura (1983). Este método fue evaluado en el capítulo V para la obtención de acelerogramas sintéticos en la región de interés. En ese capítulo se concluyó que dicho método proporciona resultados aceptables cuando se comparan los sintéticos con registros obtenidos en NAN y CIN durante la campaña de 1986 (Ponce et al, 1992).

Como funciones de Green empíricas se seleccionaron 11 componentes horizontales (las que incluían las ordenadas máximas) de las señales registradas en CIN durante la campaña de 1986 (Ponce et al, 1992). En la tabla 6.2 se incluyen la fecha, la localización, la magnitud local, el momento sísmico, la dimensión característica y el tiempo de ascenso (*rise time*) de las fuentes sísmicas, de los sismos que generaron las señales mencionadas. En este caso se les identificó con números romanos del I al XI y la localización de sus epicentros se muestran en las Figs. 6.1 y 6.2.

La selección de las funciones de Green se efectuó procurando que los epicentros y las profundidades de los sismos que las generaron, correspondieran lo más posible a las localizaciones de los eventos del catálogo.

De la tabla 6.2 se puede observar que tres eventos son superficiales (eventos II, IX, XI) y ocho de profundidad intermedia (eventos I, III,

IV, V, VI, VII, VIII, y X), sus magnitudes varían de 3.25 a 3.99, su dimensión característica ( $r$ ) varía de 132 a 239 m, y el tiempo de ascenso ( $\tau$ ) de las superficies de ruptura varía entre 0.031 y 0.044 seg. El cálculo de los parámetros  $r$  y  $\tau$  se efectuó con las expresiones B.2 (eventos de subducción superficiales), B.3 (eventos de profundidad intermedia) y B.7, respectivamente (apéndice B).

En las tablas 6.3 y 6.4 se presentan los parámetros requeridos para obtener los sintéticos con el método de las funciones de Green empíricas en la versión de Irikura (1983). En las primeras columnas de dicha tabla se incluye la fecha del evento de catálogo (denominado evento objetivo) y de la función de Green correspondiente, el significado de cada uno de los parámetros se indica al final de la tabla 5.2.

En cuanto a los parámetros de los mecanismos de los eventos, solo 3 de las funciones de Green contaban con éste, por lo cual al resto se les asignaron mecanismos de otros eventos registrados en la región de interés durante la campaña de 1986 (Ponce, *et al*, 1992, Chávez, *et al*, 1992). Lo mismo se hizo con los eventos del catálogo, a los cuales se les asignaron los mecanismos sugeridos por Guzmán (1989) para eventos de la región. Lo anterior se hizo considerando que la región de interés presenta un régimen tectónico similar (Ponce, *et al*, 1992).

El valor de la velocidad de ruptura de la falla,  $V_r$ , se calculó con la expresión  $V_r = 0.75\beta$  (González, 1986), donde el valor de  $\beta$  se consideró como el promedio del modelo de corteza de la región propuesto por Castro (1980) y la información de la estratigrafía superficial obtenida de un pozo ubicado cerca de la estación CIN.

Debido a la diferencia de magnitudes (o momentos sísmicos,  $M_0$ ) entre las funciones de Green empleadas y los eventos del catálogo por simular, los sintéticos se obtuvieron en dos pasos, como se muestra en las tablas 6.3 y 6.4. Esto tuvo que hacerse así, ya que si se obtenían los sintéticos en un solo paso se presentaba en estos últimos un efecto

de altas frecuencias montadas en ondas de periodo muy largo. Se consideró que esto se debe a que la ley de escalamiento para los rangos de  $M_0$  entre las funciones de Green y los eventos objetivo aparentemente no se cumple.

Los resultados de la aplicación del método de las funciones de Green empíricas, en la versión de Irikura (1983) se muestran en las Figs. 6.3 a 6.20. En cada una de esas figuras se muestra la función de Green empírica, el sintético del paso 1, el sintético del paso 2, y los espectros de amplitudes de Fourier de las tres señales.

Para los fines del presente trabajo la aceleración máxima del terreno, "y", correspondientes a los eventos del catálogo (tabla 6.1). se obtienen del sintético del paso 2. En la tabla 6.5 se presentan los valores de "y" de cada uno de los eventos del catálogo (tabla 6.1). De dicha tabla se puede concluir que las aceleraciones máximas de los eventos superficiales varían de 0.04 a 40  $\text{cm/s}^2$ , y para los sismos de profundidad intermedia de 0.04 a 100  $\text{cm/s}^2$ .

Los valores esperados de "y<sub>1</sub>", para los sismos superficiales y de profundidad intermedia fueron calculados mediante la aplicación de un procedimiento propuesto por Chávez (1987a), Chávez et al (1987b). Dicho procedimiento permite estimar "y<sub>1</sub>", a partir de la intensidad de Mercalli Modificada, I, y de la distancia epicentral, D, como se describe a continuación:

Para el cálculo de "y<sub>1</sub>", de sismos superficiales (s) se aplica la expresión:

$$\ln y_{1s} = 3.2649 - 0.0057 D + 1.1572 \ln I_s \quad (6.3)$$

donde (Chávez y Castro, 1988),

$$\ln I_s = 1.1090 - 0.1399 \ln(D/D') - 0.0011(D-D') + 0.5209 \ln M_s \quad (6.4)$$

en la expresión (6.4)  $M_s$  es la magnitud de ondas superficiales del temblor, y  $D'$  se calcula como:

$$\log D' = 0.35 M_s - 1.19 \quad (6.5)$$

Para sismos de profundidad intermedia ( $p_1$ ) el " $y_1$ ", se calcula como:

$$y_{1p_1} = \frac{y_{1s}}{F} \quad (6.6)$$

donde el factor F es igual a:

$$F = \frac{I_s}{I_{p_1}} \quad (6.7)$$

y (Chávez y Castro, 1988)

$$\ln I_{p_1} = 1.5188 - 0.0627 \ln(D/D') - 0.0021(D-D') + 0.3314 \ln M_s \quad (6.8)$$

El procedimiento descrito se aplicó suponiendo que se tendría un sismo superficial con una  $M_s = 8.4$  y una  $D = 79$  km, así como un temblor de profundidad intermedia con una  $M_s = 7.5$  y una  $D = 20$  km. Los valores de  $M_s$  y  $D$  adoptados se propusieron de acuerdo a Chávez (1987), los " $y_1$ " correspondientes a ambos tipos de eventos son  $y_{1s} = 200 \text{ cm/s}^2$  y  $y_{1p_1} = 300 \text{ cm/s}^2$ , respectivamente.

A continuación se procedió a calcular la tasa media anual de excedencia de las intensidades observadas,  $\nu_c(y)$ . Para ello se ordenaron en forma ascendente las  $y$ 's, y para calcular las  $\nu_c(y)$  correspondientes se dividió el número de intensidades mayores o iguales a la intensidad de interés entre el lapso de observación, que para el caso que nos ocupa fue de 87 años.

En las Figs. 6.21 y 6.22 se presentan los valores de  $\nu_c$  calculadas para las aceleraciones máximas del terreno para cada uno de los dos tipos de eventos considerados.

De acuerdo con Chávez (1987) la estimación de los valores esperados de los parámetros  $k$ ,  $r$  y  $s$  de la expresión (6.2) se efectúa aplicando técnicas de la estadística bayesiana, Chávez *et al* (1987), sin embargo dado que el número de datos con que se cuenta en esta aplicación es re-

ducido, se decidió estimarlos mediante un ajuste por mínimos cuadrados. En dicho ajuste se les dió mayor peso a los valores de  $v(y)$  asociados a las máximas aceleraciones del terreno; las expresiones resultantes para  $v(y)$  de los sismos superficiales y de profundidad intermedia corresponden a las ecuaciones 6.9 y 6.10, respectivamente.

$$v(y) = 0.195 y^{-0.75} (1 - (y/200)^{2.5}) \quad (6.9)$$

$$v(y) = 0.099 y^{-0.46} (1 - (y/300)^{2.5}) \quad (6.10)$$

Estas expresiones se muestran en las Figs. 6.21 y 6.22, en las que se observa que para una misma tasa de excedencia  $v(y)$  (o su recíproco el período de recurrencia) las aceleraciones máximas esperadas en el sitio son diferentes dependiendo del tipo de sismo que se considere. Así para un  $v(y)$  de 0.01 (período de recurrencia de 100 años) los valores esperados de "y" son 50 cm/s<sup>2</sup> y 110 cm/s<sup>2</sup> para sismos superficiales y de profundidad intermedia, respectivamente.

## VII. CONCLUSIONES

- 1.- Se determinó el factor de calidad de las ondas de coda  $Q_c$  para nueve sitios localizados en la región del Istmo de Tehuantepec.  $Q_c$  varía con la frecuencia como:

$$Q_c(f) = Q_0 f^\alpha$$

con  $68 \leq Q_0 \leq 168$  y  $0.66 \leq \alpha \leq 1.04$ , y para la región:

$$Q_c(f) = 109 f^{0.81}$$

- 2.- Los valores de  $Q_c$  para sismos de profundidad intermedia ( $H > 50$  km) son ligeramente mayores que los correspondientes a los sismos superficiales ( $H \leq 50$  km). Esto confirma los resultados de otros investigadores en otras regiones del mundo (Ibañez, 1991, Rovelli, 1984).
- 3.- De la muestra de eventos utilizada ( $3.2 \leq M_L \leq 4.9$  y  $5.5 \leq M_s \leq 7.8$ ) se puede concluir que los sismos superficiales observados a distancias epicentrales grandes ( $D > 150$  km) tienen amplitudes espectrales de Fourier máximas para frecuencias más bajas, que las correspondientes para sismos de profundidad intermedia. Así como que las bandas de frecuencia en que ocurren esas amplitudes máximas son menores en los sismos superficiales en comparación con las asociadas a los de profundidad intermedia. Lo anterior había sido sugerido por Chávez (1987).
- 4.- Para la zona de interés y con la información disponible a la fecha, el método de las funciones de Green empíricas en la versión de Irikura proporciona sismogramas sintéticos más adecuados para fines de predicción, comparado con los sintéticos que se obtienen al utilizar el modelo teórico de fuente  $\omega^2$ .
- 5.- Se obtuvieron expresiones para estimar el momento sísmico ( $M_0$ ) y la dimensión característica de la superficie de ruptura ( $r$ ) en función de la magnitud de ondas superficiales  $M_s$ , y de la magnitud local  $M_L$ , para sismos de pequeña y gran magnitud típicos de la región de interés.
- 6.- Se aplicó el método las funciones de Green empíricas en la versión de Irikura para obtener sintéticos asociados a eventos de catálogo

(1900-1986) ocurridos en el Istmo de Tehuantepec, las funciones de Green provienen de la campaña de microsismicidad de 1986 (Ponce, et al, 1992).

- 7.- Se estimó el potencial sísmico (*seismic hazard*) en la estación CINTALAPA localizada al sur del Istmo de Tehuantepec en términos de las aceleraciones máximas del terreno. Los resultados muestran que para el mismo periodo de recurrencia, las aceleraciones máximas esperadas en ese lugar son diferentes, dependiendo del tipo de sismo considerado (superficial o de profundidad intermedia).
- 8.- Se considera que el procedimiento propuesto en este trabajo es una alternativa para estimar el potencial sísmico en sitios localizados en regiones donde se cuente con un número reducido de registros sísmicos.

## VIII. REFERENCIAS.

- AGUIRRE, J., (1990). Predicción de movimientos fuertes en la ciudad de México, usando registros de temblores pequeños como funciones de Green Empíricas. *Tesis de Licenciatura, Facultad de Ingeniería, UNAM.*
- AKI, K., (1967). Scaling law of seismic spectrum. *J. Geophys. Res.*, 72, 1217-1231.
- AKI, K., (1969). Analysis of the seismic coda of local earthquakes as scattered waves. *J. Geophys. Res.* 74, 615-631.
- AKI, K., y CHOUET, (1975). Origin of the coda waves: source, attenuation and scattering. *J. Geophys. Res.*, 80, 3322-3342.
- AKI, K., (1980). Quantitative Seismology. *W. H. Freeman and Co., San Francisco.*
- AKI, K., (1980b). Scattering and attenuation of shear waves in the lithosphere. *J. Geophys. Res.*, 85, 6496-6504.
- BENJAMIN, J., y CORNELL, A., (1970). Probability, statistics, and decision for civil engineers. *McGraw-Hill Book Company.*
- BOORE, D., (1983). Stochastic simulation of high-frequency ground motions based on seismological models of the radiated spectra. *Bull. Seis. Soc. Am.*, 73, 1865-1894.
- BORN, M., y WOLF, E., (1965). Principles of optics. 3rd edn. (*Pergamon Press, Oxford*).
- BRUNE, J., (1970). Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes. *J. Geophys. Res.*, 75, 4997-5009.
- CASTRO-ESCAMILLA, R., (1980). Un modelo de la corteza terrestre para el sur de México mediante el uso de sismos profundos. *Tesis de Licenciatura, Facultad de Ingeniería, UNAM.*
- CHAVEZ, M., JIMENEZ, G., VEGA, R., (1987a). Riesgo sísmico en un sitio considerando las características de atenuación de las ondas sísmicas generadas en fuentes sismotectónicamente diferentes. *VII Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica, Querétaro Qro, A121-134.*

- CHAVEZ, M., CASTRO, R., (1988). Attenuation of modified Mercalli Intensity whlt distance in Mexico. *Bull. Seis. Soc. Am.*, 78, 1875-1884.
- CHAVEZ, M., (1989). Caractéristiques vibratoires d'un sol stratifié, estimeés d'apres un modele mathématique de sol et des enregistrements de mouvements réels. *2ieme Colloque National de Génie Parasismique, Saint-Remy les Chevreuses, Francia, 1-10.*
- CHAVEZ, M., GAULON, R., PADILLA, G., VELASQUILLO, L., COVARRUBIAS, J., (1992). Estimación del riesgo sísmico en el centro-sur de México y el oeste de Francia, parte III. *En preparación, Instituto de Ingeniería, UNAM.*
- DELGADO, L., CARBALLIDO-SANCHEZ, E., (1990). Análisis tectónico del sistema transpresivo Neogénico entre Macuspana, Tabasco y Puerto Angel, Oaxaca. *Instituto de Geología, Vol. 9 # 1, 21-32, UNAM.*
- FRENKEL, A., WENNERBERG, L., (1987). Energy-flux model of seismic coda: separation of scattering and intrinsic attenuation. *Bull. Seis. Soc. Am.*, 77, 1223-1251.
- GELLER, R., (1976). Scaling relations for earthquake source parameters and magnitudes. *Bull. Seis. Soc. Am.*, 66, 1501-1523.
- GONZALEZ-RUIZ, J., (1986). Earthquake source mechanics and tectonophysics of the Midle America Subduction Zone in Mexico. *Ph. D. thesis, University of california Santa Cruz.*
- GUZMAN, M., PENNINGTON, W., MATUMOTO, T., (1989). The triple junction of the North America, Cocos and Caribbean plates: seismicity and tectonics. *Tectonics*, 8, 981-997.
- HANKS, T., (1977). Earthquake stress drops, ambient tectonic stress and the stresses that drive plate motions. *Pure Appl. Geophys.*, 115, 441-458.
- HANKS, T., (1982).  $f_{max}$ . *Bull. Seis. Soc. Am.*, 72, 1867-1879.
- HASKELL, N., (1964). Radlation patterns of surface waves from point sources in a multi-layered medium. *Bull. Seis. Soc. Am.*, 54, 377-393.
- HERRAIZ, M., y ESPINOZA, F., (1987). Coda waves: a review. *Pure and Appl. Geophys.*, 125, 500-577.

- IBAÑEZ, J., DEL PEZZO, E., DE MIGUEL, F., HERRAIZ, M., ALGUACIL, G., MORALES, J., (1990). Depth-dependent seismic attenuation in the Granada zone (southern Spain). *Bull. Seis. Soc. Am.*, 80, 1232-1244.
- IRIKURA, K., (1983). Semi-empirical estimation of strong ground motions during large earthquake using observed seismograms of small events. *Proc. 3rd International Microzonation Conference, Seattle, Vol. 1, 447-458.*
- IRIKURA, K., y AKI, K., (1988). A procedure for synthesizing strong ground motion from large earthquake using small earthquakes records. *Sometido a Bull. Seism. Soc. Am.*
- IRIKURA, K., (1992). The construction of large earthquake by a superposition of small events. *IOWCEE, Madrid.*
- KANAMORI, H., y ANDERSON, D., (1975). Theoretical basis of some empirical relations in seismology. *Bull. Seis. Soc. Am.*, 65, 1073-1095.
- LIGORRIA, J., (1989). Estructura de la corteza terrestre por medio de sismicidad natural. *Tesis de Licenciatura, Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura, IPN.*
- MENA, E., y CARMONA, C., (1986). "Terre: Sistema para proceso de acelerogramas". *Informe Técnico, Vol. II, No SIS-4, Instituto de Ingeniería, UNAM.*
- MILLAN, M., (1989). Atenuación sísmica en el centro y sur de México. *Tesis de maestría, Instituto de Geofísica, UNAM.*
- NOVELO-CASANOVA, D., y MONFRET, T., (1991). Review of techniques to determine the Quality Factor Q from coda waves. *En revisión, USGS.*
- ORDAZ, M., y SINGH, S., (1992). Source spectra and spectral attenuation of seismic waves from Mexican earthquakes and evidence of amplification in the zone of Mexico City. *Bull. Seis. Soc. Am.*, 83, 24-43.
- PONCE, L., GAULON, R., SUAREZ, G., LOMAS, E., (1992). Geometry and state of stress of the downgoing Cocos plate in the Isthmus of Tehuantepec, Mexico. *J. Geophys. Res. Lett.*, Vol. 19, No. 18, 773-776.

- RASCON, CHAVEZ, M., ALONZO, L., PALENCIA, V., (1977). Registros y espectros de temblores en las ciudades de México y Acapulco, 1961-1968. *Informe No 385, Instituto de Ingeniería, UNAM.*
- ROVELLI, A., (1984). Seismic Q of the lithosphere for Montenegro region (Yugoslavia): frequency, depth and time windowing effects. *Phys. Earth. Planet Interiors*, 34, 159-172.
- SARAGONI, G., y HART, G., (1974). Simulation of artificial earthquakes. *Earthquake Earth. Structural Dyn.*, 2, 249-267.
- SATO, H., (1977). Energy propagation including scattering effects, single isotropic approximation. *J. Phys. Earth.*, 25, 27-41.
- SATO, H., (1990). Unified approach to amplitude attenuation and coda excitation in the randomly inhomogeneous lithosphere. *Pageoph*, 132, 93-121.
- SHERBAUM, F., y STOLL, D., (1983). Source parameters and scaling law of the 1978 Swabian Jura and southwest Germany aftershocks. *Bull. Seis. Soc. Am.*, 73, 1321-1344.
- SINGH, S., APSEL, R., FRIED, J., y BRUNE, J., (1982). Spectral attenuation of SH waves along the Imperial Fault. *Bull. Seis. Soc. Am.*, 72, 2003-2016.
- SINGH, S., ORDAZ, M., ANDERSON, J., RODRIGUEZ, M., QUAAS, R., MENA, E., OTTAVANI, M., y ALMORA, D., (1989). Analysis of near-source strong motions recordings along the Mexican subduction zone. *Bull. Seis. Soc. Am.*, 79, 1697-1717.
- SINGH, S., y MORTERA, F., (1990). Source-time functions of large Mexican subduction earthquakes, morphology of the Benioff zone and the extent of the Guerrero Gap. *J. Geophys. Res.*, *submitted*.
- SINGH, S., ORDAZ, M., (1990). Sismicidad y movimientos fuertes en México: una visión actual. *Informe interno al Centro Nacional de Prevención de Desastres.*
- CIS, (1992). Cuando suena la alarma. *Informe interno parcial presentado a la Secretaría de Gobernación. Centro de Investigación Sísmica a.c de la Fundación Javier Barros Sierra.*

## RECONOCIMIENTOS.

Quiero agradecer al Dr. Mario Chávez González por la dirección y supervisión de este trabajo. Al Dr. Francisco J. Sánchez-Sesma, Dr. Miguel Bravo Díaz, Dr. Gerardo Suárez Reinoso y al M.I Luis Eduardo Pérez Rocha, por sus valiosas observaciones y sugerencias. Agradezco a los Dres. David Novelo-Casanova y Tony Monfret por haber facilitado el algoritmo CODAQ.

A mis compañeros Jorge Aguirre González, José Luis Rodríguez Zúñiga, Jaime Ramos Martínez, David Alvarez Cuevas, José Manuel Castillo Covarrubias y Luis Velasquillo Martínez, muchas gracias por toda la ayuda que me brindaron durante la elaboración del presente trabajo.

A mi compañera y amiga Dalia, muchas gracias por esa amistad tan sincera y desinteresada.

Este trabajo forma parte del proyecto de investigación 0751 en ejecución "Estimación del riesgo sísmico en el centro-sur de México y el oeste de Francia", del Instituto de Ingeniería, UNAM, a cargo del Dr. Mario Chávez González.

MODELO	REFERENCIA	ONDA PRIMARIA	CONSIDERACIONES			OBSERVACIONES
			MEDIO	HETEROGENEIDAD	DISPERSION	
ONDAS SUPERFICIALES	AKI (1969)	ONDAS SUPERFICIALES	HOMOGENEO INFINITO ISOTROPICO	DISTRIBUCION UNIFORME Y ALEATORIA	SIMPLE DEBIL	$r \approx \bar{R} > \Delta$
DISPERSION DE RETORNO SIMPLE	AKI Y CHOUET (1975)	ONDAS SUPERFICIALES Y DE CUERPO	HOMOGENEO INFINITO ISOTROPICO DOS Y TRES DIMENSIONES	DISTRIBUCION UNIFORME Y ALEATORIA $\Delta < l$	SIMPLE DEBIL	INTRODUCE LA APROXIMACION DE DE BORN
DISPERSION ISOTROPICA SIMPLE	SATO (1977a)	ONDAS DE CUERPO	HOMOGENEO INFINITO ISOTROPICO TRES DIMENSIONES	DISTRIBUCION UNIFORME ALEATORIA E ISOTROPICA $\Delta > l$	SIMPLE ISOTROPICA	TRATA CON ENERGIA

$\Delta$  → DISTANCIA FUENTE-RECEPTOR

$r$  → DISTANCIA RECEPTOR-HETEROGENEIDAD

$\bar{R}$  → DISTANCIA FUENTE-HETEROGENEIDAD

$l$  → TRAYECTORIA LIBRE MEDIA

TABLA 2.1 ALGUNOS MODELOS PROPUESTOS PARA EXPLICAR LAS ONDAS DE CODA (MODIFICADA DE HERRAIZ, M. Y ESPINOZA, F., 1987)

ESTACION	PROFUNDOS (Z > 50 km)	SOMEROS (Z < 50 km)
NAN	03,04,07,09,11,23,29	
SUC	03,09,10,15,22,24,26	04
TON	18,23,24,31,34,46,57,59,82, 85,89,91,101,107,108	48,49,51,55,74,79,87,98, 106
CER	02,06,07	04
CIN	05,07,10,13,14,26,34,40,46, 49,50,54,56,59,73,74,76,77, 78,79,82	21,24,35,45,53,81,83,84
MIN	03,08,12,19,37,38,39,45 51,52,58 60	02,05,16,20,24,25,26,27 28,29,34,36,47,65
ZAN	14,17	12,13,15
CJA	04,06,07,08,09	
AZU	06,07,08,14,17,18,19,26	22,24

TABLA 3.1 EVENTOS SELECCIONADOS PARA EL CALCULO DE Q.

EVENTO	FECHA AA MM DD	HORA (HHMM)	T <sub>s</sub> (S)	LOCALIZACIÓN		PROFUNDIDAD (km)	DISTANCIA (km)	ML
				LAT N	LONG W			
NAN 03	860401	2246	63.0	17.377	-95.005	129	93	3.72
NAN 04	860403	0828	38.06	17.190	-94.877	122	87	3.13
NAN 07	860404	0429	36.51	15.474	-93.597	76	234	4.03
NAN 09	860407	0202	26.20	17.070	-94.706	124	78	3.61
NAN 11	860407	1231	60.97	17.163	-94.809	129	81	3.46
NAN 23	860420	0713	21.19	16.971	-94.042	148	62	3.70
NAN 29	860507	1445	59.21	17.065	-94.929	112	98	3.62
SUC 03	860401	2246	56.39	17.377	-95.005	129	8	3.72
SUC 04	860402	0433	1.96	15.861	-95.437	20	176	3.90
SUC 09	860407	0202	23.02	17.070	-94.706	124	42	3.61
SUC 10	860407	0357	45.29	17.163	-94.919	126	24	3.11
SUC 15	860408	0603	58.10	16.967	-94.651	117	54	3.27
SUC 22	860416	0305	39.67	17.270	-94.889	128	13	3.24
SUC 24	860416	2236	56.69	17.112	-94.919	124	29	3.90
SUC 26	860420	0713	26.65	16.971	-94.042	148	105	3.70
TON 18	860325	1313	25.99	16.727	-94.032	120	76	3.90
TON 23	860327	0004	24.86	15.739	-93.284	88	65	4.31
TON 24	860427	0350	71.82	15.087	-93.229	89	125	4.66
TON 31	860330	0338	46.30	16.438	-94.024	100	47	3.61
TON 34	860330	1539	21.59	16.231	-93.932	90	23	4.02

TABLA 3.2 LOCALIZACIÓN DE LOS EVENTOS SELECCIONADOS PARA LA ESTIMACION DE Q

CONTINUACION DE LA TABLA 3.2

EVENTO	FECHA AAMDD	HORA (HHMM)	T <sub>a</sub> (°)	LOCALIZACION		PROFUNDIDAD (km)	DISTANCIA (km)	ML
				LAT N	LONG W			
TON 46	860401	2247	19.86	17.377	-95.005	129	194	3.72
TON 48	860402	1526	53.18	15.131	-93.792	5	106	3.81
TON 49	860430	1304	62.79	18.876	-95.518	5	390	4.44
TON 51	860430	2003	40.28	13.491	-92.877	39	303	5.79
TON 55	860403	2221	56.53	16.069	-94.762	46	106	3.45
TON 57	860404	0428	63.19	15.474	-93.597	76	390	4.03
TON 59	860404	0805	46.30	16.459	-94.558	85	93	3.50
TON 74	860407	0806	72.88	17.081	-93.470	10	115	3.75
TON 79	860408	0207	23.25	15.577	-94.988	14	142	3.54
TON 82	860410	0418	19.07	15.440	-93.100	89	102	3.98
TON 85	860411	1616	24.26	15.991	-93.869	94	14	2.96
TON 87	860412	1453	62.15	15.528	-94.601	26	108	3.20
TON 89	860413	0916	15.61	16.468	-93.924	116	45	3.29
TON 91	860413	1223	38.95	15.759	-93.816	81	36	4.21
TON 98	860421	1234	18.81	15.532	-94.589	27	107	3.35
TON 101	860422	1145	29.33	15.833	-94.415	58	74	2.69
TON 106	860423	2139	48.07	15.097	-93.262	44	122	4.34
TON 107	860423	2314	29.77	15.921	-94.158	84	45	2.98
TON 108	860424	0925	40.53	15.853	-93.548	96	35	3.73
CER 02	860401	2246	70.97	17.377	-95.005	129	152	3.72
CER 04	860403	1303	66.26	19.097	-95.685	49	133	4.37
CER 06	860403	2251	1.061	15.856	-99.992	165	465	4.37

CONTINUACION DE LA TABLA 3.2

EVENTO	FECHA AAMDD	HORA (HHMM)	T <sub>s</sub> (°)	LOCALIZACION <sub>s</sub> LAT N LONG W	PROFUNDIDAD (km)	DISTANCIA (km)	ML
CER 07	860404	0806	17.34	16.459, -94.558	85	251	3.50
CIN 05	860330	0338	44.63	16.438, -94.024	100	46	3.61
CIN 07	860330	1539	24.20	16.231, -93.932	90	59	4.02
CIN 10	860331	2231	49.41	16.826, -94.193	121	54	3.49
CIN 13	860401	0515	30.17	16.462, -94.302	100	70	3.53
CIN 14	860401	0813	62.06	15.733, -93.762	86	108	4.50
CIN 21	860403	1304	49.39	19.094, -95.685	49	337	4.37
CIN 24	860404	0126	31.50	14.492, -92.767	44	265	4.57
CIN 26	860404	0805	47.70	16.459, -94.558	85	96	3.50
CIN 34	860407	0615	12.83	17.108, -96.266	72	277	3.99
CIN 35	860407	0806	54.50	17.081, -93.470	10	48	3.75
CIN 40	860408	0603	4.21	16.967, -94.651	117	105	3.27
CIN 45	860411	0853	24.28	15.660, -94.721	24	160	2.92
CIN 46	860411	1616	30.88	15.991, -93.869	94	82	2.96
CIN 49	860413	0834	17.13	16.625, -94.425	106	78	2.78
CIN 50	860413	0916	14.34	16.468, -93.924	116	36	3.29
CIN 54	860413	2020	51.97	16.815, -94.084	130	43	3.03
CIN 56	860414	2356	49.29	16.761, -94.304	114	65	3.16
CIN 59	860415	1545	49.59	15.847, -93.416	101	100	3.80
CIN 73	860423	0015	33.05	16.837, -94.239	117	59	2.99
CIN 74	860423	1414	40.09	16.347, -94.651	78	109	2.81
CIN 76	860423	2314	37.27	15.921, -94.158	84	100	2.98

CONTINUACION DE LA TABLA 3.2

EVENTO	FECHA AAHHDD	HORA (km)	T <sub>s</sub> (s)	LOCALIZACION		PROFUNDIDAD (km)	DISTANCIA (km)	M <sub>L</sub>
				LAT N°	LONG W°			
CIN 77	860424	0925	48.70	15.853	-93.548	96	96	3.73
CIN 78	860424	1524	60.35	16.806	-94.088	130	43	3.25
CIN 79	860424	2202	63.46	16.576	-94.348	99	71	2.97
CIN 81	860424	2329	02.92	15.657	-94.709	24	159	3.30
CIN 82	860425	1715	71.09	15.745	-94.109	74	116	3.74
CIN 83	860426	1606	63.92	16.003	-93.803	3	79	3.59
CIN 84	860426	1709	73.93	16.160	-95.107	9	162	3.28
MIN 02	860403	2221	02.06	16.069	-94.762	46	127	3.45
MIN 03	860404	0429	43.50	15.474	-93.597	76	268	4.03
MIN 05	860404	1127	33.31	15.881	-95.565	32	74	3.37
MIN 08	860406	1324	37.34	16.534	-95.226	67	69	2.96
MIN 12	860407	0616	32.47	17.108	-96.266	72	81	3.99
MIN 16	860408	0207	23.41	15.577	-94.988	14	138	3.54
MIN 19	860408	2232	50.34	16.528	-95.950	60	10	3.08
MIN 20	860409	1530	51.73	15.986	-95.429	5	73	3.10
MIN 24	860410	1535	10.79	16.068	-95.898	28	46	4.25
MIN 25	860410	1541	59.67	16.079	-95.875	18	45	3.26
MIN 26	860411	0358	31.55	16.280	-95.962	43	24	3.08
MIN 27	860411	2312	17.40	16.084	-95.185	8	86	2.84
MIN 28	860413	0154	83.16	16.256	-95.831	37	26	2.71
MIN 29	860413	0551	21.60	16.215	-96.025	12	34	3.05
MIN 34	860414	1132	13.39	16.115	-95.284	40	75	2.81

CONTINUACION DE LA TABLA 3.2

EVENTO	FECHA A A M M D D	HORA (H H M M)	T <sub>s</sub> (s)	LOCALIZACION LAT N ° LONG W °	PROFUNDIDAD (km)	DISTANCIA (km)	ML
MIN 36	860416	0013	23.27	16.005, -95.618	22	60	3.05
MIN 37	860416	0305	53.05	17.270, -94.881	128	136	3.24
MIN 38	860416	1435	58.42	17.088, -95.424	101	82	2.82
MIN 39	860416	1652	16.85	16.773, -95.199	90	79	3.13
MIN 45	860419	0609	01.47	16.797, -95.335	88	67	2.92
MIN 47	860421	0932	47.99	16.155, -95.678	41	42	2.67
MIN 51	860422	0853	31.95	17.116, -95.271	109	95	2.77
MIN 58	860423	1858	43.18	17.015, -94.926	120	117	2.57
MIN 65	860502	0409	28.25	15.844, -95.536	19	79	3.39
ZAN 12	860424	2320	46.95	15.622, -94.719	30	109	3.69
ZAN 13	860424	2329	46.43	15.657, -94.709	24	105	3.30
ZAN 14	860425	1715	67.32	15.745, -94.109	74	86	3.74
ZAN 15	860426	1606	64.19	16.003, -93.803	3	75	3.59
ZAN 17	860426	1730	45.29	16.650, -94.000	134	33	3.64
CJA 04	860325	1313	18.61	16.727, -94.032	120		3.90
CJA 06	860327	0815	56.83	17.407, -95.157	112	47	3.35
CJA 07	860327	0930	63.03	17.053, -94.536	110	32	3.33
CJA 08	860327	1708	18.78	16.996, -94.536	104	27	3.16
CJA 09	860327	2204	15.66	17.003, -95.061	104	22	3.15
AZU 06	860407	0358	53.60	17.163, -94.919	126	112	3.11
AZU 07	860407	0616	32.54	17.108, -96.266	72	84	3.99

CONTINUACION DE LA TABLA 3.2

EVENTO	FECHA AAHHDD	HORA (HHMM)	T <sub>s</sub> (°)	LOCALIZACION		PROFUNDIDAD (km)	DISTANCIA (km)	ML
				LAT N	LONG W			
AZU 08	860407	1232	66.10	17.163	-94.809	129	122	3.46
AZU 14	860410	0123	30.56	17.496	-95.249	117	64	3.02
AZU 17	860417	2358	69.96	17.761	-94.304	114	191	3.16
AZU 18	860416	0306	48.60	17.270	-94.889	128	109	3.24
AZU 19	860416	1436	57.33	17.088	-95.424	101	81	2.82
AZU 22	860420	0611	38.80	17.672	-95.428	36	40	3.14
AZU 24	860421	2306	79.60	14.839	-95.318	30	323	4.0
AZU 26	860423	0623	68.60	17.816	-95.802	102	11	2.93

ESTACION	PROFUNDIDAD INTERMEDIA (PI) (H>50KM)		SUPERFICIALES (S) (H<50 km)		PROFUNDIDAD INTERMEDIA Y SUPERFICIALES		NUMERO DE SISMOGRAMAS	
	$\bar{Q}_0 \pm \sigma_{Q_0}$	$\bar{\alpha} \pm \sigma_{\alpha}$	$\bar{Q}_0 \pm \sigma_{Q_0}$	$\bar{\alpha} \pm \sigma_{\alpha}$	$\bar{Q}_0 \pm \sigma_{Q_0}$	$\bar{\alpha} \pm \sigma_{\alpha}$	PI	S
ZAN	103±13	0.89±0.06	127±10	0.83±0.04	115±7	0.86±0.03	2	3
SUC	91±9	0.90±0.05			91±9	0.90±0.05	9	0
TON	97±4	0.83±0.02	83±5	0.87±0.03	94±3	0.83±0.02	16	9
CER	60±4	0.94±0.03	117±15	0.87±0.06	63±5	1.04±0.04	3	1
AZU	96±6	0.86±0.03	80±9	0.86±0.05	94±6	0.85±0.03	8	2
NAN	97±15	0.86±0.07			97±15	0.86±0.07	7	0
CUA	154±17	0.66±0.05			154±17	0.66±0.05	5	0
CIN	107±4	0.83±0.02	91±4	0.84±0.02	104±2	0.84±0.01	21	7
MIN	168±17	0.69±0.04	140±7	0.70±0.02	128±5	0.75±0.02	10	14
CENTRAL	100±5	0.84±0.03			101±6	0.83±0.03	32	3
SUR	105±3	0.83±0.02	107±2	0.80±0.01	112±3	0.80±0.02	49	33
REGIONAL	103±3	0.84±0.02	102±5	0.83±0.02	109±4	0.81±0.02	81	36

TABLA 3.3 VALORES PROMEDIO Y DESVIACION ESTANDAR DE  $Q_0$  Y  $\alpha$  PARA  
LA EXPRESION  $Q_c(f) = Q_0 f^{\alpha}$ .

EVENTO	PROFUNDIDAD (km)	MAGNITUD (Ms o ML)	DISTANCIA EPICENTRAL (km)
M1	155	6.8	182
M2	84	5.5	226
M3	72	7.0	380
M4	18	7.8	310
AZU04	123	3.72	83
AZU09	20	5.6	272
AZU18	128	3.24	108
AZU23	147	3.70	204

TABLA 4.1 PROFUNDIDAD, DISTANCIA EPICENTRAL Y MAGNITUD DE SISMOS REGISTRADOS EN LAS ESTACIONES AZU Y MINA.

EVENTO	LOCALIZACION		PROFUNDIDAD (Km)	MAGNITUD
	LAT	LONG		
1	16.068	95.898	28	4.25
2	15.545	94.602	20	4.92
3	15.861	95.437	19	3.90
4	15.742	93.804	81	4.05
5	17.112	94.919	124	3.90
6	17.07	94.706	123	3.61
7	16.907	94.651	117	3.27

TABLA 4.2 LOCALIZACION DE SISMOS REGISTRADOS SIMULTANEAMENTE EN TRES ESTACIONES DURANTE LA CAMPAÑA DE 1986 (PONCE, ET AL, 1992).

EVENTO	PROFUNDIDAD (km)	MAGNITUD (M <sub>L</sub> )	DISTANCIA EPICENTRAL (km)	M <sub>0</sub> (10 <sup>21</sup> ) (dinas-cm)	r (m)
NAN12	20	4.92	224	73.86	261
NAN15	27	4.25	183	15.31	209
NAN18	81	4.05	200	9.57	194
NAN20	124	3.90	94	1.00	182

TABLA 5.1 PARAMETROS DE LOS EVENTOS SIMULADOS CON EL MODELO TEORICO DE FUENTE  $\omega^2$  (BOORE, 1983).

EVENTO OBJETIVO	FUNCION DE GREEN	DT	STR DIP RAK	STRA DIPA RAKA	RH PM Z	RA PA ZA	DX DW	NX NW	NSX NSW	TRAN T NIT
NAN20	NAN04	0.0066	21	309	94	86	0.299	3	1	0.039
			84	67	241	245	0.299	3	2	3
			90	29	124	121				4
NAN24	NAN04	0.0066	324	309	136	86	0.218	3	1	0.027
			61	67	250	245	0.218	3	1	3
			29	29	107	121				4
CIN17	CIN40	0.0066	222	222	157	105	0.238	2	2	0.031
			6	6	298	298	0.238	2	1	2
			25	25	128	117				3

TABLA 5.2 PARAMETROS EMPLEADOS EN LA OBTENCION DE SINTETICOS CON EL METODO DE LAS FUNCIONES DE GREEN EMPIRICAS IRIKURA (1983).

simbología empleada por el método de las funciones de Green empíricas (Irikura).

STR,DIP,RAK → rumbo, echado y deslizamiento del evento objetivo.

STRA,DIPA,RAKA → rumbo, echado y deslizamiento del evento pequeño.

RM,PM,Z → distancia epicentral, azimut y profundidad del evento objetivo.

RA,PA,ZA → distancia epicentral, azimut y rofundidad del subevento.

$M_g$  → magnitud de la función de Green empírica.

$M_{eo}$  → magnitud del evento objetivo.

DX, DW → largo y ancho del subevento.

NX, NW → número de elementos a lo largo y a lo ancho de la falla.

NSX, NSW → coordenadas x y y del elemento donde se inicia la ruptura.

$V_s$  → velocidad de ondas S.

$V_r$  → velocidad de ruptura.

IRD → modo de propagación, (1) unilateral (2) radial.

IPFM → corrección del modo de propagación, (1) no (2) si (3) tomando el signo.

CMP → componente azimutal medida a partir del norte en sentido antihorario.

TRA → rise time del subevento.

NT → sumatoria en el tiempo (número de celdas elementales)

NTT → número de re-divisiones en el tiempo para suavizamiento.

IMDL → tipo de suavizamiento.

EVENTO	FECHA	HORA	LOCALIZACION	PROF (km)	M <sub>s</sub>	Mo(dinas-cm)10 <sup>24</sup>
	AAHHDD	HHMM	LAT N ° LONG W °			
1	100924	03:32	17 - 96	88	6.1	31.62
2	110827	10:59	17 - 96	100	6.7	190.54
3	160602	13:59	17.5 - 95	150	7.1	630.95
4	350424	18:51	15.2 - 93	50	6.2	42.65
5	370528	15:35	17 - 93	150	6.5	104.71
6	460607	04:13	16.5 - 94	100	7.1	630.95
7	460711	04:46	17.5 - 93.7	100	7.0	467.73
8	511212	01:37	17 - 94.5	100	7.0	467.73
9	511212	15:44	17 - 94.5	100	7.0	467.73
10	531016	09:53	15.8 - 96.1	11	6.0	35.48
11	540513	14:46	16.5 - 95.9	80	6.0	23.44
12	540513	15:12	16.7 - 95.9	80	6.0	23.44
13	561109	13:06	17 - 94	150	6.3	57.54
14	570622	06:19	16 - 94	18	6.5	98.85
15	590428	11:09	15 - 93	10	6.6	121.33
16	590524	19:17	17.5 - 97	100	6.8	257.03
17	620422	04:45	16.1 - 93	13	6.0	35.48
18	830124	08:17	15.8 - 95.4	33	6.3	65.61

TABLA 6.1 LOCALIZACION DE EVENTOS DE CATALOGO PARA LA REGION DE ESTUDIO.

EVENTO	FECHA	HORA	LOCALIZACION		PROFUNDIDAD (km)	Ml	DISTANCIA (km)	Mo(dinas-cm)10 <sup>21</sup>	r (m)	τ (seg)
	AAHHDD	HHMM	LAT N°	LONG W°						
CIN17 (I)	860401	22:46	17.37-95.00		128	3.72	157	4.409	169	0.039
CIN18 (II)	860401	04:33	16.36-96.16		19	3.90	208	6.729	188	0.040
CIN33 (III)	860407	02:02	17.07-94.70		123	3.61	114	3.405	160	0.037
CIN34 (IV)	860407	06:16	17.10-96.26		72	3.99	276	8.313	190	0.044
CIN40 (V)	860408	06:03	16.96-94.65		117	3.27	105	1.532	150	0.035
CIN47 (VI)	860412	07:59	16.53-93.52		160	3.30	27	1.644	136	0.032
CIN50 (VII)	860413	09:16	16.46-93.92		115	3.29	36	1.606	239	0.031
CIN67 (VIII)	860420	07:13	16.97-94.04		147	3.70	46	4.207	167	0.039
CIN69 (IX)	860420	14:57	15.44-93.40		29	3.86	148	1.052	151	0.035
CIN78 (X)	860424	15:24	16.80-94.08		129	3.25	42	1.462	132	0.031
CIN83 (XI)	860425	17:15	15.74-94.10		3	3.59	79	3.249	170	0.040

TABLA 6.2 LOCALIZACION DE EVENTOS EMPLEADOS COMO FUNCIONES DE GREEN EMPIRICAS.

EVENTO OBJETIVO	FUNCION DE GREEN	DT	STR DIP RAK	STRA DIPA RAKA	RM PM Z	RA PA ZA	PASO 1				PASO 2					
							Mfg-Meo	DX DW	NX NW	NSX NSW	TRA NT NTT	Mfg-Meo	DX DW	NX NW	NSX NSW	TRA NT NTT
531016 (10)	CIN18 (11)	0.0066	291 22 90	28 80 72	288 243 11	208 243 19	3.90-4.9	0.333 0.333	4 4	2 2	0.040 4 5	4.90-6.0	3.0 3.0	4 4	2 2	0.41 4 7
830124 (18)	CIN18 (11)	0.0066	282 80 72	282 80 72	208 243 33	208 243 19	3.90-5.0	0.333 0.333	5 5	3 3	0.040 5 6	5.0-6.3	3.5 3.5	5 5	3 3	0.46 5 69
350424 (4)	CIN69 (X)	0.0066	326 0 90	281 19 98	177 347 50	148 347 29	3.86-5.0	0.373 0.373	3 3	2 2	0.049 3 5	5.0-6.2	5.0 5.0	3 3	2 2	0.65 3 60
590428 (15)	CIN69 (X)	0.0066	302 30 110	281 19 98	204 347 10	148 347 29	3.86-5.0	0.373 0.373	3 3	2 2	0.049 3 5	5.0-6.6	5.0 5.0	4 4	2 2	0.65 4 80
570622 (14)	CIN83 (X11)	0.0066	281 19 98	302 30 110	86 188 18	79 188 3	3.59-5.0	0.301 0.301	6 6	3 3	0.040 6 7	5.0-6.5	3.5 3.5	5 5	3 3	0.46 5 69
620422 (17)	CIN83 (X11)	0.0066	302 30 110	302 30 110	101 188 13	79 188 3	3.59-5.0	0.301 0.301	6 6	3 3	0.040 6 7	5.0-6.0	3.5 3.5	4 4	2 2	0.46 4 55

TABLA 6.3 PARAMETROS EMPLEADOS POR EL METODO DE, IRIKURA (1983) PARA LA OBTENCION DE SINTETICOS,  
CORRESPONDIENTE A EVENTOS SUPERFICIALES (PARA SIMBOLOGIA VER TABLA 5.2).

EVENTO OBJETIVO	FUNCION DE GREEN	DT	STR DIP RAK	SIRA DIPA RAKA	RM PM Z	RA PA ZA	PASO 1				PASO 2					
							Mrg-Moo	DX DW	NX NW	NSX NSW	TRA NT NTT	Mrg-Moo	DX DW	NX NW	NSX NSW	TRA NT NTT
160602 (3)	CIN17 (I)	0.0066	314 69 23	222 61 25	169 298 150	157 298 128	3.72-5.2	0.299 0.299	7 7	4 4	0.039 7 8	5.20-7.1	4.5 4.5	8 8	4 4	0.6 8 145
511212 (8)	CIN33 (III)	0.0066	284 80 204	309 17 90	95 290 100	114 290 123	3.61-5.0	0.283 0.283	6 6	3 3	0.037 6 7	5.0-7.0	3.5 3.5	9 9	5 5	0.46 9 125
100924 (1)	CIN34 (IV)	0.0066	324 61 29	324 61 29	258 279 80	258 279 72	3.99-4.9	0.334 0.334	5 5	3 3	0.044 5 7	4.90-6.1	3.5 3.5	4 4	2 2	0.45 4 54
110827 (2)	CIN34 (IV)	0.0066	324 61 29	324 61 29	258 279 100	272 279 72	3.99-5.0	0.334 0.334	5 5	3 3	0.044 5 7	5.0-6.7	3.5 3.5	6 6	3 3	0.46 6 83
540513 (11)	CIN34 (IV)	0.0066	324 61 29	324 61 29	245 279 80	277 279 72	3.99-4.5	0.334 0.334	3 3	2 2	0.044 3 4	4.50-6.0	1.94 1.94	5 5	3 3	0.25 5 38
540513 (12)	CIN34 (IV)	0.0066	295 81 252	324 61 29	246 279 80	277 279 72	3.99-4.5	0.334 0.334	3 3	2 2	0.044 3 4	4.50-6.0	1.94 1.94	5 5	3 3	0.25 5 38
590524 (16)	CIN34 (IV)	0.0066	324 61 29	324 61 29	377 279 100	277 279 72	3.99-5.0	0.334 0.334	5 5	3 3	0.044 5 7	5.0-6.8	3.5 3.5	7 7	4 4	0.46 7 97
511212 (9)	CIN40 (V)	0.0066	309 67 29	284 80 156	95 286 100	105 286 117	3.27-5.0	0.237 0.237	8 8	4 4	0.032 8 8	5.0-7.0	3.5 3.5	9 9	4 4	0.46 9 125
370528 (5)	CIN47 (VI)	0.0066	309 67 29	48 73 17	83 316 150	27 316 160	3.30-5.0	0.136 0.136	8 8	4 4	0.032 8 8	5.0-6.5	1.97 1.97	5 5	3 3	0.46 5 69
460607 (6)	CIN50 (VII)	0.0066	48 73 45	300 53 38	41 222 100	36 222 115	3.29-5.0	0.135 0.135	8 8	4 4	0.031 8 8	5.0-7.1	1.97 1.97	10 10	5 5	0.46 10 139
561109 (13)	CIN67 (VIII)	0.0066	352 61 32	309 17 90	47 308 150	46 308 147	3.70-5.0	0.167 0.167	6 6	3 3	0.039 6 7	5.0-6.3	3.5 3.5	4 4	2 2	0.46 4 55
460711 (7)	CIN78 (X)	0.0066	295 81 252	309 17 90	87 284 100	42 284 129	3.25-5.0	0.132 0.132	8 8	4 4	0.031 8 8	5.0-7.1	3.5 3.5	9 9	4 4	0.46 9 125

TABLA 6.4 PARAMETROS EMPLEADOS CON EL METODO DE IRIKURA (1983) PARA LA OBTENCION DE SINTEticos.  
CORRESPONDIENTE A EVENTOS DE PROFUNDIDAD INTERMEDIA (PARA SIMBOLOGIA VER TABLA 5.2).

EVENTO AAHHDD	MAGNITUD (M <sub>s</sub> )	DISTANCIA (km)	PROFUNDIDAD (km)	ACELERACION MAXIMA (gales)
100924 (1)	6.4	258	80	0.1
110827 (2)	6.7	258	100	0.4
160602 (3)	7.0	169	150	0.4
350424 (4)	6.2	177	50	0.08
370528 (5)	6.5	83	150	1.0
460607 (6)	7.1	36	115	100.0
460711 (7)	7.0	42	129	2.0
511212 (8)	7.0	95	100	2.0
511212 (9)	7.0	95	117	20.0
531016 (10)	6.0	288	11	0.4
540513 (11)	6.0	245	80	0.04
540513 (12)	6.0	246	80	0.04
561109 (13)	6.3	46	147	8.0
570622 (14)	6.5	86	18	40.0
590428 (15)	6.6	204	10	0.04
590524 (16)	6.8	377	100	0.4
620422 (17)	6.0	101	13	20.0
830124 (18)	6.3	208	33	1.0

TABLA 6.5 ACELERACIONES MAXIMAS DE LOS SINTETICOS OBTENIDOS CON EL METODO DE IRIKURA (1983).

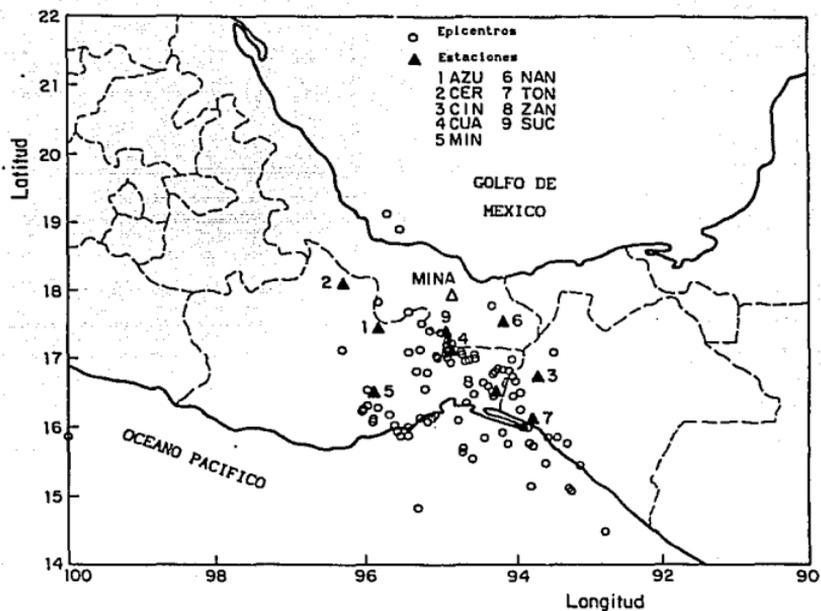


FIG. 1.1 LOCALIZACION DE ESTACIONES Y EPICENTROS DE SISMOS EMPLEADOS EN EL ESTUDIO.

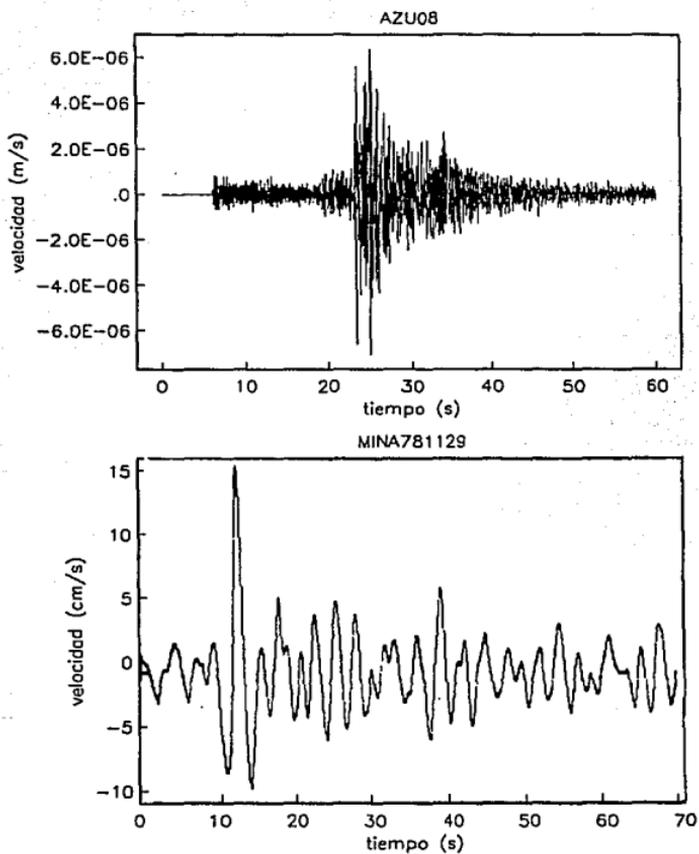


FIG. 2.1 SISMOGRAMAS TÍPICOS REGISTRADOS EN LA REGIÓN DE ESTUDIO.

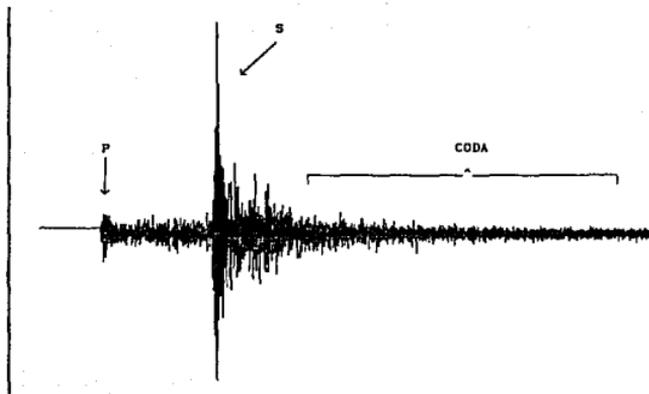


FIG. 2.2 IDENTIFICACION DE LAS PRINCIPALES FASES DE UN REGISTRO SISMICO.

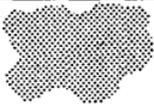
CASO	ONDA	OBSTACULO	RESULTADO	
$\lambda \ll \alpha$				PARTE DE UN MEDIO HOMOGENEO
$\lambda < \alpha$ $\lambda \approx \alpha$ $\lambda > \alpha$				DIFERENTES PROBLEMAS DE DISPERSION. PATRONES DE RADIACION COMPLEJOS.
$\lambda \gg \alpha$				MEDIO HOMOGENEO

FIG 2.3 RELACION DE LA LONGITUD DE ONDA CON EL TAMAÑO DE LA HETEROGENEIDAD (HERRAIZ, H. Y ESPINOZA, F., 1987).

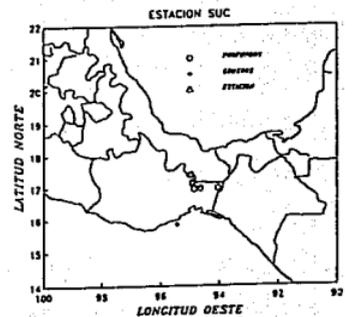
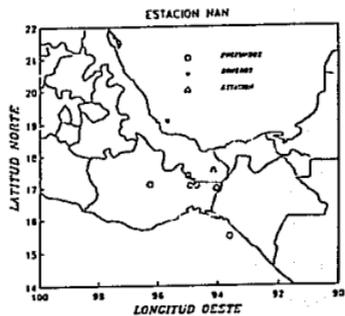
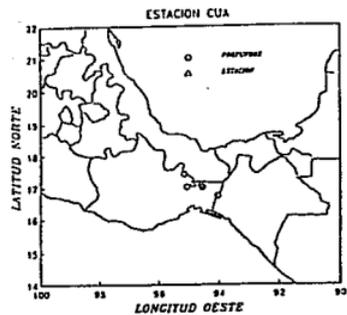
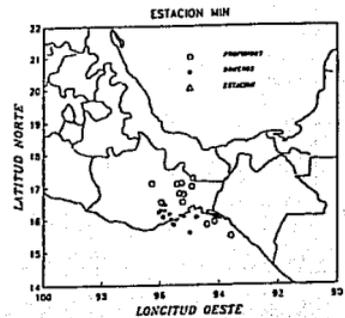
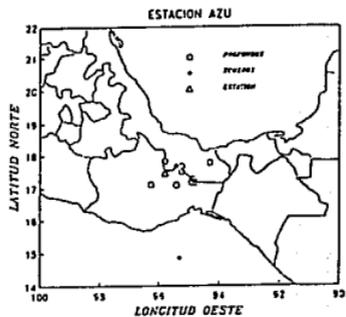
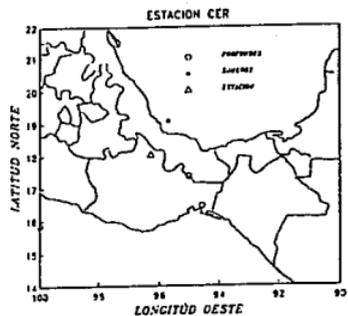


FIG 3.1 LOCALIZACION DE EVENTOS ANALIZADOS.

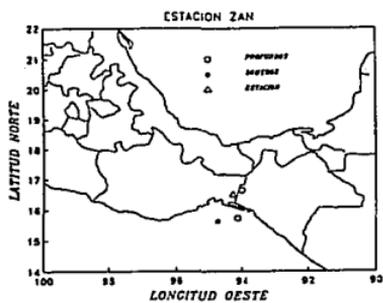
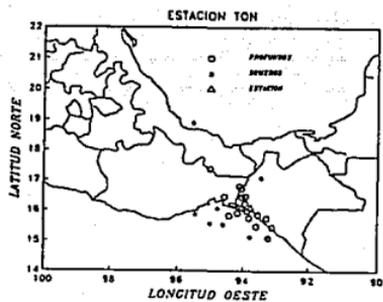
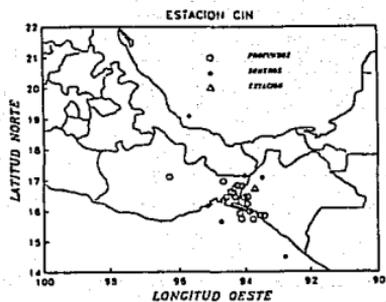


FIG 3.2 LOCALIZACION DE EVENTOS ANALIZADOS.

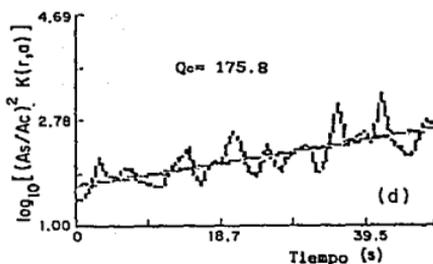
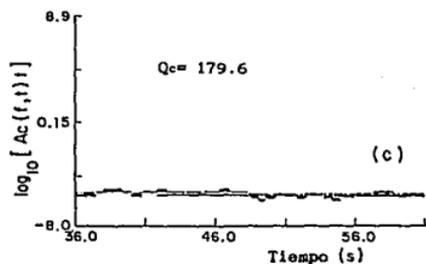
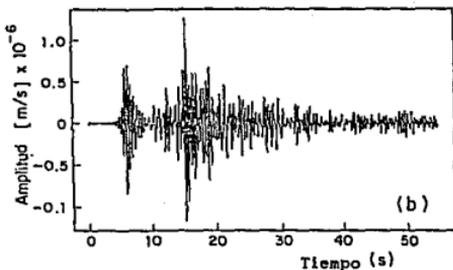
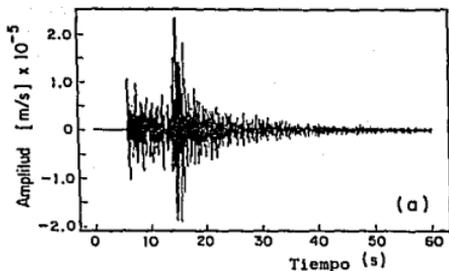


FIG. 3.3 VALORES DE  $Q_c$  PARA  $f=1.5\text{Hz}$  CALCULADOS CON LOS METODOS DE AKI Y CHOUET Y SATO PARA UN SISMOGRAMA REGISTRADO EN LA ESTACION MIN.  
 a) SEÑAL ORIGINAL, b) SEÑAL FILTRADA PARA  $f_0=1.5\text{Hz}$ , c) VALOR PROMEDIO DE  $Q_c$  CALCULADO CON EL METODO DE AKI Y CHOUET, d) VALOR PROMEDIO DE  $Q_c$  CALCULADO CON EL METODO DE SATO.

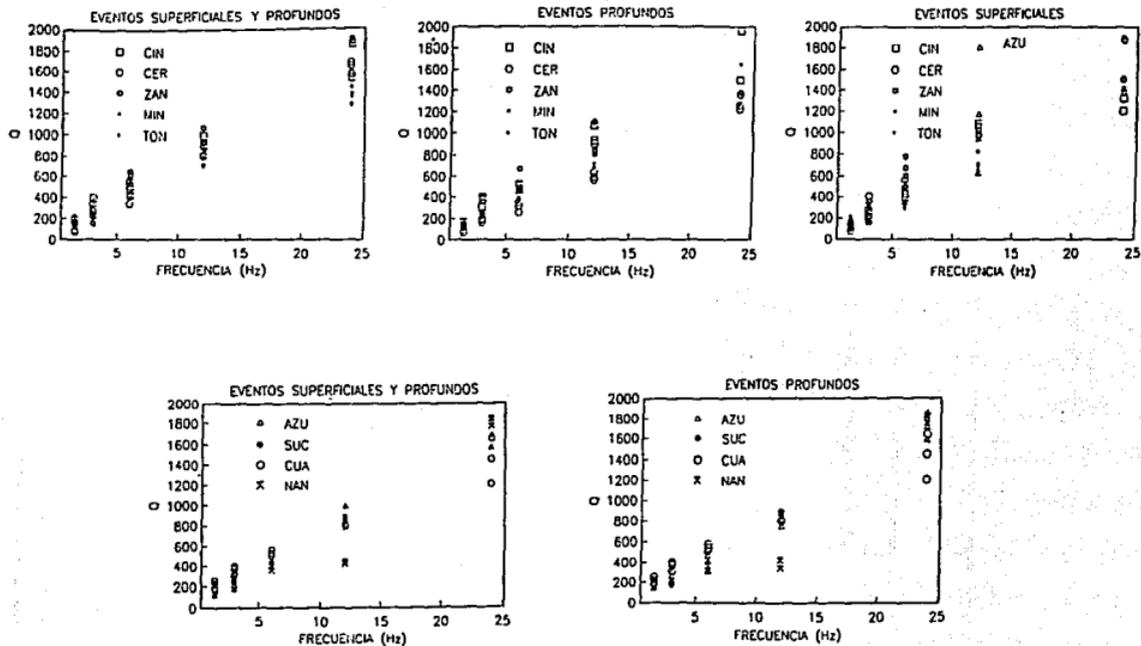


FIG. 3.4 VALORES ESTIMADOS DE Q PARA LOS TRES COMPONENTES EN CONJUNTO.

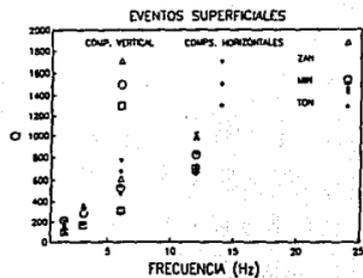
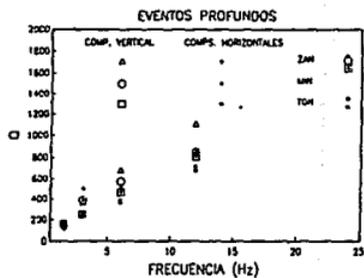
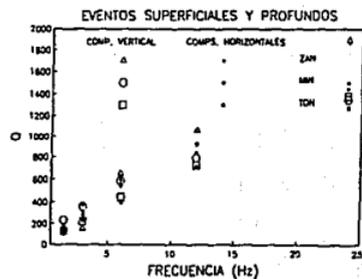
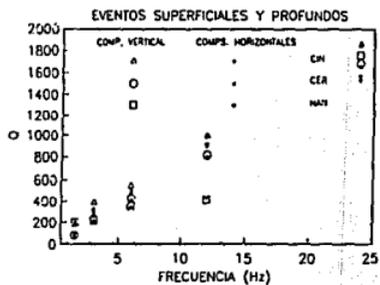


FIG 3.5 VALORES ESTIMADOS DE Q SEPARANDO LOS COMPONENTES HORIZONTALES DEL VERTICAL.

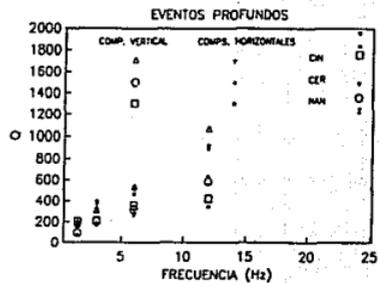
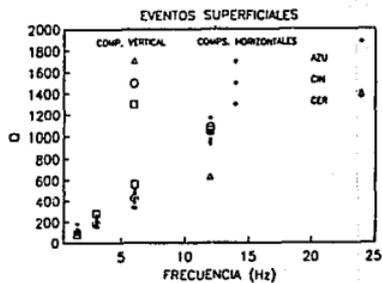
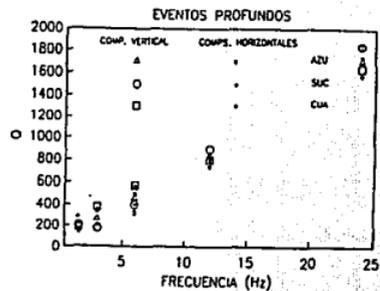
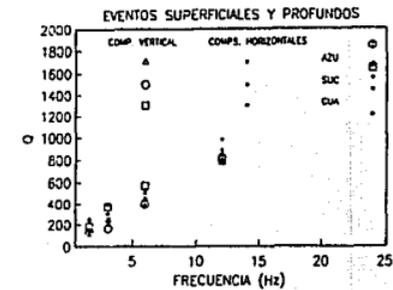


FIG. 3.6 VALORES ESTIMADOS DE Q SEPARANDO LOS COMPONENTES HORIZONTALES DEL VERTICAL.

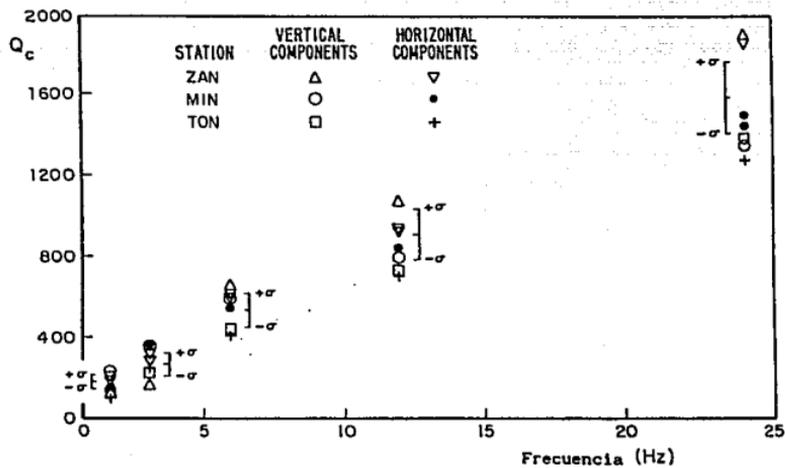


FIG. 3.7 VALORES PROMEDIOS DE  $Q_c$  Y DESVIACION ESTANDAR,  $\sigma$ , OBTENIDOS CON EL METODO DE SATO, PARA LOS COMPONENTES HORIZONTALES Y VERTICAL DE LOS SISMOGRAMAS REGISTRADOS EN LAS ESTACIONES ZAN, MIN Y TON.

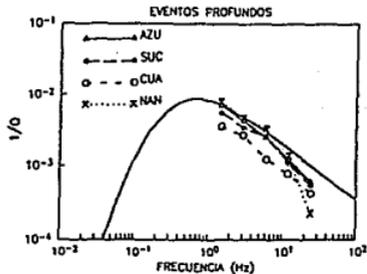
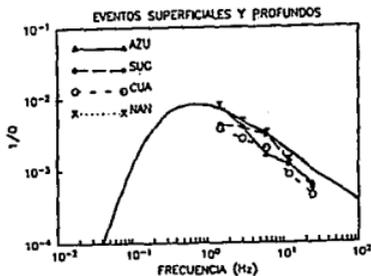
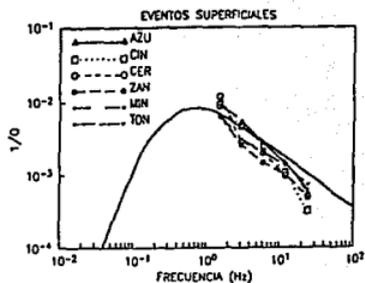
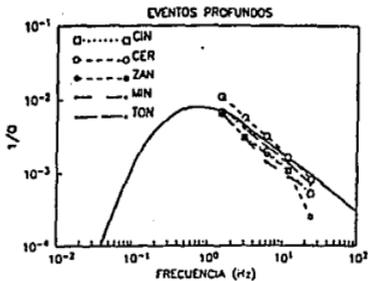
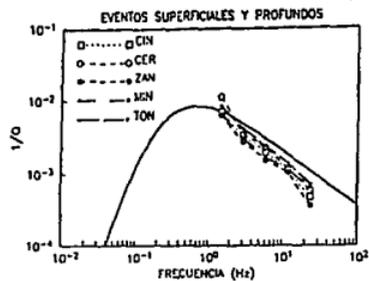


FIG. 3.8 VALORES PROMEDIO ESTIMADOS DE  $1/Q$ . LA LÍNEA CONTINUA INDICA LOS VALORES PROPUESTOS POR SATO (1990) PARA LA LITOSFERA.

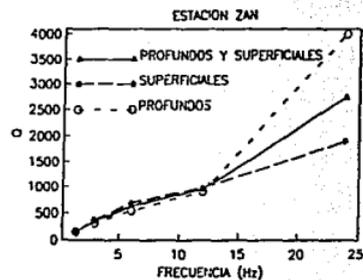
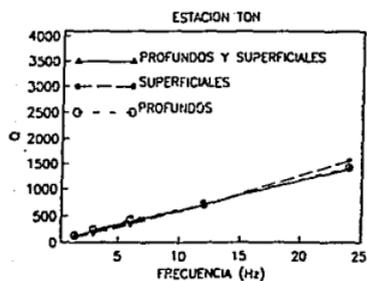
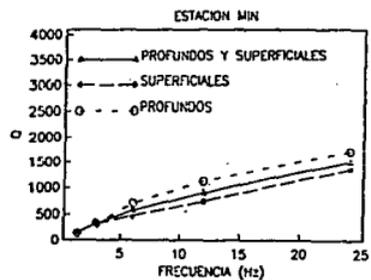
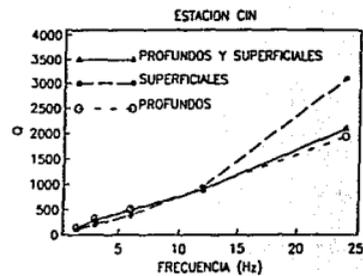
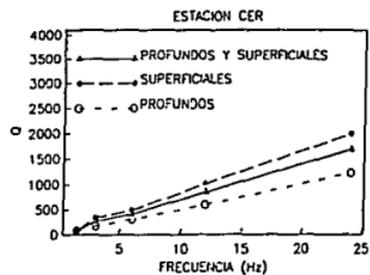
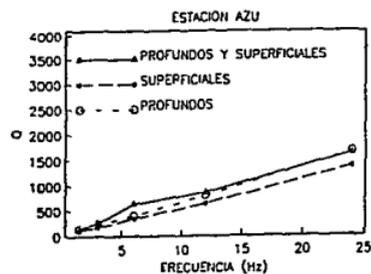


FIG. 3.9 VALORES PROMEDIO DE Q POR ESTACION.

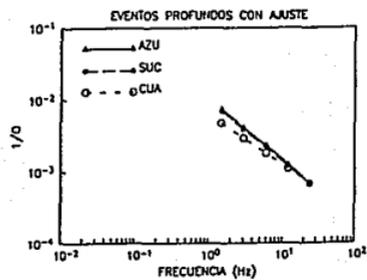
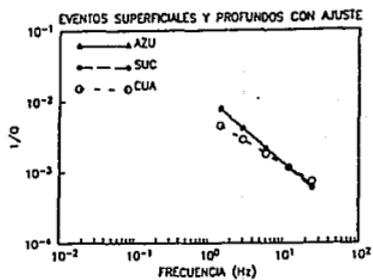
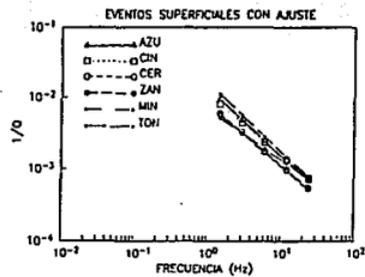
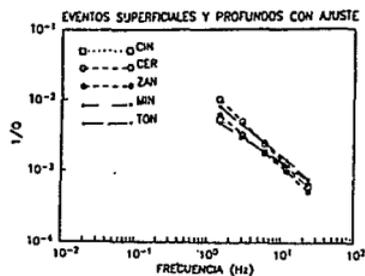


FIG. 3.10 AJUSTE DE LOS VALORES PROMEDIO ESTIMADOS DE  $1/\sigma$ .

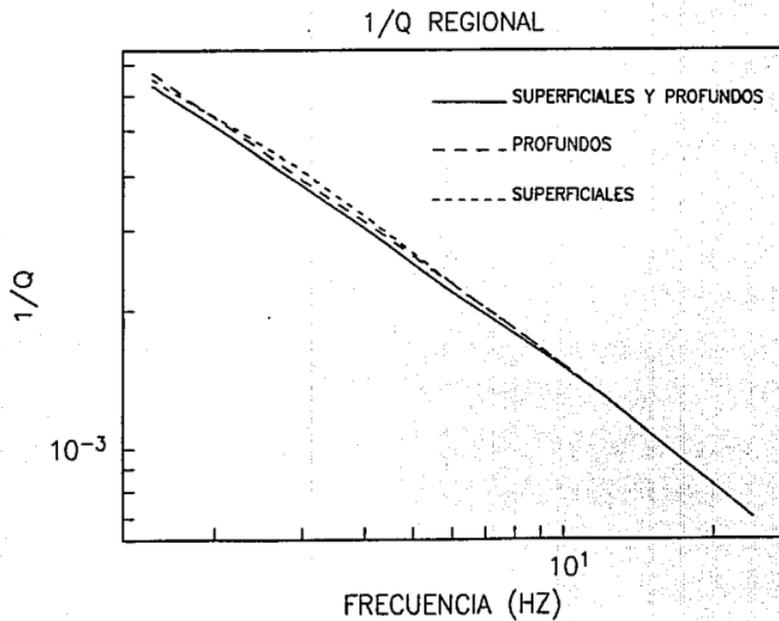


FIG. 3.11 VALOR DE  $1/Q_0$  ESTIMADO PARA LA REGION QUE COMPRENDE LAS NUEVE ESTACIONES DE REGISTRO.

# LOCALIZACION DE SISMOS REGISTRADOS EN MINA

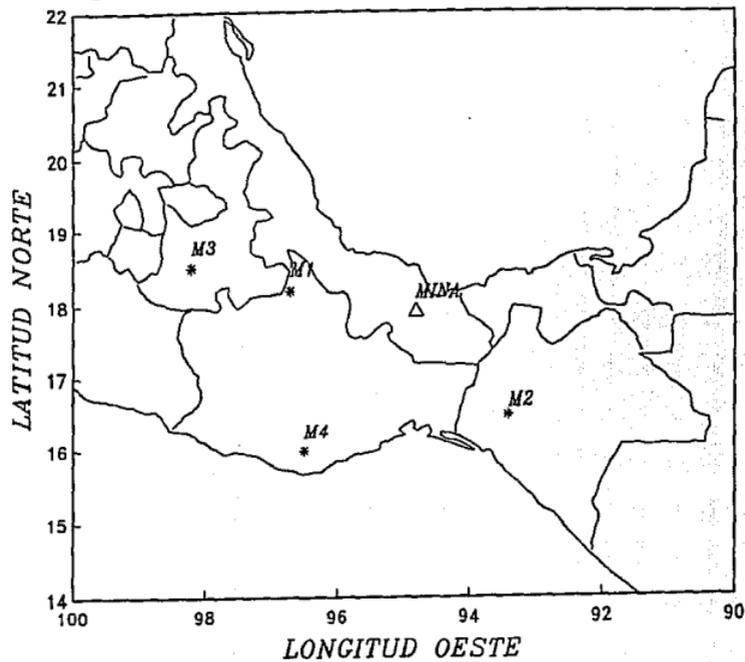


FIG 4.1 LOCALIZACION DE LA ESTACION MINA Y EVENTOS ANALIZADOS.

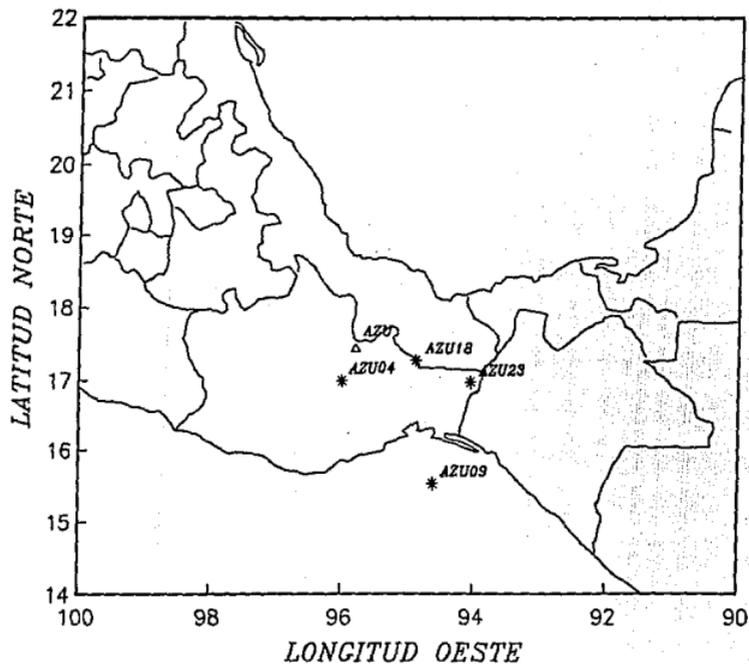


FIG. 4.2 LOCALIZACION DE LA ESTACION AZU Y EVENTOS ANALIZADOS.

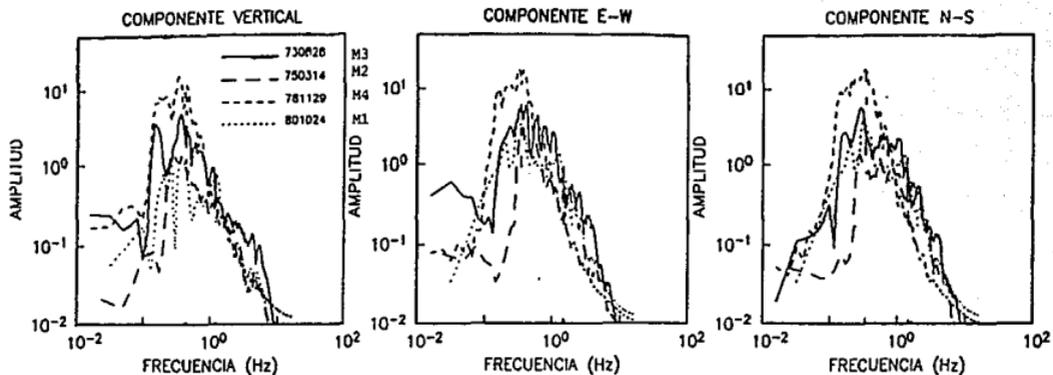


FIG. 4.3a ESPECTROS DE AMPLITUDES DE LOS EVENTOS REGISTRADOS EN LA ESTACION MINA.

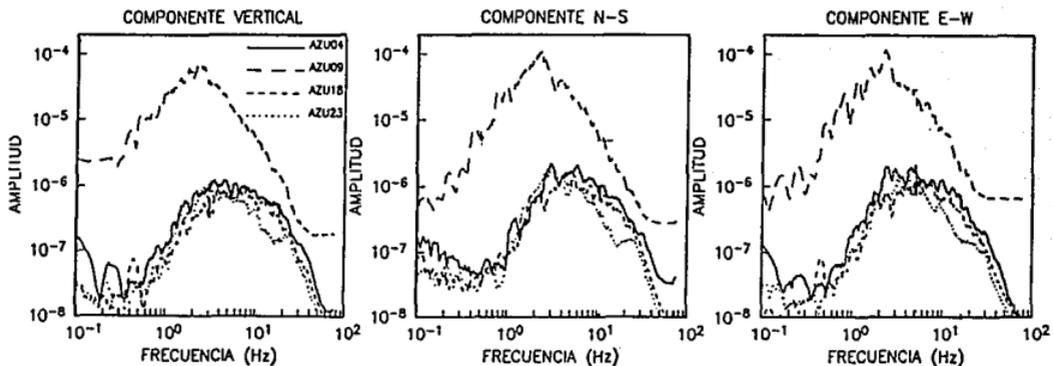


FIG. 4.3b ESPECTROS DE AMPLITUDES DE LOS EVENTOS REGISTRADOS EN LA ESTACION AZU.

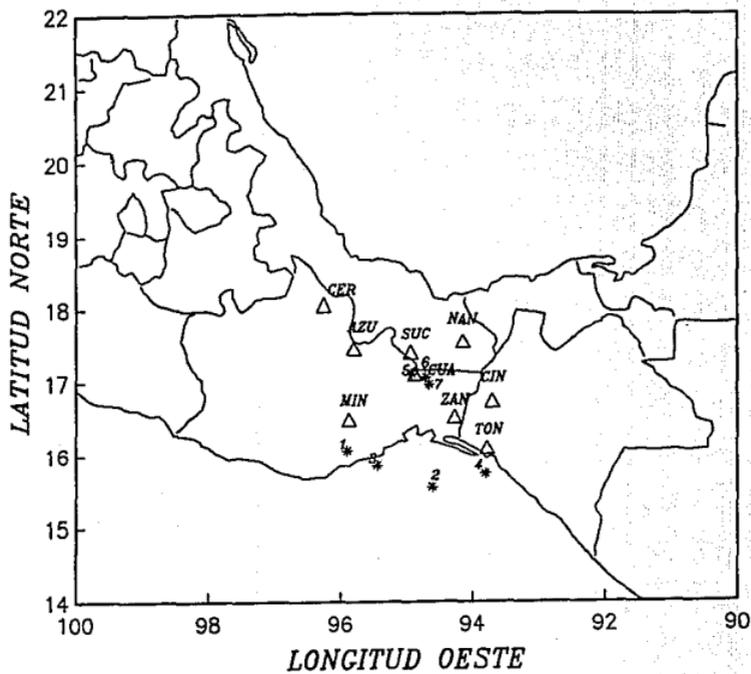


FIG 4.4 LOCALIZACION DE EVENTOS Y ESTACIONES PARA EL ANALISIS DE LOS ESPECTROS DE FOURIER.

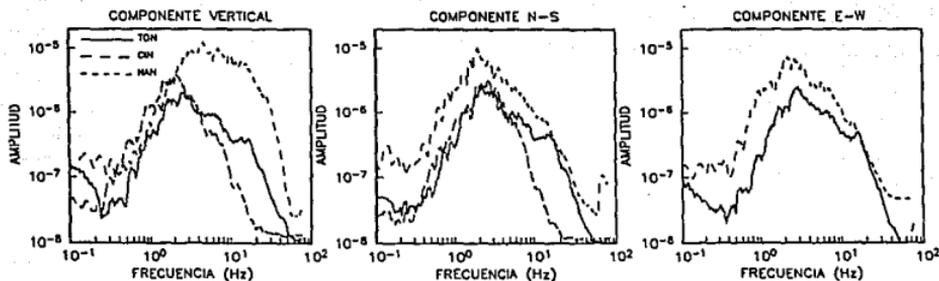


FIG. 4.5 ESPECTROS DE LAS ESTACIONES TON, CIN, Y NAN PARA EL EVENTO 1.

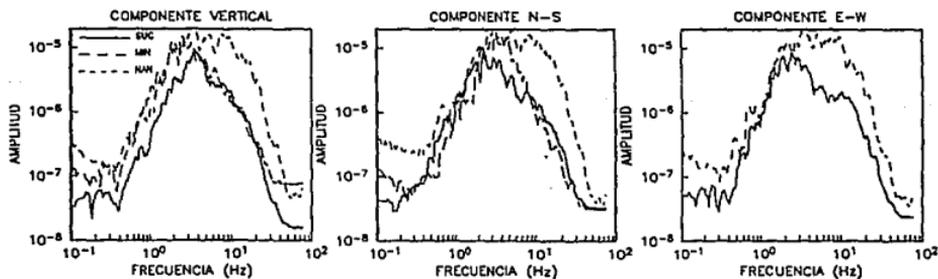


FIG. 4.6 ESPECTROS DE LAS ESTACIONES MIN, NAN Y SUC PARA EL EVENTO 2.

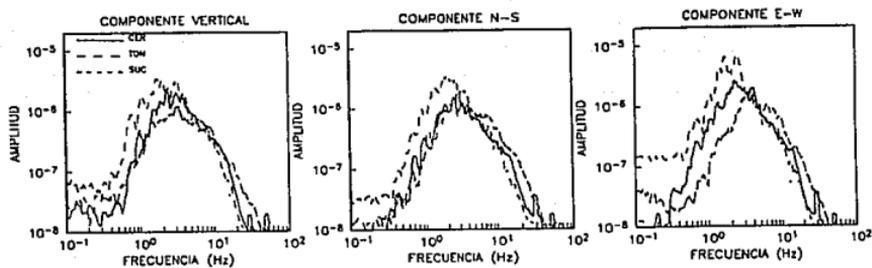


FIG. 4.7 ESPECTROS DE LAS ESTACIONES CER, SUC Y TON PARA EL EVENTO 3.

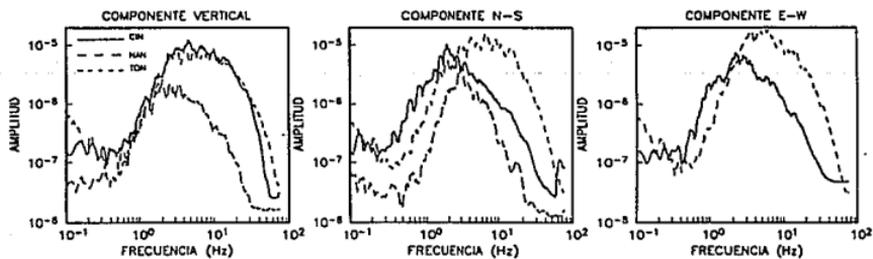


FIG. 4.8 ESPECTROS DE LAS ESTACIONES TON, CIN Y NAN PARA EL EVENTO 4.

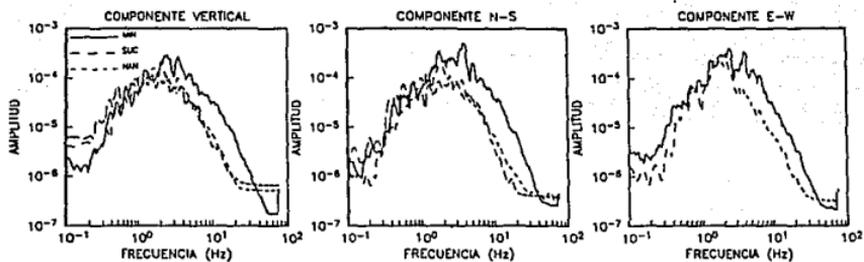


FIG. 4.9 ESPECTROS DE LAS ESTACIONES MIN, SUC Y NAN PARA EL EVENTO 5.

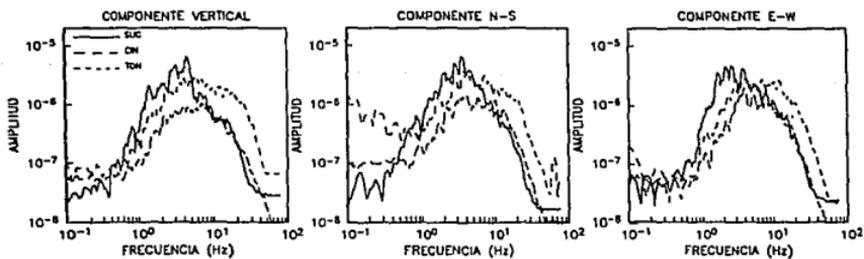


FIG. 4.10 ESPECTROS DE LAS ESTACIONES TON, CIN Y SUC PARA EL EVENTO 6.

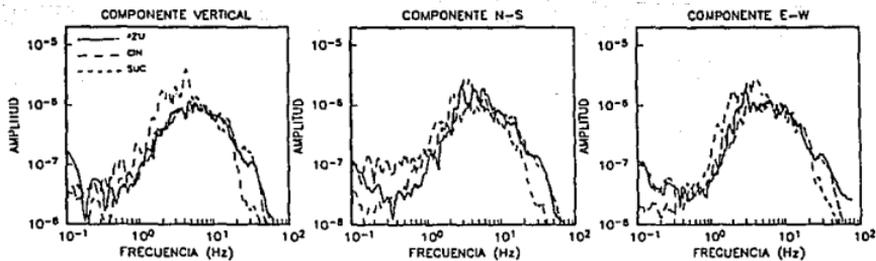


FIG. 4.11 ESPECTROS DE LAS ESTACIONES AZU, CIN Y SUC PARA EL EVENTO 7.

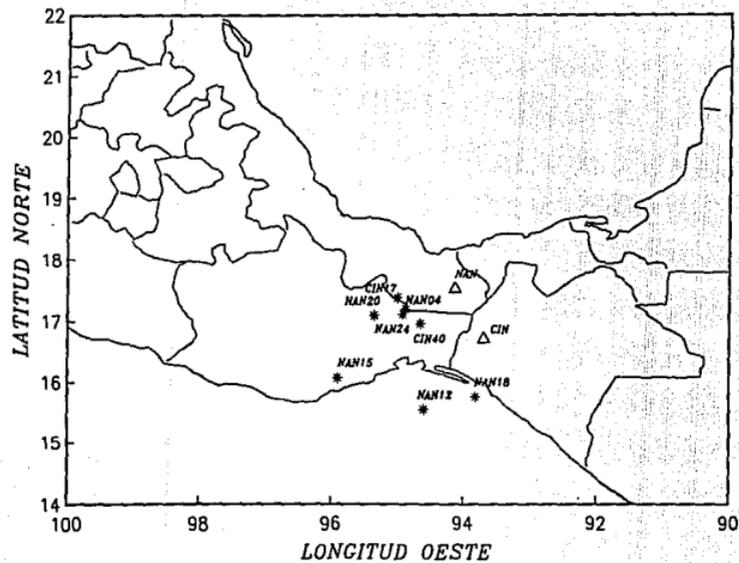


FIG 5.1 LOCALIZACION DE LOS EVENTOS EMPLEADOS EN LAS PRUEBAS DEL MODELO TEORICO DE FUENTE  $\omega^2$  (BOGRE, 1983) Y EL METODO DE FUNCIONES DE GREEN EMPIRICAS (IRIKURA, 1983).

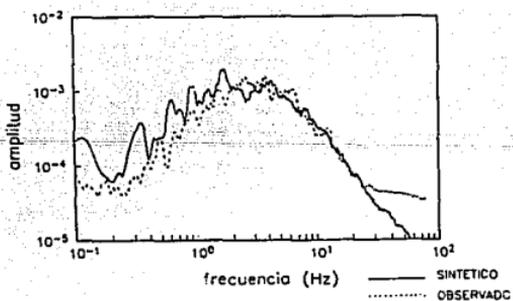
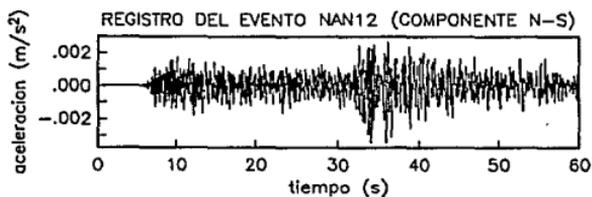
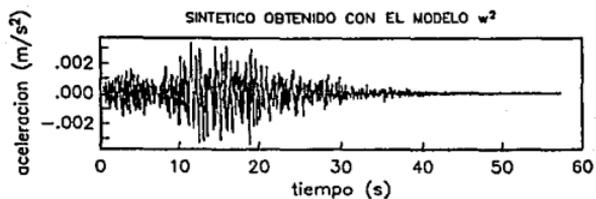


FIG. 5.2 REGISTRO DEL EVENTO NAN12 Y EL SINTETICO OBTENIDO CON EL METODO TEORICO DE FUENTE  $\omega^2$  (BOORE, 1983). ESPECTROS DEL EVENTO OBSERVADO (LINEA DISCONTINUA) Y SINTETICO (LINEA CONTINUA).

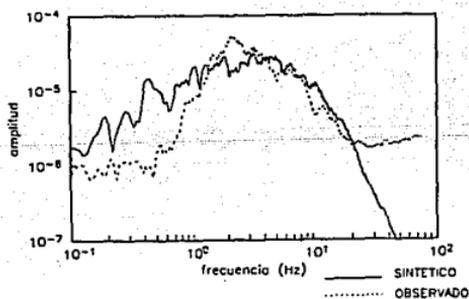
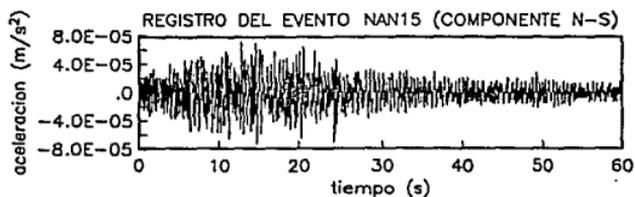
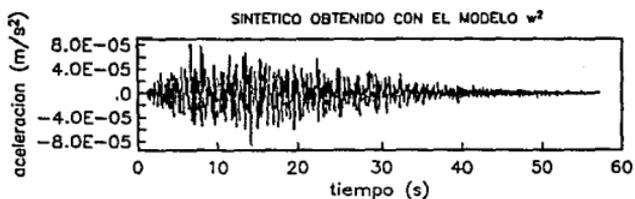


FIG. 5.3 REGISTRO DEL EVENTO NAN15 Y EL SINTETICO OBTENIDO CON EL METODO TEORICO DE FUENTE  $\omega^2$  (BOORE, 1983). ESPECTROS DEL EVENTO OBSERVADO (LINEA DISCONTINUA) Y SINTETICO (LINEA CONTINUA).

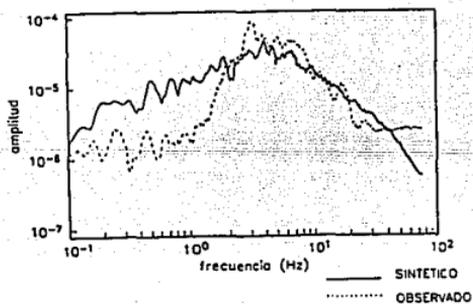
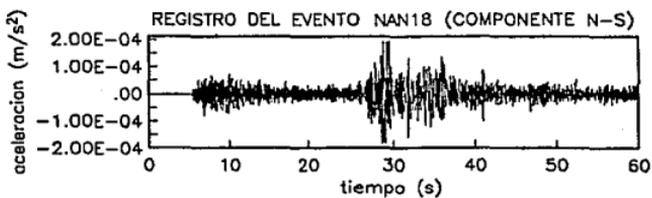
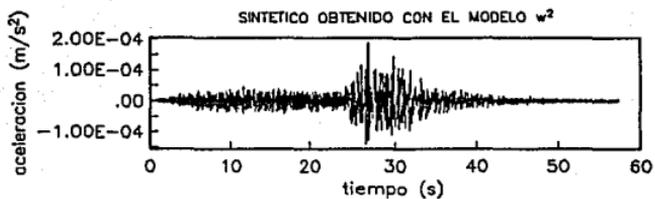


FIG. 5.4 REGISTRO DEL EVENTO NAN18 Y EL SINTETICO OBTENIDO CON EL METODO TEORICO DE FUENTE  $\omega^2$  (BOORE, 1983). ESPECTROS DEL EVENTO OBSERVADO (LINEA DISCONTINUA) Y SINTETICO (LINEA CONTINUA).

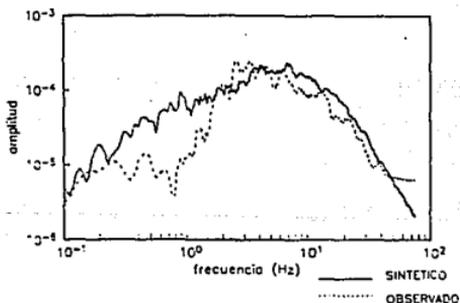
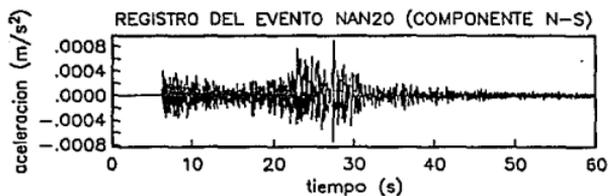
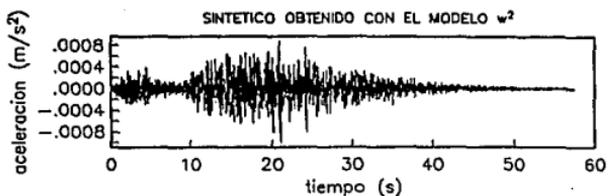


FIG. 5.5 REGISTRO DEL EVENTO NAN20 Y EL SINTETICO OBTENIDO CON EL METODO TEORICO DE FUENTE  $\omega^2$  (BOORE, 1983). ESPECTROS DEL EVENTO OBSERVADO (LINEA DISCONTINUA) Y SINTETICO (LINEA CONTINUA).

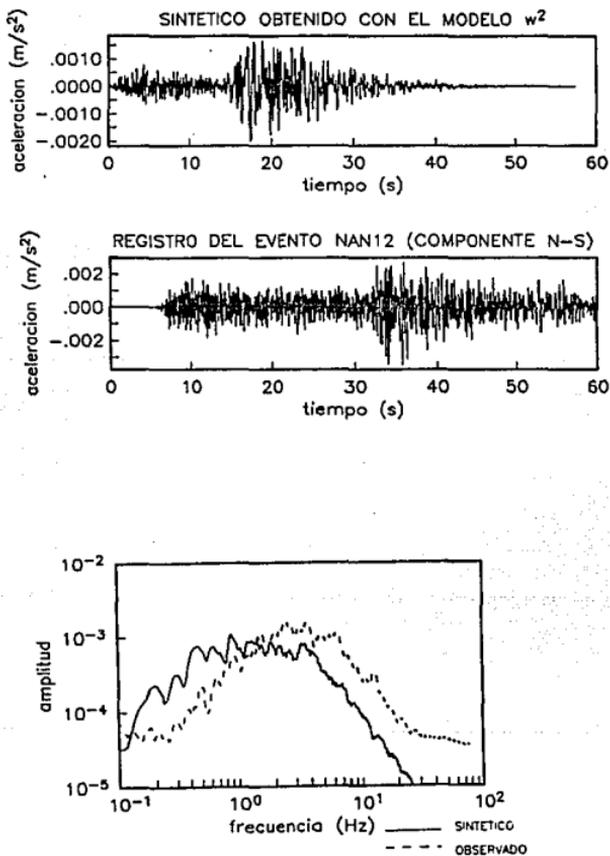


FIG. 5.6 REGISTRO DEL EVENTO NAN12 Y EL SINTETICO OBTENIDO CON EL METODO TEORICO DE FUENTE  $\omega^2$  (BOORE, 1983) INCORPORANDO LA INCERTIDUMBRE  $Q_s = \bar{Q}_s - 2\sigma_{Q_s}$ . ESPECTROS DEL EVENTO OBSERVADO (LINEA DISCONTINUA) Y SINTETICO (LINEA CONTINUA).

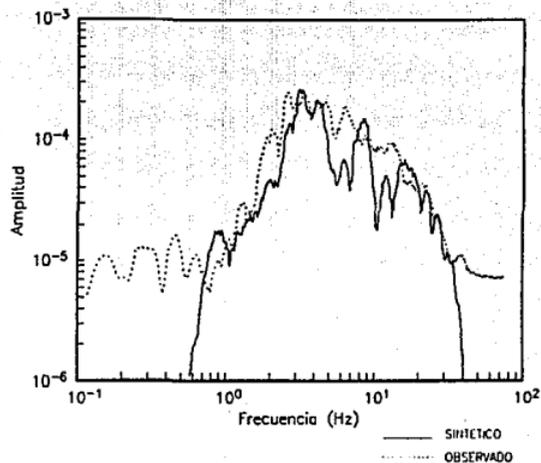
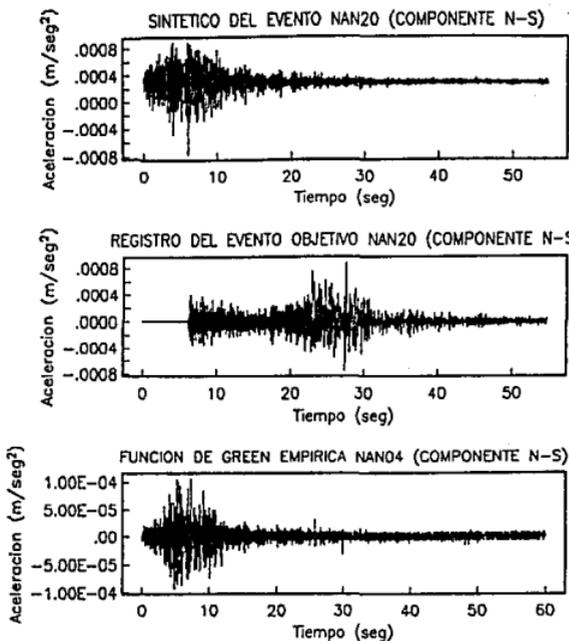


FIG. 5.7 FUNCION DE GREEN EMPIRICA, REGISTRO OBSERVADO Y SINTETICO OBTENIDO CON EL METODO DE FUNCIONES DE GREEN EMPIRICAS (IRIKURA, 1983). ESPECTROS DEL EVENTO OBSERVADO (LINEA DISCONTINUA) Y SINTETICO (LINEA CONTINUA).

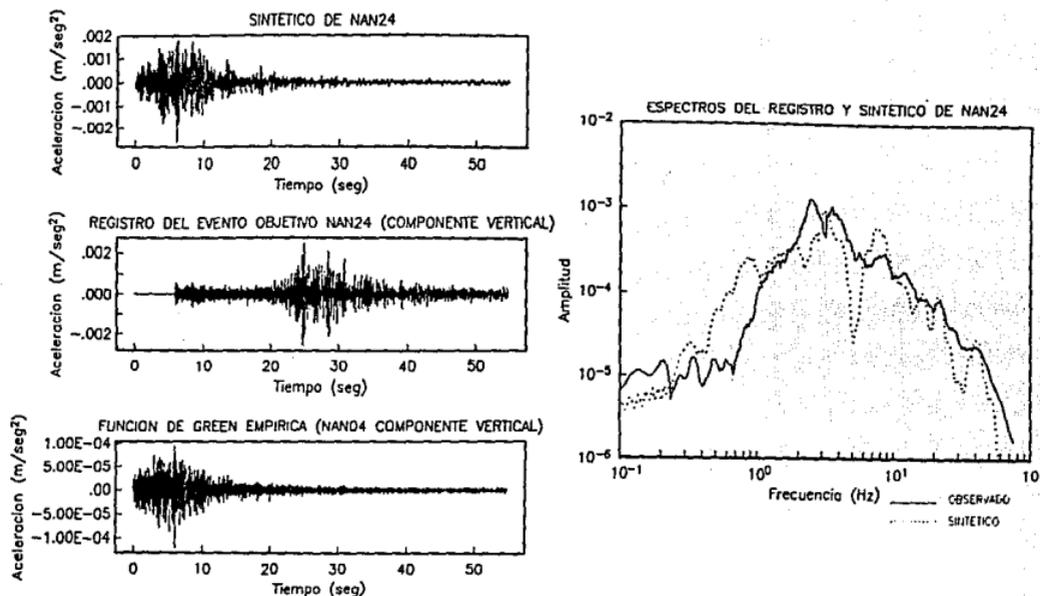


FIG. 5.8 FUNCION DE GREEN EMPIRICA, REGISTRO OBSERVADO Y SINTETICO OBTENIDO CON EL METODO DE FUNCIONES DE GREEN EMPIRICAS (IRIKUÑA, 1983). ESPECTROS DEL EVENTO OBSERVADO (LINEA CONTINUA) Y SINTETICO (LINEA DISCONTINUA).

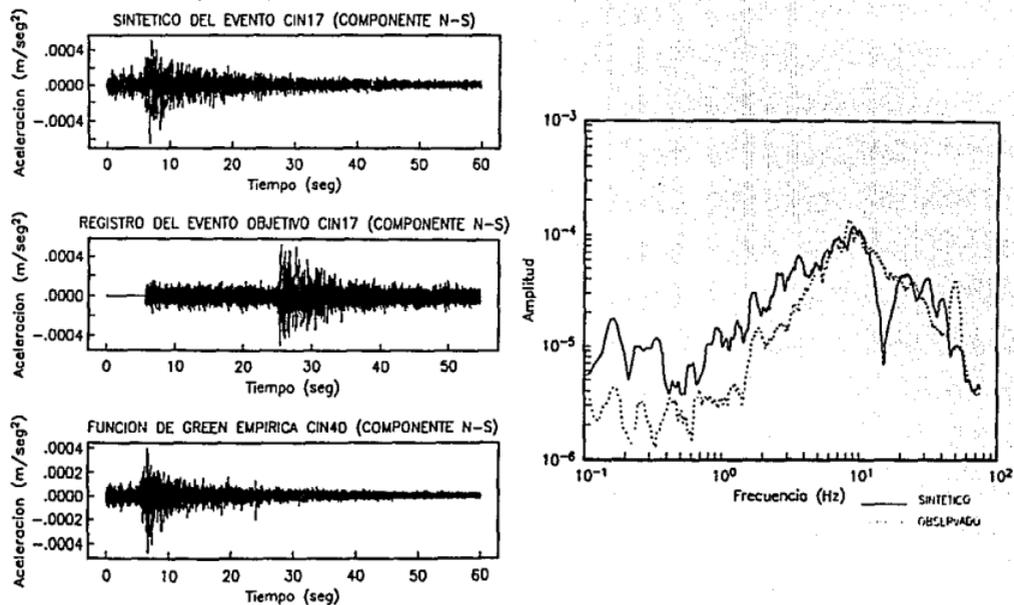


FIG. 5.9 FUNCION DE GREEN EMPIRICA, REGISTRO OBSERVADO Y SINTETICO OBTENIDO CON EL METODO DE FUNCIONES DE GREEN EMPIRICAS (IRIKURA, 1983). ESPECTROS DEL EVENTO OBSERVADO (LINEA DISCONTINUA) Y SINTETICO (LINEA CONTINUA).

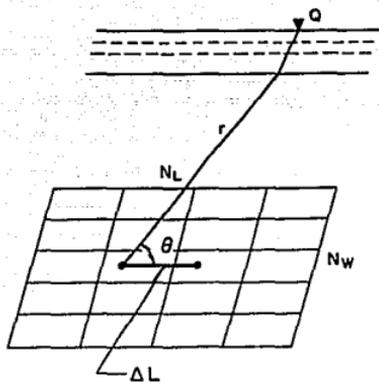


FIG. 5.10 PARAMETROS LIGADOS AL EFECTO DE PERIODICIDAD.

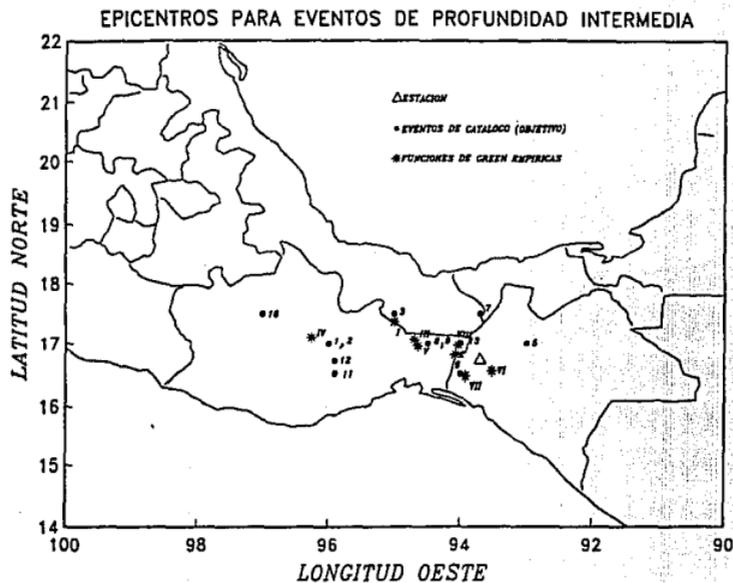
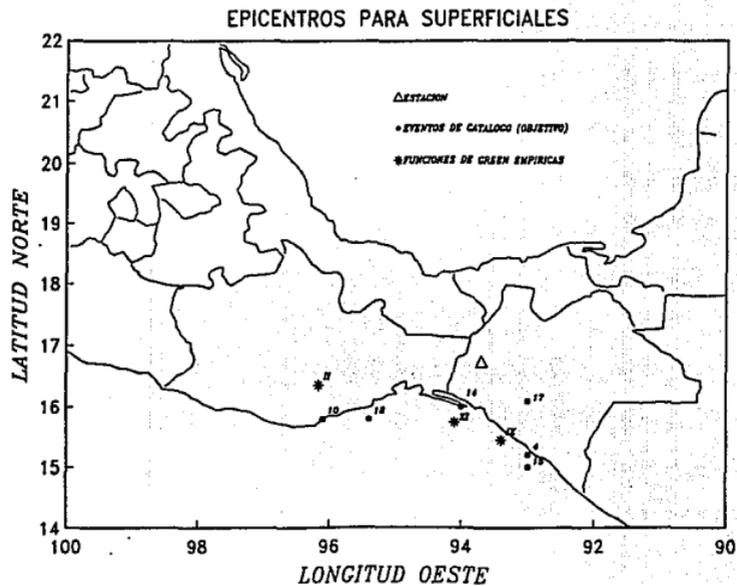


FIG. 6.1 LOCALIZACION DE EPICENTROS PARA EVENTOS DE PROFUNDIDAD  
 INTERMEDIA CORRESPONDIENTES A LAS FUNCIONES DE GREEN  
 EMPIRICAS Y EVENTOS DEL CATALOGO (OBJETIVO).



**FIG. 6.2 LOCALIZACION DE EPICENTROS PARA EVENTOS SUPERFICIALES  
 CORRESPONDIENTES A LAS FUNCIONES DE GREEN EMPIRICAS Y  
 EVENTOS DEL CATALOGO (OBJETIVO).**

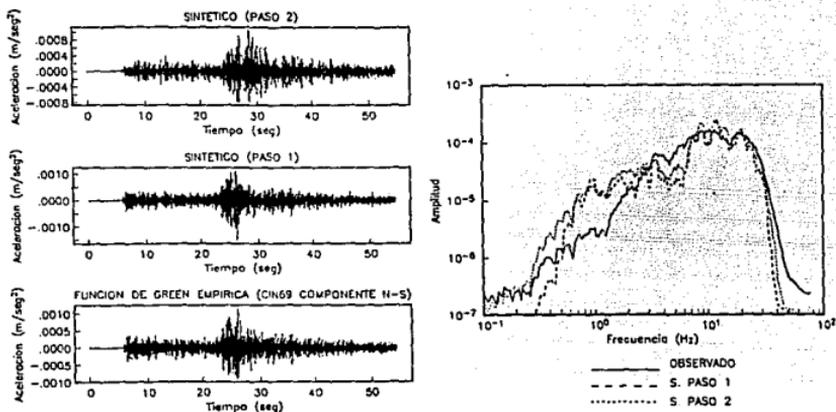


FIG. 6.3 FUNCION DE GREEN EMPIRICA EMPLEADA Y SINTETICO OBTENIDO PARA EL EVENTO DE CATALOGO 350424. (4)

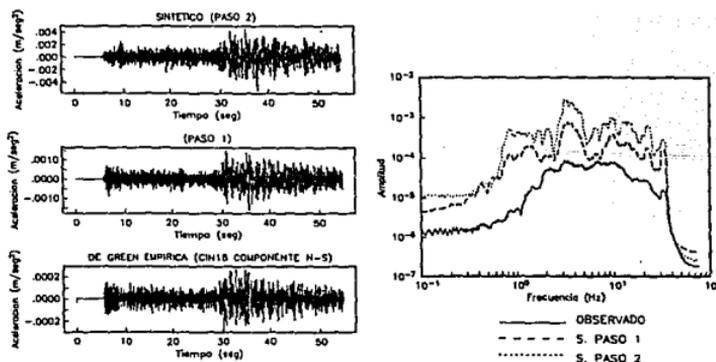


FIG. 6.4 FUNCION DE GREEN EMPIRICA EMPLEADA Y SINTETICO OBTENIDO PARA EL EVENTO DE CATALOGO 531016. (10)

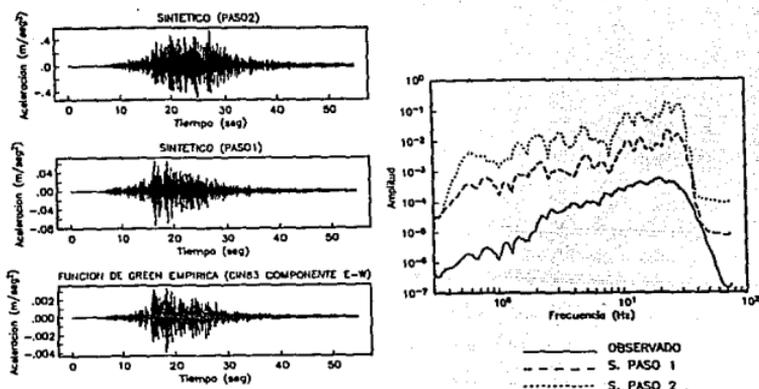


FIG. 6.5 FUNCION DE GREEN EMPIRICA EMPLEADA Y SINTETICO OBTENIDO PARA EL EVENTO DE CATALOGO 570622. (14)

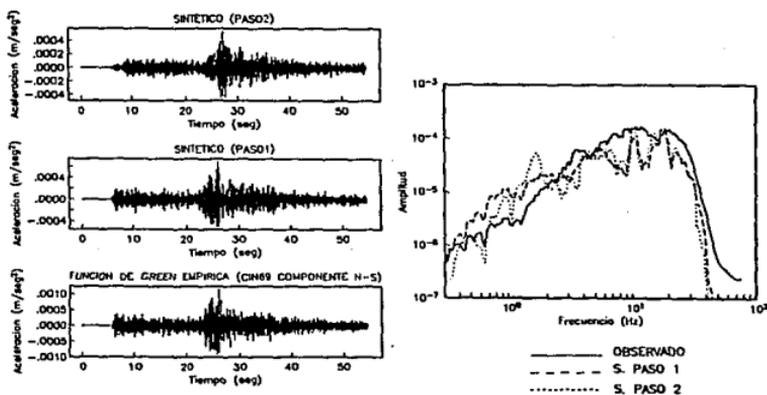


FIG. 6.6 FUNCION DE GREEN EMPIRICA EMPLEADA Y SINTETICO OBTENIDO PARA EL EVENTO DE CATALOGO 590428. (15)

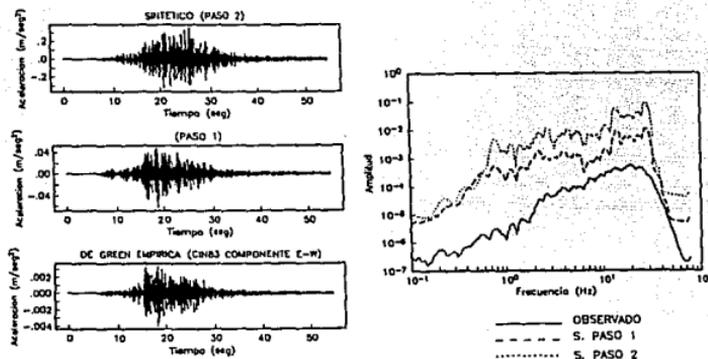


FIG. 6.7 FUNCION DE GREEN EMPIRICA EMPLEADA Y SINTETICO OBTENIDO PARA EL EVENTO DE CATALOGO 620422. (17)

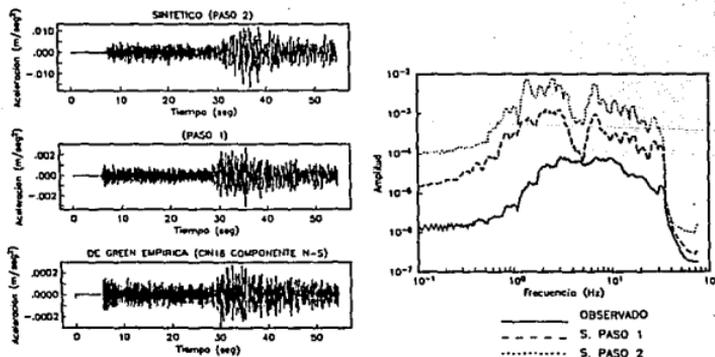


FIG. 6.8 FUNCION DE GREEN EMPIRICA EMPLEADA Y SINTETICO OBTENIDO PARA EL EVENTO DE CATALOGO 830124. (18)

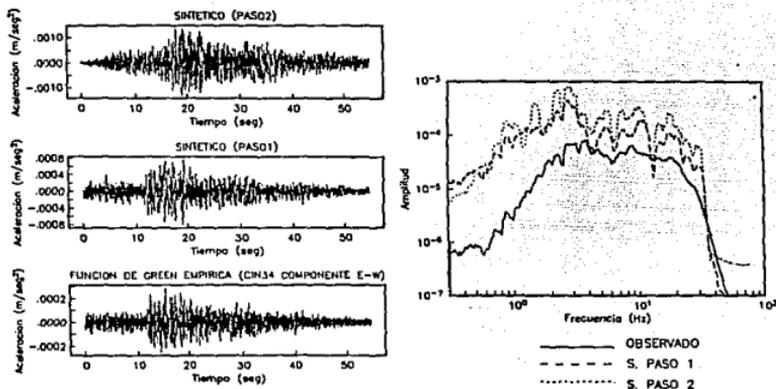


FIG. 6.9 FUNCION DE GREEN EMPIRICA EMPLEADA Y SINTETICO OBTENIDO PARA EL EVENTO DE CATALOGO 100924. (1)

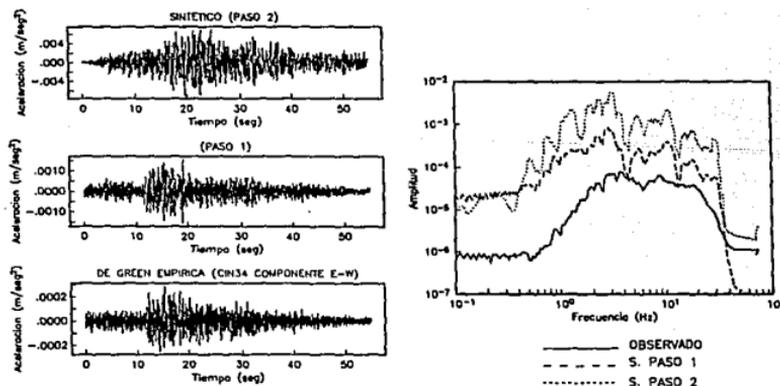


FIG. 6.10 FUNCION DE GREEN EMPIRICA EMPLEADA Y SINTETICO OBTENIDO PARA EL EVENTO DE CATALOGO 110827. (2)

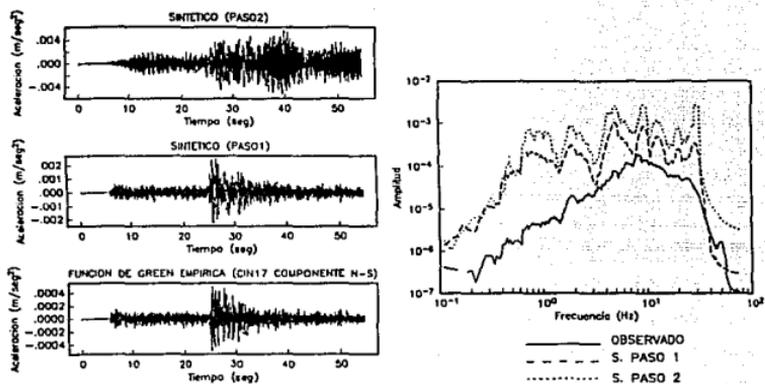


FIG. 6.11 FUNCION DE GREEN EMPIRICA EMPLEADA Y SINTETICO OBTENIDO PARA EL EVENTO DE CATALOGO 160602. (3)

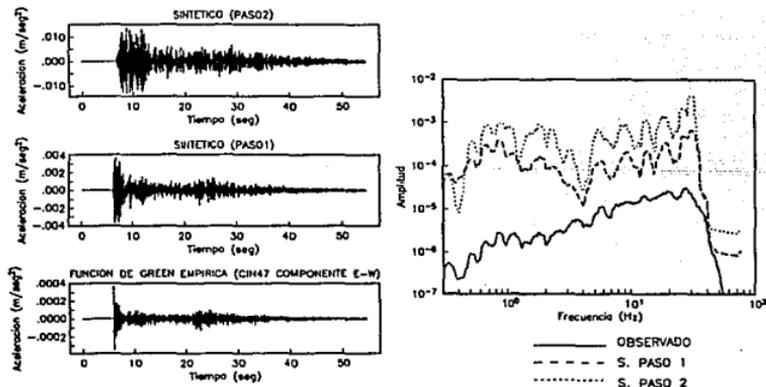


FIG. 6.12 FUNCION DE GREEN EMPIRICA EMPLEADA Y SINTETICO OBTENIDO PARA EL EVENTO DE CATALOGO 370528. (5)

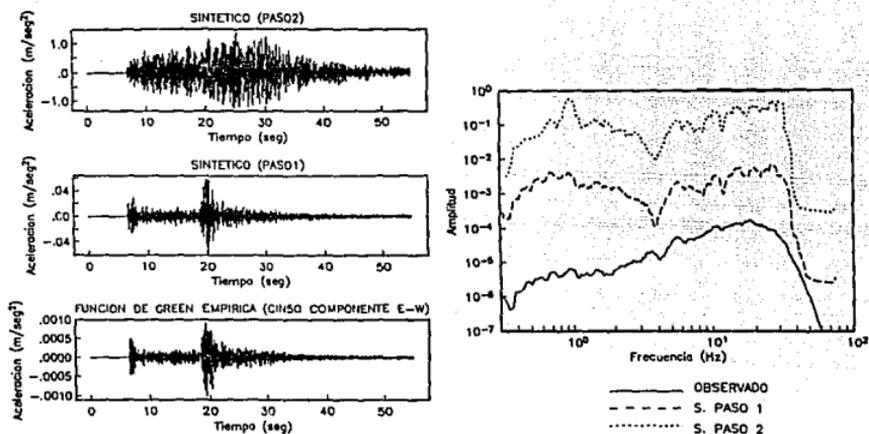


FIG. 6.13 FUNCION DE GREEN EMPIRICA EMPLEADA Y SINTETICO OBTENIDO PARA EL EVENTO DE CATALOGO 460607. (6)

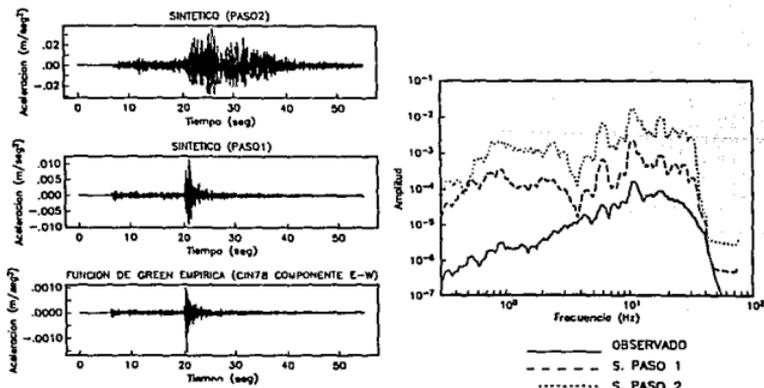


FIG. 6.14 FUNCION DE GREEN EMPIRICA EMPLEADA Y SINTETICO OBTENIDO PARA EL EVENTO DE CATALOGO 460711. (7)

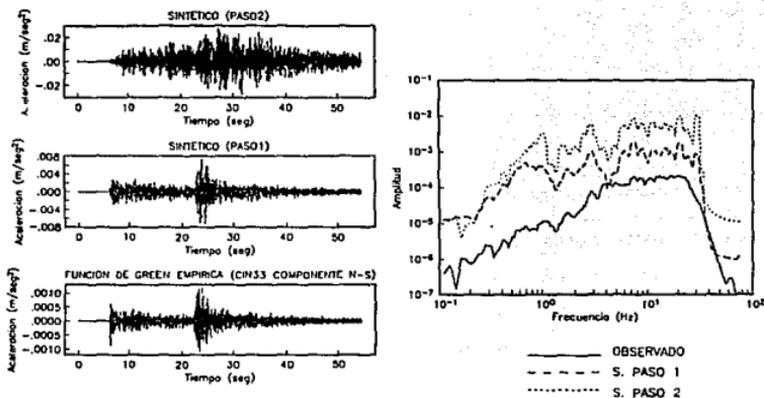


FIG. 6.15 FUNCION DE GREEN EMPIRICA EMPLEADA Y SINTETICO OBTENIDO PARA EL EVENTO DE CATALOGO 511212. (9)

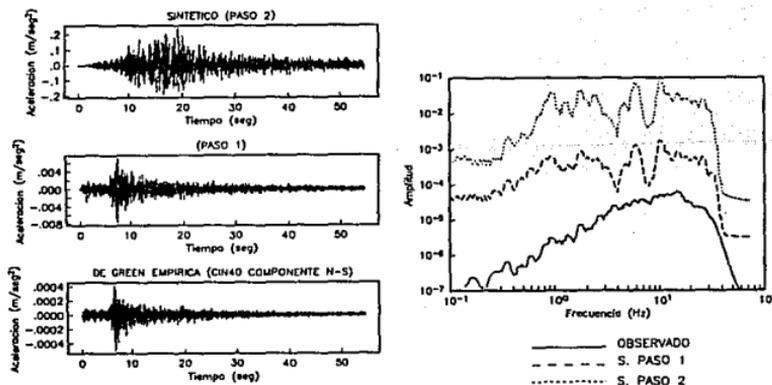


FIG. 6.16 FUNCION DE GREEN EMPIRICA EMPLEADA Y SINTETICO OBTENIDO PARA EL EVENTO DE CATALOGO 511212. (9)

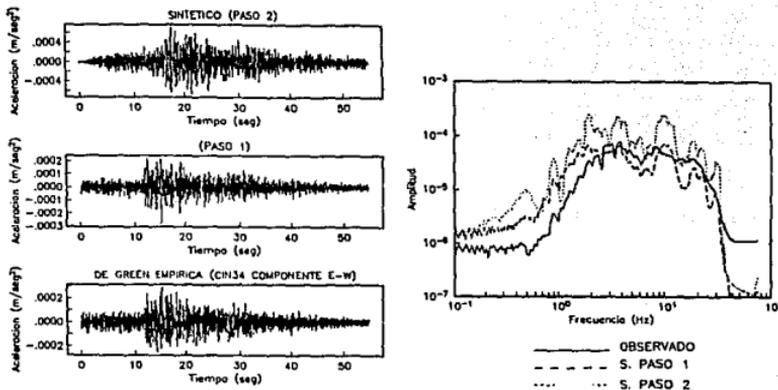


FIG. 6.17 FUNCION DE GREEN EMPIRICA EMPLEADA Y SINTETICO OBTENIDO PARA EL EVENTO DE CATALOGO 540513. (11)

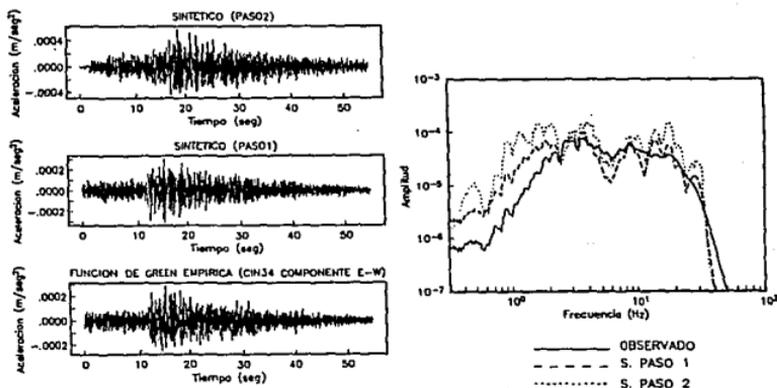


FIG. 6.18 FUNCION DE GREEN EMPIRICA EMPLEADA Y SINTETICO OBTENIDO PARA EL EVENTO DE CATALOGO 540513. (11)

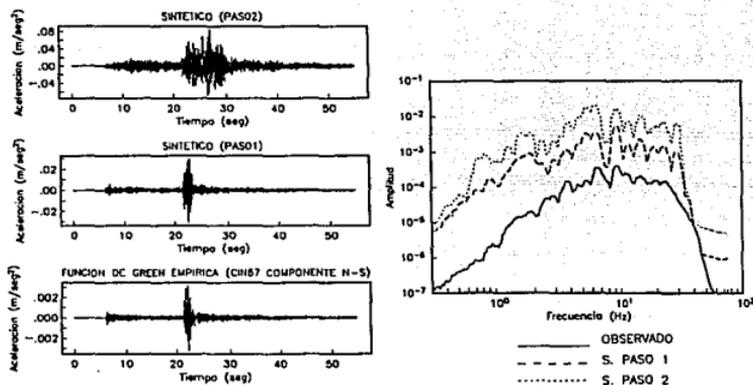


FIG. 6.19 FUNCION DE GREEN EMPIRICA EMPLEADA Y SINTETICO OBTENIDO PARA EL EVENTO DE CATALOGO 561109. (13)

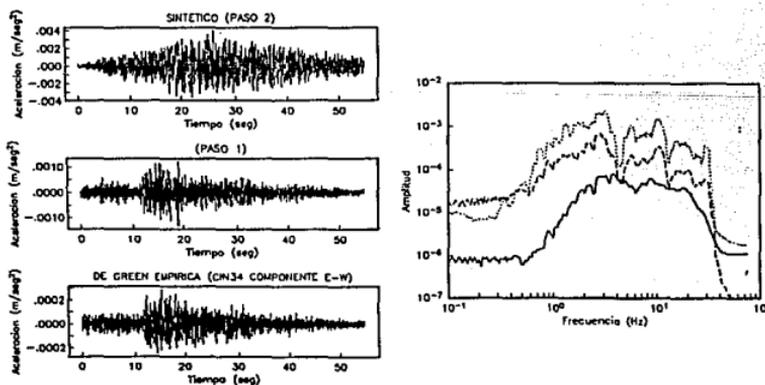


FIG. 6.20 FUNCION DE GREEN EMPIRICA EMPLEADA Y SINTETICO OBTENIDO PARA EL EVENTO DE CATALOGO 590524. (16)

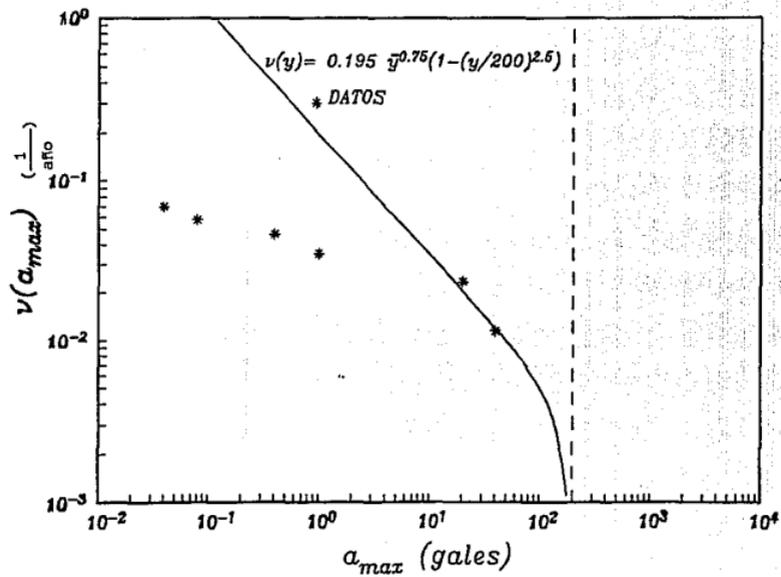


FIG. 6.21 EXPRESION OBTENIDA PARA  $\nu(y)$  CORRESPONDIENTE A LOS SISMOS SUPERFICIALES.

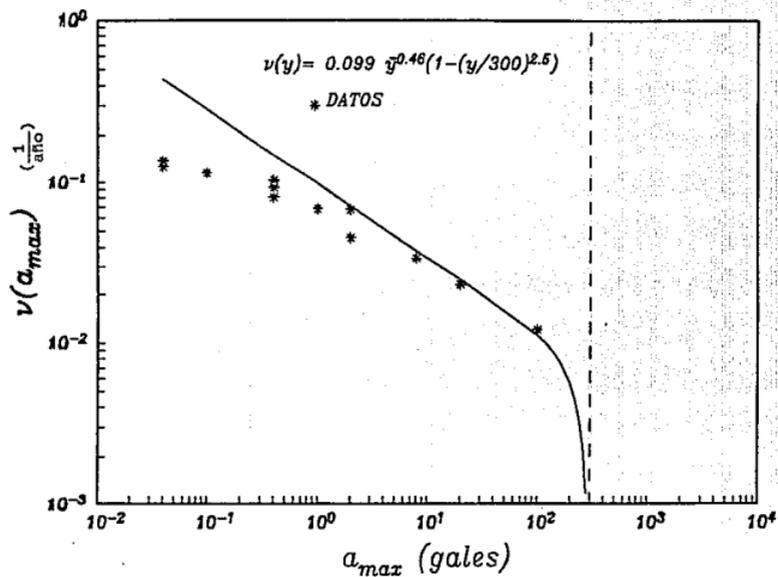


FIG. 6.22 EXPRESION OBTENIDA PARA  $v(y)$  CORRESPONDIENTE A LOS SISMOS DE SUBDUCCION DE PROFUNDIDAD INTERMEDIA.

## APENDICE A: METODO DE IRIKURA (1983).

Si se tiene un medio seminfinito homogéneo y elástico en el cual se presenta una dislocación  $\Delta u(\xi, \eta, t)$  sobre el plano de falla  $\Sigma$  (Fig. A.1), el desplazamiento en el campo lejano en un punto en la superficie del medio  $u(x, t)$  se puede expresar como (Aki-Richards, 1980):

$$\begin{aligned}
 u(x, t) = & \frac{1}{4\pi\rho\alpha^2} A^C \frac{1}{r^4} \int_{r/\alpha}^{r/\beta} \tau \dot{M}_0(t-\tau) d\tau + \frac{1}{4\pi\rho\alpha^2} A^{IP} \frac{1}{r^2} \dot{M}_0\left(t - \frac{r}{\alpha}\right) \\
 & + \frac{1}{4\pi\rho\beta^2} A^{IS} \frac{1}{r^2} \dot{M}_0\left(t - \frac{r}{\beta}\right) + \frac{1}{4\pi\rho\alpha^3} A^{LP} \frac{1}{r} \ddot{M}_0\left(t - \frac{r}{\alpha}\right) \\
 & + \frac{1}{4\pi\rho\beta^3} A^{LS} \frac{1}{r} \ddot{M}_0\left(t - \frac{r}{\beta}\right)
 \end{aligned} \tag{A.1}$$

donde  $A^C$ ,  $A^{IP}$ ,  $A^{IS}$ ,  $A^{LP}$  y  $A^{LS}$  son patrones de radiación que se definen como:

$$A^C = 9 \sin 2\theta \cos \phi \hat{r} - 6 (\cos 2\theta \cos \phi \hat{\theta} - \cos \theta \sin \phi \hat{\phi})$$

(campo cercano)

$$A^{IP} = 4 \sin 2\theta \cos \phi \hat{r} - 2 (\cos 2\theta \cos \phi \hat{\theta} - \cos \theta \sin \phi \hat{\phi})$$

(campo intermedio P)

$$A^{IS} = -3 \sin 2\theta \cos \phi \hat{r} + 3 (\cos 2\theta \cos \phi \hat{\theta} - \cos \theta \sin \phi \hat{\phi})$$

(campo intermedio S)

$$A^{LP} = \sin 2\theta \cos \phi \hat{r} \text{ (campo lejano P)}$$

$$A^{LS} = \cos 2\theta \cos \phi \hat{\theta} - \cos \theta \sin \phi \hat{\phi} \text{ (campo lejano S)} \quad (A.2)$$

$r \rightarrow$  distancia entre el plano de falla  $\Sigma$  y el punto Q.

Considerando un modelo de ruptura del tipo Haskell (1964) con una velocidad de propagación de ruptura  $v_r$  constante, podemos expresar la ecuación (A.1) como una integral en términos de dislocaciones diferenciales sobre el área de falla:

$$u_c(x, t) = \left[ R_c(\theta, \varphi) / 4\pi\rho v_c^3 r \right] \cdot \mu \int_0^L \int_0^W \Delta \dot{u}(\xi, \eta, t - t_c) d\xi d\eta \quad (A.3)$$

donde la función temporal de fuente se expresa como:

$$S(x, t) = \mu \int_0^L \int_0^W \Delta \dot{u}(\xi, \eta, t - t_c) d\xi d\eta \quad (A.4)$$

y  $t_c$  se define mediante la siguiente relación:

$$t_c = \frac{r}{v_c} + \frac{\sqrt{\xi^2 + \eta^2}}{v_r}$$

$\mu \rightarrow$  módulo de rigidez al cortante.

$v_c \rightarrow$  velocidad de propagación de las ondas (el subíndice indica el tipo de onda que se propaga).

$r \rightarrow$  distancia entre el plano de falla  $\Sigma$  y el punto Q.

$R_c$   $\rightarrow$  coeficiente de radiación.

$V_r$   $\rightarrow$  velocidad de ruptura.

$\Delta u$   $\rightarrow$  dislocación en el área de falla.

$\alpha$   $\rightarrow$  velocidad de la onda P.

$\beta$   $\rightarrow$  velocidad de la onda S.

$L$   $\rightarrow$  longitud del área de falla del evento principal.

$W$   $\rightarrow$  ancho del área de falla del evento principal.

el subíndice c indica el tipo de onda que se propaga ( P o S).

Si se divide plano de falla del gran evento en  $N_L \times N_W$  segmentos de iguales dimensiones que corresponden a las dimensiones de cada evento pequeño como se muestra en la (Fig A.1). La ecuación anterior podemos expresarla como:

$$S(x, t) = \sum_{l=1}^{N_L} \sum_{m=1}^{N_W} \mu \int_{\xi_l}^{\xi_l + L_0} \int_{\eta_m}^{\eta_m + W_0} \Delta u(\xi_l, \eta_m, t - t_{c1a}) d\xi d\eta \quad (A.5)$$

$L_0$  y  $W_0$  representan el largo y ancho de la fuente elemental (Fig. A.2).

La función de dislocación  $\Delta u(\xi, \eta, t)$  (Fig. A.3) se define como:

$$\Delta u(\xi, \eta, t) = \begin{cases} 0 & t < 0 \\ Dt/\tau & 0 < t < \tau \\ D & t > \tau \end{cases}$$

donde

$D$   $\rightarrow$  desplazamiento en el plano de falla del evento principal.

en un punto sobre el plano de falla  $E$ , se considera el mismo tipo de función de dislocación para cada evento pequeño.

Los valores para  $N_L$ ,  $N_W$  y  $N_D$  se encuentran a partir de la raíz cúbica del cociente de momentos sísmicos entre los dos eventos, es decir:

$$\sqrt[3]{H_0/H_0_0}$$

Mediante las condiciones de similitud la velocidad de deslizamiento puede considerarse como una constante definida como:

$$V_0 = D/\tau = D_0/\tau_0$$

$$D/D_0 = \tau/\tau_0 = \text{constante} = N_D$$

donde  $D$ ,  $\tau$  y  $D_0$ ,  $\tau_0$  representan el deslizamiento y tiempo de ascenso del evento objetivo y la función de Green, respectivamente. Cuando la relación anterior se aproxima a  $N_D$  entero  $\Delta u(\xi, \eta, t)$  puede expresarse mediante la siguiente ecuación:

$$\Delta u(\xi, \eta, t) = \sum_{k=1}^{N_D} \Delta u_0 \left[ \xi, \eta, t - (k-1) \tau_0 \right] \quad (\text{A.6})$$

y

$$\Delta \dot{u}(\xi, \eta, t) = \sum_{k=1}^{N_D} \Delta \dot{u}_0 \left[ \xi, \eta, t - (k-1) \tau_0 \right] \quad (\text{A.7})$$

Sustituyendo la expresión anterior en la ecuación (A.5), se obtiene:

$$S(x, t) = \sum_{l=1}^{N_L} \sum_{m=1}^{N_W} \sum_{k=1}^{N_D} \mu \int_{\xi_1}^{\xi_1 + L_0} \int_{\eta_m}^{\eta_m + W_0} \Delta \dot{u}(\xi, \eta, t - (k-1) \tau_0) d\xi d\eta \quad (\text{A.8})$$

si el punto de inicio del gran evento se localiza en (0,0) (Fig. A.2) la ecuación anterior se reduce a la siguiente expresión:

$$S(x, t) = \sum_{l=1}^{N_L} \sum_{m=1}^{N_W} \sum_{k=1}^{N_D} S_{oim}(x, t - t_{d_{kilm}}) \quad (\text{A.9})$$

donde

$$S_{oim}(x, t) \rightarrow \text{función temporal del evento pequeño}$$

$$t_{dki_m} = \frac{r_{1m}}{v_c} + \frac{\sqrt{\xi_1^2 + \eta_m^2}}{v_r} + (k-1) \tau_{e1m}$$

De acuerdo con la ecuación (A.3) el desplazamiento  $U_e$  en un campo lejano originado por una subfalla  $\Delta\Sigma$  en un medio infinito homogéneo y elástico es:

$$u_e(x, t) = \left[ R_c(\theta, \varphi) / 4\pi p v_c^3 r \right] \mu \int_0^L \int_0^W \Delta \dot{u}(\xi, \eta, t - t_c) d\xi d\eta \quad \dots (A.10)$$

Los movimientos  $G_e(x, t)$  en la superficie se obtienen convolucionando  $U_e(x, t)$  con  $T(x, t)$ , donde  $T(x, t)$  es una función de transmisión que considera los efectos de trayectoria y de sitio, es decir:

$$G_e(x, t) = \int_{-\infty}^{\infty} T(x, t - t') U_e(x, t') dt \quad (A.11)$$

Los movimientos del terreno  $G_{e1m}$  producto de la dislocación  $\Delta U_{e1m}$  de un evento pequeño ocurrido en el elemento  $\Delta\Sigma_{1m}$  localizado en  $(\xi_1, \eta_m)$  (Fig A.3) se representan como:

$$G_{e1m}(x, t) = T_{1m}(x, t) * c_{1m} \mu \int_{\xi_1}^{\xi_1 + L_0} \int_{\eta_m}^{\eta_m + W_0} \Delta \dot{U}_{e1m}(\xi, \eta, t - t_{c1m}) d\xi d\eta \quad \dots (A.12)$$

donde

$$t_c = \frac{r_{1m}}{v_c} + \frac{\sqrt{(\xi - \xi_1)^2 + (\eta - \eta_m)^2}}{v_r}$$

$$c_{1m} = \left[ \frac{1}{4\pi\rho v_c^3} \right] \left[ \frac{R_{c1m}(\theta_{1m}, \phi_{1m})}{r_{1m}} \right]$$

La contribución a los movimientos del evento principal,  $G_{1m}$ , producto de la dislocación  $\Delta U_{1m}$  ocurrida en el elemento  $\Delta \Sigma_{1m}$  (Fig. A.1), durante el movimiento fuerte se expresan como sigue:

$$G_{1m}(x, t) = \sum_{k=1}^{N_D} G_{o1m}(x, t - (k-1)\tau_{o1m}) \quad (A.13)$$

Entonces, los movimientos en la superficie producto de las funciones de Green  $G(x, t)$  del evento principal están dados por la suma con tiempos retrasados de las funciones de Green  $G_{1m}$  sobre el plano de falla, esto es:

$$G(x, t) = \sum_{l=1}^{N_L} \sum_{m=1}^{N_M} G_{1m}(x, t - t_{c1m}) = \sum_{l=1}^{N_L} \sum_{m=1}^{N_M} \sum_{k=1}^{N_D} G_{o1m}(x, t - t_{dk1m}) \quad \dots\dots\dots (A.14)$$

donde

$$t_{dk1m} = \frac{r_{1m}}{v_c} + \frac{\sqrt{\xi_1^2 + \eta_m^2}}{v_r} + (k-1)\tau_{o1m}$$

Debido a que no es posible obtener todos los registros en un sitio dado para cada evento correspondiente a cada elemento para el cálculo de movimientos del terreno  $G(x, t)$  para el evento principal, resulta necesario hacer una simplificación para considerar el caso para el que solo se tengan sismogramas de algunos eventos pequeños que ocurren dentro del área de falla del evento principal.

El caso más sencillo que se puede tratar con este método es el de generar el sismograma del evento principal a partir de un solo evento

pequeño correspondiente a una subfalla  $\Delta\Sigma_{i_0}^0$  (Fig. A.1). Si el efecto de propagación  $T_{i_0}^0$  es aproximadamente igual a al efecto de propagación del movimiento observado  $T_{i_0}^0$ , entonces los movimientos del terreno  $G_{i_0}^0$  producidos por un elemento arbitrario, pueden estimarse a partir de los movimientos  $G_{i_0}^0$  mediante la siguiente expresión:

$$G(x, t) = \sum_{l=1}^{N_L} \sum_{m=1}^{N_M} \sum_{k=1}^{N_D} \left[ \frac{R_c(\theta_{l_0}^0, \varphi_{l_0}^0)}{R_c(\theta_{l_0}^0, \varphi_{l_0}^0)} \right] \left[ \frac{r_{i_0}^0}{r_{l_0}^0} \right] G_{i_0}^0(x, t - t_{i_0}^0 - t_{dkl_0}^0) \quad \dots (4.15)$$

donde

$$t_{i_0}^0 = \frac{(r_{l_0}^0 - r_{i_0}^0)}{V_c}$$

cuando el punto de inicio de la falla se localiza en un punto arbitrario  $(\xi_0, \eta_0)$ , es necesario tomar la expresión de  $t_{dkl_0}^0$  como sigue:

$$t_{dkl_0}^0 = \frac{r_{l_0}^0}{V_c} + \sqrt{\frac{(\xi_l - \xi_0)^2 + (\eta_l - \eta_0)^2}{V_r}} + (k-1)t_{i_0}^0$$

Esta formulación sintética es válida cuando la longitud de onda observada es mucho mayor que las dimensiones espaciales de la fuente, es decir:

$$L_0^2 \ll \frac{\lambda r}{2}$$

donde

- $L_0$  → es la longitud de la fuente elemental.
- $\lambda$  → longitud de onda.
- $r$  → distancia entre el receptor y la fuente.

Así, si se utilizan registros de eventos pequeños con dimensiones de falla pequeñas, el método es válido por arriba de las longitudes de

onda más cortas y para distancias mayores a la distancia más corta a la falla.

Debido al tipo de discretización del área de falla, existe un problema de periodicidad en la ecuación (A.15). Esto es producto del intervalo de tiempo uniforme utilizado para el defasamiento de las señales sumadas. Irikura y Aki (1988) proponen trasladar esta periodicidad a un rango de frecuencias más altas, fuera del rango de interés ingenieril. Para ello, se subdivide los intervalos de tiempo en otros más pequeños, cada uno de ellos de duración  $\tau/n$ . Existe otra forma de eliminar esta periodicidad, también conocida como frecuencias espurias, la cual consiste en añadir una variable aleatoria en el cálculo del tiempo de defasamiento  $t_{dki}$ .

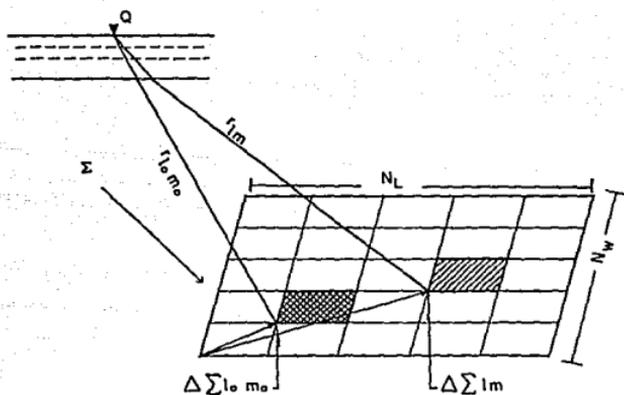


FIG. A.1 RELACION GEOMETRICA ENTRE LOS ELEMENTOS QUE COMPONEN LA FALLA EN EL PUNTO Q.

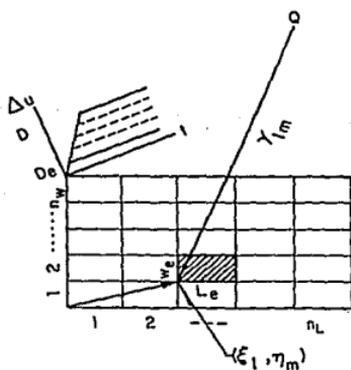


FIG. A.2 CONTRIBUCION DE UN ELEMENTO AL REGISTRO DEL GRAN EVENTO EN EL PUNTO Q.

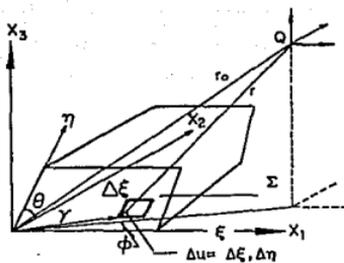


FIG. A.3 SISTEMA COORDENADO REFERIDO A LA FALLA.

## APENDICE B: OBTENCION DE LOS PARAMETROS DE FUENTE PARA LA REGION DEL ISTMO DE TEHUANTEPEC.

Para obtener sintéticos con el método de las funciones de Green empíricas en la versión de Irikura (1983) es necesario conocer algunos parámetros del sismo para el cual se desea obtener su sintético, así como del evento que se utilizará como función de Green empírica (apéndice A). Entre los parámetros requeridos se tienen los siguientes, el momento sísmico,  $M_0$ , la dimensión característica de la superficie de ruptura,  $r$ , y el tiempo de ascenso (rise time),  $\tau$  de la falla. En general la única información disponible sobre la mayoría de los sismos históricos es su magnitud (de ondas de cuerpo  $M_b$  o de superficie  $M_s$ ) y su localización. Para la región del Istmo de Tehuantepec este es el caso, por lo cual en este apéndice se proponen expresiones para estimar los parámetros  $M_0$  y  $r$  en función de  $M_s$ , y de  $\tau$  en función de  $r$ . Como se verá más adelante, la información utilizada para derivar las expresiones mencionadas proviene de sismos pequeños ( $2.5 < M_L < 4.9$ ) registrados en la campaña de 1986 (Ponce, et al, 1992), así como de sismos grandes ( $6 \leq M_s \leq 8$ ) ocurridos en la región de interés o zonas vecinas.

## B.I OBTENCIÓN DE LA EXPRESIÓN PARA LA DIMENSIÓN CARACTERÍSTICA DE LA SUPERFICIE DE RUPTURA, r.

### B.I.1 r PARA SISMOS CON MAGNITUDES $2.71 \leq M_L \leq 4.9$

De Chávez et al (1992) se obtuvieron los espectros de fuente y los  $M_0$  para una muestra de sismos registrados en 1986 en el Istmo de Tehuantepec ( $2.71 \leq M_L \leq 4.92$ ) (Ponce, et al, 1992). De los espectros de fuente visualmente se estimaron los valores de las frecuencias de esquina,  $f_c$ , a partir de la cual las amplitudes de los espectros descendían (tabla B.1a). El valor del parámetro r se puede calcular aplicando la expresión de Brune (1970):

$$r = \frac{2.34 V_s}{2\pi f_c} \quad (B.1)$$

En la ecuación (B.1)  $V_s$  es la velocidad de propagación de las ondas s en el medio y  $f_c$  fue definido previamente. En la tabla B.1b se muestran los valores de r obtenidos para cada uno de los eventos considerados. Los valores de r mostrados en la tabla B.1b se comparan con los obtenidos por diversos investigadores para otras regiones del mundo, Fig. B.2. En esta figura los valores de r de la tabla B.1b se muestran como un asterisco (\*) para los sismos superficiales y por un esterisco dentro de un rectángulo (□) para los sismos de profundidad intermedia. Nótese que los valores de r estimados para los sismos de la región de interés están dentro de las bandas propuestas por Hanks (1977).

Los datos de r de la tabla B.1b se emplearon en el cálculo de expresiones de r en función de  $M_L$  para la región mediante una regresión lineal. Para ello se separaron los eventos superficiales ( $H \leq 50\text{km}$ ), de los de profundidad intermedia, ( $H > 50\text{km}$ ). Estas regresiones corresponden a las expresiones (B.2) y (B.3). También se consideró el conjunto de eventos superficiales y de profundidad intermedia, obteniéndose como resultado la expresión (B.4):

$$r = 19.78 M_L + 109.1 \quad (B.2)$$

$$r = 77.27 M_L - 118.4 \quad (B.3)$$

$$r = 59.37 M_L - 43.4 \quad (B.4)$$

Con el fin de comparar los resultados descritos, con los obtenidos en otras regiones del mundo se utilizaron los valores de  $r$  (tabla B.2) de las réplicas del evento del 3 de septiembre de 1978 en Alemania (Sherbaum, 1983), y se calculó una expresión de  $r$  para magnitudes entre  $2 < M_s < 4.6$  y profundidades de  $0.5 < H < 11$  km; el resultado obtenido es:

$$r = 22.4 MW + 94.5 \quad (B.5)$$

donde  $MW$  es la magnitud de Wood-Anderson.

Las expresiones (B.2 a B.5) se muestran en la Fig. B.1. En dicha figura se aprecia que las rectas de las expresiones (B.3) y (B.5) prácticamente coinciden, con lo que se manifiesta un comportamiento similar entre los eventos de profundidad intermedia de la región del Istmo de Tehuantepec y los sismos superficiales de Alemania. Por otro lado las expresiones (B.2) y (B.4) tiene una pendiente más elevada que las pendientes de las ecuaciones (B.3) y (B.5). Para fines de las aplicaciones se eligió la expresión (B.2) para el cálculo de el valor de  $r$  para eventos de subducción superficiales y la ecuación (B.3) para eventos de profundidad intermedia ambos con magnitud  $M_L$  entre 2 y 4.9.

#### B.1.2 $r$ PARA SISMOS CON MAGNITUDES $M_s > 5$ .

Para el caso de eventos de la región del Istmo de Tehuantepec con  $M_s > 5$  no se contó con suficiente información sobre las superficies de ruptura por lo cual el valor de  $r$  para eventos de magnitud mayor a 5.0 se calculó mediante la expresión de Kanamori y Anderson (1975):

$$\text{Log } S = 1.02 M - 4.01 \quad (B.6)$$

donde  $S$  es el área de la superficie de ruptura en  $\text{km}^2$  y  $M$  es la magnitud de ondas superficiales.  $r$  para la aplicación de este trabajo, se obtiene suponiendo que la superficie de ruptura es circular.

## B. II EXPRESION PARA ESTIMAR EL TIEMPO DE ASCENSO (RISE TIME), $\tau$ .

Una vez conocidos los valores de  $r$  para cada uno de los eventos analizados se calculó el valor de  $\tau$  mediante la expresión obtenida por Geller (1976):

$$\tau = 16r/7\pi\beta \quad (B.7)$$

con  $\beta = 3.09$  km/s.

## B. III EXPRESIONES PARA ESTIMAR EL MOMENTO SISMICO, $M_0$ .

### B. III.1 EXPRESIONES PARA ESTIMAR $M_0$ PARA EVENTOS CON $M_L < 4$ .

Para obtener las expresiones para estimar el momento sísmico  $M_0$  en función de  $M_L$  para sismos de la región de interés se utilizaron los datos de la tabla B.1a. Se hicieron varias regresiones separando los datos de eventos superficiales y de profundidad intermedia. Sin embargo, como las dispersiones de ambas regresiones eran importantes se decidió utilizar la expresión (B.8) que incluye ambos tipos de eventos.

$$\log M_0 = 1.02M_L + 17.85 \quad (B.8)$$

### B. III.2 EXPRESIONES PARA ESTIMAR $M_0$ PARA EVENTOS CON $M_s > 4$ .

Para obtener las expresiones de  $M_0$  en función de  $M_s$  para sismos con  $M_s > 4$  se utilizó parte de la información sobre  $M_0$  y  $M_s$  sugerida por Singh y Mortera (1991) para la zona de subducción de México, complementada por la de González-Ruiz (1986) para la zona del Istmo de Tehuantepec, (tablas 3a,b). Los eventos se dividieron en superficiales ( $H \leq 50$ km) y de profundidad intermedia ( $H > 50$ km) y se efectuaron regresiones para los cuales se obtuvieron las expresiones (B.9) y (B.10).

Estas corresponden a sismos intraplaca e interplaca y se incluyen en la Fig. B.3, en la que se puede observar que ambas se encuentran en el intervalo de las observaciones que se tienen para otras partes del mundo. Las expresiones mencionadas fueron utilizadas en las aplicaciones de este trabajo para eventos con  $6 \leq M_s \leq 8$ .

$$\log M_0 = 0.89 M_s + 20.21$$

(B.9)

$$\log M_0 = 1.3 M_s + 17.57$$

(B.10)

y para los eventos con  $4.1 \leq M_s \leq 6$  se empleó:

$$\log M_0 = 1.18 M_s + 17.96$$

(B.11)

esta expresión se obtuvo empleando los datos de  $M_0$  de algunos de los eventos registrados en la región del Istmo de Tehuantepec (tabla B.1a). Se hizo una división con base en las magnitudes, debido a que se observó una subestimación para el valor de  $M_0$ . Considerando que se tenía una mayor dispersión para datos de magnitud mayor a 4, y que ésta modifica de manera importante la pendiente, se tomó este límite para la estimación de las expresiones para  $M_0$  para eventos con  $4 \leq M_s \leq 6$ .

EVENTO	LATITUD N	LONGITUD W	MAGNITUD (ML)	Mo ( $10^{20}$ , dinas-cm)	fc (Hz)
AZU24	14.839	95.318	4.0	11	2.8
AZU09	15.545	94.602	4.92	13	
AZU26	17.816	95.802	2.93	0.33	7.0
SUC13	15.545	94.602	4.92	53.7	
SUC22	17.270	94.889	3.24	1.1	5.5
SUC24	17.112	94.919	3.90	4.36	2.8
MIN03	15.474	93.597	4.03	2.31	7.8
MIN05	15.881	95.565	3.37	0.29	8.3
MIN08	16.399	95.910	2.96	0.23	7.8
MIN12	17.108	96.266	3.99	7.24	3.2
MIN15	15.545	94.602	4.92	14.79	4.0
MIN16	15.577	94.988	3.54	0.75	7.0
MIN19	16.528	95.950	3.08	0.23	8.8
MIN20	15.986	95.429	3.10	0.23	9.4
MIN24	16.068	95.898	4.25	29.51	8.8
MIN25	16.079	95.875	3.26	1.04	10.1
MIN26	16.280	95.962	3.08	0.23	9.0
MIN27	16.084	95.185	2.84	0.43	7.9
MIN28	16.256	95.831	2.71	0.23	10
MIN29	16.215	96.025	3.05	0.1	9.3
TON46	17.377	95.005	3.72	1.69	3.0
TON34	15.000	93.171	4.02	3.09	
TON55	16.069	94.762	3.45	1.17	
TON57	15.474	93.597	4.03	2.39	7.8
TON74	17.081	93.470	3.75	0.53	7.4
TON79	15.577	94.988	3.54	0.47	6.0
TON82	15.440	93.100	3.98	2.39	

TABLA B.1a VALORES DE fc DE LOS EVENTOS EMPLEADOS EN EL  
CALCULO DE r.

## CONTINUACION DE LA TABLA B.1a

EVENTO	LATITUD N°	LONGITUD W°	MAGNITUD (ML)	M <sub>0</sub> (10 <sup>20</sup> ) (dinas-cm)	f <sub>c</sub> (Hz)
TON76	15.545	94.602	4.92	16.98	5.0
TON49	19.094	95.685	4.44	2.18	4.4
CIN05	16.438	94.024	3.61	0.33	9.8
CIN07	16.231	93.932	4.02	2.39	
CIN10	16.826	94.193	3.49	0.33	10
CIN24	14.492	92.767	4.57	2.75	2.8
CIN21	19.094	95.685	4.37	3.16	4.0
CIN35	17.081	93.470	3.75	0.28	6.0
CIN38	15.545	94.602	4.92	4.66	2.8
CIN45	15.660	94.721	2.92	0.37	8.0
CIN46	15.991	93.869	2.96	0.33	6.6
CIN50	16.468	93.924	3.29	0.75	8.2
CIN54	16.815	94.084	3.03	0.14	9.5
NAN12	15.545	94.602	4.92	50.11	3.1

EVEN TO	MAGNITUD (M <sub>L</sub> )	PROFUNDIDAD (km)	RADIO (m)
AZU24	4.0	30	137
AZU26	2.93	102	216
SUC22	3.24	128	260
SUC24	3.90	124	429
NAN12	4.92	27	431
CIN05	3.61	100	107
CIN35	3.75	10	146
CIN38	4.92	20	311
CIN45	2.92	23	133
CIN46	2.96	93	127
CIN50	3.29	115	126
CIN53	3.38	4	193
CIN21	4.37	48	216
MIN03	4.03	76	135
MIN08	2.96	67	140
MIN12	3.99	72	247
MIN15	4.92	20	229
MIN16	3.54	13	141
MIN19	3.08	59	102
MIN20	3.10	5	122
MIN24	4.25	27	102
MIN26	3.08	42	101
MIN27	2.84	7	128
MIN28	2.71	37	114
MIN29	3.05	12	132
MIN05	3.37	32	117

TABLA B.1b VALORES DE  $r$  OBTENIDOS MEDIANTE LA  
 EXPRESION DE BRUNE (1970).

**CONTINUACION DE LA TABLA B.1b**

<b>EVENTO</b>	<b>MAGNITUD (ML)</b>	<b>PROFUNDIDAD (km)</b>	<b>RADIO (m)</b>
TON46	3.72	128	232
TON49	4.37	48	208
TON51	4.92	52	144
TON57	4.03	76	113
TON59	3.50	84	133
TON74	3.75	10	122
TON76	4.92	20	193
TON79	3.54	13	152

EVENTO DDMMAA	HORA HHMM	MW	RADIO (m)
040978	22:26	2.3	206
050978	00:01	2.4	144
050978	11:39	2.5	149
050978	15:23	2.1	90
060978	04:54	2.0	92
060978	05:15	2.2	84
060978	07:21	2.2	205
060978	10:29	2.3	155
060978	10:29	2.1	227
060978	21:44	2.3	131
070978	19:08	2.1	129
090978	01:08	2.1	92
090978	01:37	2.6	81
090978	02:48	2.0	167
090978	11:45	2.8	175
100978	00:09	2.7	83
100978	07:22	3.0	94
140978	15:01	2.0	112
150978	00:16	2.3	194
150978	09:53	2.2	112
150978	13:15	3.0	216
150978	13:44	2.4	229

TABLA B.2 DATOS DE LAS REPLICAS DEL EVENTO DEL 3 DE SEPTIEMBRE EN ALEMANIA (SHERBAUM, 1983)

CONTINUACION DE LA TABLA B.2

EVENTO DDMMAA	HORA HHMM	MW	RADIO (m)
150978	17:21	2.4	159
160978	15:47	2.1	111
160978	21:35	2.4	152
170978	03:49	2.3	170
170978	10:36	2.3	149
190978	03:46	3.9	251
190978	09:10	2.0	153
210978	06:43	2.3	187
210978	06:48	2.2	169
230978	12:20	2.5	100
240978	05:28	2.5	189
240978	07:19	2.2	135
250978	08:24	3.9	223
260978	02:54	2.9	90
270978	12:42	2.3	139
280978	09:27	2.5	85
280978	21:36	2.3	115
290978	01:42	3.8	246
290978	15:53	4.4	161
011078	01:21	2.9	174
011078	16:10	2.3	132
061078	14:34	4.3	216
071078	09:27	3.8	131

## CONTINUACION DE LA TABLA B.2

EVENTO DDMMAA	HORA HHMM	MW	RADIO (m)
071078	09:36	4.6	258
071078	19:43	2.1	144
081078	17:42	2.6	122
091078	07:16	2.8	126
101078	13:03	4.3	159
101078	21:49	3.6	114
131078	02:28	2.5	88
181078	18:53	2.5	206
201078	21:07	2.4	138

EVENUTO	LATITUD N <sup>o</sup>	LONGITUD W <sup>o</sup>	MAGNITUD (M <sub>s</sub> )	M <sub>o</sub> (10 <sup>26</sup> ) (dinas-cm)
220308	15.67	96.10	7.5	8.0
040828	16.20	97.52	7.4	7.0
091028	16.50	96.76	7.6	20
231237	16.79	98.63	7.5	10
141250	16.81	98.82	7.1	7.8
230865	16.28	96.02	7.8	16.4
020868	16.25	98.08	7.4	8.0
290978	16.03	96.67	7.8	14.5
070682	16.35	98.37	6.9	2.0
030632	19.40	104.67	8.2	31.0
180632	18.95	104.42	7.8	34.0
150441	18.85	102.94	7.7	12.5
220243	17.62	101.15	7.5	2.9
280757	16.74	99.55	7.5	6.6
110562	16.93	99.99	7.2	2.7
190562	16.85	99.92	6.9	3.0
300173	18.39	103.21	7.5	6.5
140379	17.46	101.46	7.6	5.5
251081	17.75	102.25	7.3	8.5
190985	18.14	102.71	8.1	3.9
210985	17.62	101.82	7.6	9.0
300486	18.42	102.99	7.0	3.1

TABLA B.3a VALORES DE M<sub>s</sub> Y M<sub>o</sub> DE LOS EVENTOS ESTUDIADOS POR SINGH Y MORTERA (1991) PARA EVENTOS INTERPLACA.

EVEN TO	LATITUD N	LONGITUD W	MAGNITUD (M <sub>s</sub> )	M <sub>0</sub> (10 <sup>26</sup> ) (dinas-cm)
100228	18.26	97.99	6.4	2.12
170428	17.69	96.44	6.7	2.12
150131	16.34	96.87	7.8	23.50
060764	18.03	100.77	7.2	11.53
280873	18.30	96.53	6.8	3.45
241080	18.03	98.27	7.0	6.34
150887	17.52	97.15	6.1	0.26
120889	18.08	100.05	5.2	0.013

TABLA B.3b VALORES DE M<sub>s</sub> Y M<sub>0</sub> DE LOS EVENTOS ESTUDIADOS POR SINGH Y MORTERA (1991) PARA EVENTOS INTRAPLACA.

EXPRESIONES OBTENIDAS PARA  $r$

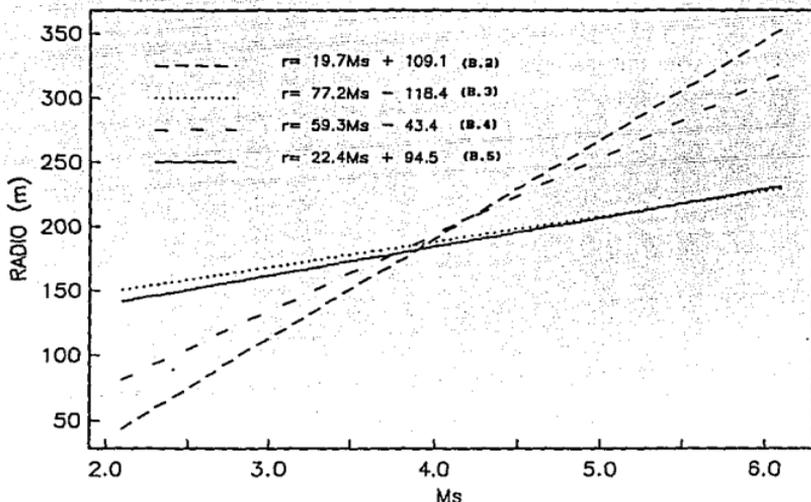
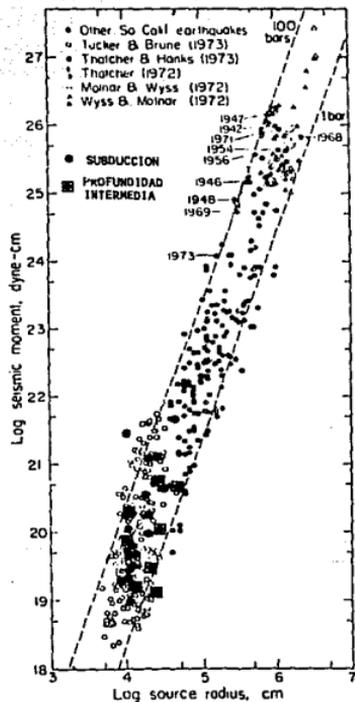


FIG. B.1 EXPRESIONES OBTENIDAS PARA  $r$  DE SISMOS DE LA REGION DEL ISTMO DE TEHUANTEPEC CON  $2.7 < M_L < 4.9$ . B.2) EVENTOS SUPERFICIALES, B.3) EVENTOS DE PROFUNDIDAD INTERMEDIA, B.4) EVENTOS SUPERFICIALES Y DE PROFUNDIDAD INTERMEDIA, B.5) EVENTOS DE ALEMANIA.



**FIG. B.2 COMPARACION DE LOS VALORES DE  $r$  OBTENIDOS PARA EVENTOS DE LA REGION DE ESTUDIO CON  $M_L < 4.9$  CON LOS REPORTADOS POR HANKS (1977).**

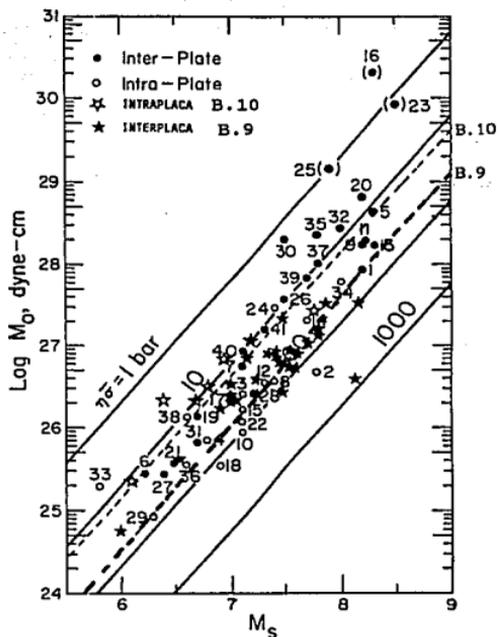


FIG B.3 COMPARACION DE LOS VALORES DE  $M_0$  PARA LOS  
 EVENTOS INTER E INTRAPLACA DE LA REGION DE  
 ESTUDIO CON LOS REGISTRADOS POR KANAMORI Y  
 ANDERSON (1975).