

03077, 1

24



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO**

Unidad Académica de los Ciclos Profesional y Posgrado  
del Colegio de Ciencias y Humanidades  
Instituto de Geofísica  
Posgrado en Geofísica

LA AMPLIFICACION REGIONAL DEL MOVIMIENTO  
SISMICO EN EL CENTRO DE MEXICO.  
RESTRICCIONES A PARTIR DEL ANALISIS DE  
DATOS Y MODELOS

T E S I S

QUE PARA OPTAR AL GRADO DE  
MAESTRO EN SISMOLOGIA Y FISICA  
DEL INTERIOR DE LA TIERRA

P R E S E N T A  
MARTIN CARDENAS SOTO

Ciudad Universitaria

Febrero, 1996

TESIS CON  
FALLA DE ORIGEN

TESIS CON  
FALLA DE ORIGEN



Universidad Nacional  
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

**Biblioteca Central**



**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 esta 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.

*A mi esposa e hijo:*

*Sofía Lucio*

*Diego Arturo Cárdenas*

Yo no sé que tenga que ver septiembre.

*Esto paso en septiembre. No en el septiembre de este año sino en el del año pasado. O fue en el antepasado, Melitón?*

*-No, fue el pasado.*

*-Sí, si yo me acordaba bien. Fue en septiembre del año pasado, por el día veintiuno. Oyeme, Melitón, no fue el veintiuno de septiembre el mero día del temblor?*

*-Fue un poco antes. Tengo entendido que fue por el dieciocho.*

*-Tienes razón. Yo por esos días andaba en Tuxcacuexco. Hasta vi cuando se derrumbaban las casas .....*

**Juan Rulfo (1953), *El llano en llamas.***

## INDICE

<b>Resumen</b> .....	i
<b>Capítulo 1</b> <b>Introducción</b> .....	1
<b>Capítulo 2</b> <b>Antecedentes</b> .....	4
<b>Capítulo 3</b> <b>Análisis de datos</b> .....	9
3.1. Datos de velocidad .....	9
3.1.1. Adquisición	
3.1.2. Procesamiento y análisis	
3.1.3. Resultados	
3.1.4. Conclusiones	
3.2. Datos de aceleración .....	24
3.2.1. Adquisición	
3.2.2. Procesamiento y análisis	
3.2.3. Resultados	
3.2.4. Conclusiones	
3.3. Datos de magnitud .....	37
3.3.1. Adquisición	
3.3.2. Procesamiento y análisis	
3.3.3. Resultados	
3.3.4. Conclusiones	
<b>Capítulo 4</b> <b>Modelado</b> .....	58
4.1 Restricciones que deben cumplir los modelos	
4.2 Método utilizado	
4.3 Modelos analizados	
4.4 Resultados	
4.5 Conclusiones	
<b>Capítulo 5</b> <b>Conclusiones generales</b> .....	80
<b>Reconocimientos</b> .....	83
<b>Referencias</b> .....	84
<b>Apéndice</b> .....	87

## Resumen

Recientemente se ha mostrado que el movimiento del suelo (debido a sismos de la zona de subducción) en el centro de país es amplificado relativamente al movimiento del suelo observado en la misma distancia epicentral a lo largo de la Costa del Pacífico. Tal amplificación es significativa en frecuencias similares a aquellas que son destructivas en el Valle de México. Actualmente no hay explicación de dicha amplificación. Con el propósito de mejorar nuestro conocimiento de la distribución espacial de este fenómeno, analizamos tres tipos diferentes de datos: 1) registros de velocidad obtenidos en un experimento de refracción a gran escala realizado frente a las costas de Guerrero; 2) registros de aceleración obtenidos durante el sismo del 24 de octubre de 1993 ( $M_s=6.6$ ); y 3) datos de magnitud reportados por el Servicio Sismológico Nacional (SSN) durante 1993. Nuestros resultados del primer juego de datos tienen la desventaja de que el espaciamiento entre estaciones sísmicas es demasiado grande para la banda de frecuencia que ha sido registrada. Sin embargo, los resultados muestran claramente gran amplificación del tren de ondas P para distancias mayores de 140 km a partir de las costas de Guerrero hacia la Cd. de México. Los resultados del segundo juego de datos muestran que, para distancias mayores de 100 km el movimiento del suelo es amplificado durante la propagación sísmica perpendicular a la costa. Para períodos menores de 8 s, la dispersión de ondas superficiales varía significativamente del modelo promedio de velocidad entre la Costa y la Cd. de México. Los resultados del tercer juego de datos indican que la amplificación regional: a) es claramente detectada por el residual de magnitud calculado en cada estación, relativo al promedio de toda la red de estaciones del SSN; b) esta parece estar relacionada a la estructura de la corteza bajo la porción central del Eje Volcánico Transmexicano; c) esta probablemente relacionada a la propagación de ondas superficiales. Finalmente, modelación preliminar de propagación de ondas (utilizando simulación numérica de ondas SH mediante un esquema de diferencias finitas) sugiere que, si la heterogeneidad de la corteza es la causa de la amplificación regional, esta requiere que tanto la geometría y la distribución de velocidad varíen entre la Costa y la Cd. de México.

## Abstract

Seismic ground motion in Central Mexico is amplified relative to ground motion observed at the same epicentral distance along the Pacific Coast, in a frequency band that includes destructive ground motion at Mexico City. To date there is no explanation of such amplification. We have analyzed three different data sets with the purpose of increasing our understanding of the spatial distribution of this phenomenon: 1) three-component seismograms obtained during a large scale refraction experiment; 2) acceleration records of the 10.24.93 ( $M_s=6.6$ ) event that occurred in the subduction zone; and 3) coda duration magnitude data reported by Servicio Sismológico Nacional (SSN) for events recorded during 1993. Our results for data set 1 are handicapped by the fact that spacing between stations was too large for the frequency band that was recorded. However, it is clearly shown large amplification of the P-wave train for distances larger than 148 km from the coast. Data set 2 shows that, for distances larger than 100 km, ground motion is amplified during propagation perpendicular to the coast. For periods smaller than 8 s, surface wave dispersion varies significantly from the average model between the coast and Mexico City. Results for data set 3 indicate that regional amplification: a) is clearly detected by magnitude residual computed at each station, relative to the average of SSN network; b) is likely related to the crustal structure under the central portion of Transmexican Volcanic Belt; and c) is probably related to surface wave propagation. Finally, preliminary wave propagation modelling (using SH wave, finite difference method) suggests that, if crustal heterogeneity is the cause of regional amplification, it is required that both geometry and velocity distribution vary between the coast and Mexico City.

### Introducción

La respuesta sísmica del Valle de México es un tema que ha ocupado a un gran número de investigadores durante los últimos años. Esto se debe a dos razones: la importancia práctica del problema, debido a las serias y costosas consecuencias que tuvo el sismo de Michoacán en la Ciudad de México; y por otra parte, el interés científico que suscitan las características tan inusuales del movimiento observado en los registros de aceleración obtenidos durante este temblor. El objetivo de las primeras investigaciones después de los sismos de 1985, era entender las diferencias observadas en el movimiento sísmico entre los registros obtenidos en la zona de lago y los obtenidos en la zona de lomas. Sin embargo, algunos resultados recientes (Singh y Ordaz, 1993; Chávez-García *et al.*, 1994; Singh *et al.*, 1995) sugieren que no se puede considerar aisladamente la respuesta sísmica de la zona de lago y buscar explicar las diferencias observadas entre zona de lago y zona de lomas. Por ejemplo, Chávez-García *et al.*, (1994), a fin de explicar los daños y el movimiento sísmico observado en la Cd. de México, consideran que simultáneamente se deben tomar en cuenta los efectos de fuente, trayecto y sitio. Estos autores señalan que posiblemente la etapa más intensa del movimiento en el Valle de México se debe a ondas superficiales emitidas desde la fuente, guiadas por capas profundas y que posteriormente interaccionan con capas superficiales del suelo blando.

El desarrollo que ha tenido la instrumentación sísmica en México en años recientes, así como el número de experimentos, han permitido realizar esfuerzos por comprender el movimiento del suelo en el centro de México. Sin embargo, la Ciudad de México sigue siendo fuertemente afectada por los sismos que ocurren a más de 300 km de distancia. Las investigaciones continúan tratando de comprender los efectos de trayecto y sitio, con objeto de explicar las observaciones que aun no han sido modeladas correctamente. Hasta el momento, los resultados han puesto progresivamente en evidencia un fenómeno con un fuerte impacto en el movimiento sísmico observado en el Valle de México. Se trata del fenómeno de amplificación regional observado en el centro de nuestro país, que resulta en diferencias significativas en la atenuación de la energía sísmica que se propaga paralelamente a la costa del Océano Pacífico relativamente a la que se propaga perpendicularmente a la misma. Actualmente, este fenómeno es una hipótesis adicional para explicar las diferencias del movimiento sísmico entre zona de lago y zona de lomas, pues sugiere que no es posible dissociar la respuesta sísmica de las diferentes zonas geotécnicas y tampoco es posible considerar ninguna de ellas como representativa del



movimiento incidente. Es decir, no existe en el Valle de México un sitio que podamos caracterizar como terreno firme (Singh *et al.*, 1995). Efectivamente, se ha mostrado que el movimiento del terreno en el centro de México, producido por sismos de subducción, es afectado por la dirección de propagación relativa a las costas del Pacífico (Cárdenas, 1993). Tal amplificación (alrededor de un factor de 10) se presenta en frecuencias similares a aquellas que son destructivas en la Cd. de México (Ordaz y Singh, 1992). Por lo tanto, dicha amplificación es sin duda un factor importante para considerarse en la predicción del movimiento del terreno para futuros eventos de subducción no solo en la Cd. de México, la cual cuenta con una gran cantidad de instrumentos sísmicos que permiten una mejor evaluación del riesgo sísmico, sino también en otras importantes ciudades donde la instrumentación sísmica es escasa.

Este es el problema que deseamos atacar en este trabajo. Deseamos mejorar nuestra comprensión del fenómeno de amplificación regional (o atenuación diferencial según la trayectoria de propagación de la energía sísmica). Esperamos avanzar en dos áreas principales:

1. Mejorar nuestro conocimiento de la distribución espacial de este fenómeno. Esto es de suma importancia si deseamos relacionar el fenómeno con sus causas posibles. Aunque no haya explicación hasta ahora, se han avanzado varias hipótesis tales como enormes valles de depósitos blandos, irregularidades laterales en la estructura cortical del centro del país, o la presencia de material fundido bajo el Valle de México.
2. Explorar cuáles de las posibles causas señaladas son las más razonables en términos de los datos disponibles.

El enfoque que empleamos es principalmente experimental. Hemos utilizado tres juegos de datos. El primero, proviene de una serie de experimentos de refracción sísmica a gran escala, realizados en 1992 y registrados con sismógrafos digitales. Un análisis preliminar de estos datos fue presentado en Cárdenas (1993). En el capítulo 3.1 analizamos con más detalle del alcanzado hasta el momento los registros digitales. Hasta ahora, se había observado únicamente la variación de la amplitud máxima de los registros en función de la distancia y de la frecuencia. En este trabajo utilizamos técnicas de análisis más completas que permiten caracterizar diferencias en la forma de propagación de la energía entre pares de estaciones, tales como la identificación de trenes de onda superficiales y medición e inversión de las curvas de dispersión que los caracterizan.

Un segundo juego de datos consiste en registros de aceleración obtenidos durante el sismo del 24 de octubre de 1993 (16.54°N, 98.98°W, Ms=6.6). Este evento fue registrado por diversas estaciones de la red acelerográfica mexicana situadas entre la costa del Pacífico y el Valle de México. En el capítulo 3.2 aplicamos las técnicas similares del capítulo 3.1, pero en este caso a los registros de aceleración, persiguiendo los mismos objetivos. Esto permitirá determinar a qué distancia de la costa se manifiestan cambios significativos y

explorar si existe una correlación entre las características de propagación de las ondas superficiales y el mecanismo que ocasiona la amplificación regional.

Finalmente, el tercer juego de datos proviene del Servicio Sismológico Nacional (SSN). Compilamos y analizamos datos de magnitud a fin de explorar su posible contribución para resolver el problema planteado (capítulo 3.3). En efecto, el SSN mantiene una red de estaciones sismológicas distribuidas en todo el país. Los registros obtenidos por esta red son interpretados cotidianamente y se elaboran reportes periódicos que resumen la localización de los eventos detectados y su magnitud. La magnitud que se reporta es el promedio de la magnitud medida en todas las estaciones. En este trabajo compilamos los datos originales de magnitud para cada una de las estaciones y analizamos estadísticamente la distribución espacial de los residuos de magnitud observados en cada estación relativamente a la magnitud promedio calculada. Dado que hay una gran cantidad de datos disponibles, discriminamos entre efectos relacionados con la localización y magnitud de los temblores y los efectos relacionados con la amplificación regional del movimiento sísmico.

Por otra parte, presentamos los resultados preliminares de un estudio basado en modelos matemáticos de propagación de ondas (capítulo 4). Mediante el uso de estos modelos, pretendemos explorar cuáles de las causas avanzadas para explicar este fenómeno presentan una mejor correlación con las observaciones analizadas. La meta final es reunir nuestros resultados con los de otras investigaciones sobre el mismo tema, con objeto de proponer modelos de la estructura del subsuelo coherentes con la información disponible. Dadas las limitaciones actuales en capacidad de cómputo y de información de la estructura del subsuelo, los modelos propuestos son en dos dimensiones (2D). Experimentamos diferentes tipos de estructura 2D que incluyen heterogeneidades laterales relacionadas con la estructura de la corteza producto de la subducción de la placa de Cocos bajo la placa de Norteamérica y la presencia del Eje Volcánico Transmexicano. Nuestra meta es que, al comparar resultados de modelos teóricos con observaciones experimentales, logremos determinar cuáles son las causas más razonables (o con una mayor coherencia con las observaciones) de entre las que se han propuesto al fenómeno.

### Antecedentes

En los últimos 10 años se ha puesto progresivamente en evidencia la importancia que los efectos de trayecto tienen en el movimiento sísmico, durante temblores que ocurren en la zona de subducción del Pacífico, en el centro del país. A esta amplificación del movimiento durante el trayecto entre la zona de subducción a la Cd. de México se le ha llamado amplificación regional. A continuación damos un resumen de las investigaciones que se han realizado sobre dicha amplificación (o débil atenuación) sísmica en el centro del país.

El fenómeno de amplificación regional fue identificado debido a las diferencias que produce en la atenuación de la energía sísmica según la dirección en que se mide. Singh *et al.*, (1988) utilizando cocientes espectrales entre registros de aceleración obtenidos durante los sismos del 19 ( $M_s=8.1$ ) y 21 ( $M_s=7.6$ ) de septiembre de 1985, encuentran que las amplitudes espectrales a lo largo de la costa son mucho menores que las amplitudes espectrales dentro y cerca de la Cd. de México entre una banda de 0.2 a 0.5 Hz. Estos autores sugerían que el movimiento sísmico que se propaga a lo largo de la costa se atenúa más rápido que el que se propaga hacia el interior del continente. Singh *et al.*, (1988) solo avanzan como posible explicación diferencias en la energía liberada a diferentes profundidades durante los dos sismos.

En un estudio sistemático Ordaz y Singh (1992) analizan registros acelerográficos obtenidos en instrumentos situados tanto a lo largo de la costa, como en el trayecto entre la costa y el D.F, para ocho eventos ocurridos en la zona de subducción. Estos autores realizan una doble regresión de las amplitudes espectrales del tren de ondas S para ocho valores de frecuencia entre 0.2 y 5 Hz. En la primera regresión determinan el espectro de fuente y en la segunda obtienen leyes de atenuación de la máxima amplitud espectral observada. Sus resultados muestran claramente una amplificación del movimiento sísmico (alrededor de un factor de 10) en zonas firmes en y al sur de la Cd. de México, en una amplia gama de frecuencias, que coincide con las frecuencias críticas para la zona del lago (figura 1). Ordaz y Singh (1992), consideran que tal amplificación se debe a un fuerte contraste de impedancias entre rocas sedimentarias que sobreyacen a rocas ígneas, en una cuenca que se extendería desde Taxco, Gro., hasta la Cd. de México, sugiriendo que la atenuación se diferencia según la trayectoria a distancias mayores de 200 km de la costa.

Con el propósito de estudiar las diferencias que presenta la atenuación de la energía sísmica a lo largo y perpendicularmente a la costa del Pacífico, Cárdenas (1993) realiza un análisis preliminar de los datos obtenidos mediante una proyecto de refracción a gran escala y datos obtenidos por estaciones acelerográficas durante el sismo del 15 de mayo de 1993 ( $M_s=5.9$ ). Cárdenas (1993) obtiene el valor promedio de las máximas amplitudes del paquete de ondas S entre los componentes horizontales (filtrados en varias bandas de frecuencia), leídas en una ventana de tiempo cuya duración aumenta conforme crece la distancia. Este autor utilizó la amplitud promedio para obtener, por regresión, curvas de atenuación de la amplitud máxima observada en función de la distancia y de la frecuencia. Cárdenas (1993) encuentra que la atenuación sísmica es menor hacia el continente que a lo largo de la costa para cuatro bandas de frecuencia centradas en 0.5, 1.0, 2.0 y 5.0 Hz (figura 2). Sus resultados sugieren que el movimiento sísmico se amplifica a partir de 100 km de distancia de la costa, a diferencia de los resultados presentados por Ordaz y Singh (1992).

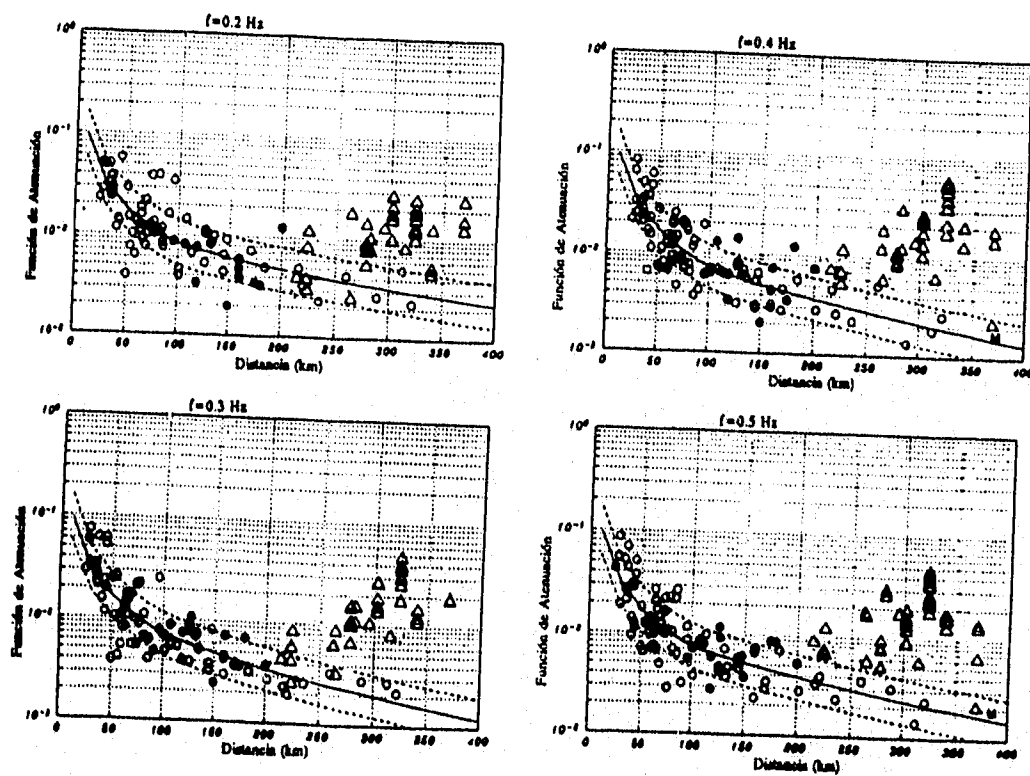
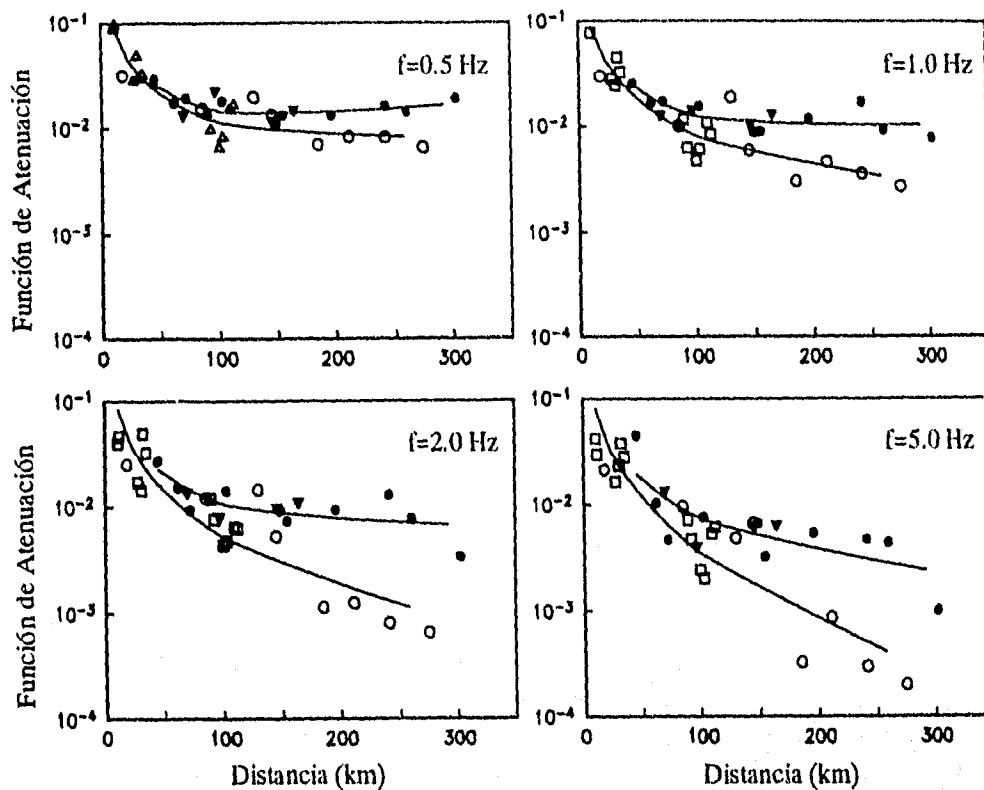


Fig. 1. Curvas de atenuación de la máxima amplitud espectral de ondas S en función de la distancia para cuatro ventanas de frecuencia. Los círculos llenos indican estaciones situadas dentro del continente. Los círculos abiertos corresponden a estaciones situadas hacia la costa. Los triángulos abiertos corresponden a estaciones en terreno firme en el Valle de México. La línea continua es la curva de atenuación promedio, mientras que las líneas discontinuas corresponden a los percentiles 16 y 84. [Adaptada de Ordaz y Singh, 1992].



**Fig. 2.** Curvas de atenuación de la máxima amplitud de ondas S en función de la distancia para cuatro ventanas de frecuencia. Los diferentes símbolos indican datos provenientes de distintos perfiles de refracción. Los símbolos llenos indican puntos de observación distribuidos en perfiles perpendicularmente a la costa. Los símbolos abiertos corresponden a puntos de observación distribuidos paralelamente a la costa. Las líneas continuas presentan las curvas de atenuación obtenidas en cada una de las dos direcciones. [Adaptada de Cárdenas *et al.*, 1995].

Una observación adicional fue presentada por Gutiérrez y Singh (1988). Estos autores empleando la amplitud pico de ondas S, en registros sísmicos de papel ahumado ( $2 < M_c < 4$ ;  $M_c$ =magnitud de coda), ocurridos frente a las costas de Guerrero y Michoacán. Encuentran que tal amplitud presenta una amplificación promedio de 4 hacia dentro del continente con respecto a lo largo de la costa. Sin embargo, estas observaciones no van más allá de 30 km a partir de la costa. Entonces, es sorprendente encontrar que las diferencias perpendiculares y paralelas del movimiento sísmico se presentan en distancias tan cortas de la costa. Por lo tanto, estos resultados están en contradicción con los descritos en los párrafos anteriores.

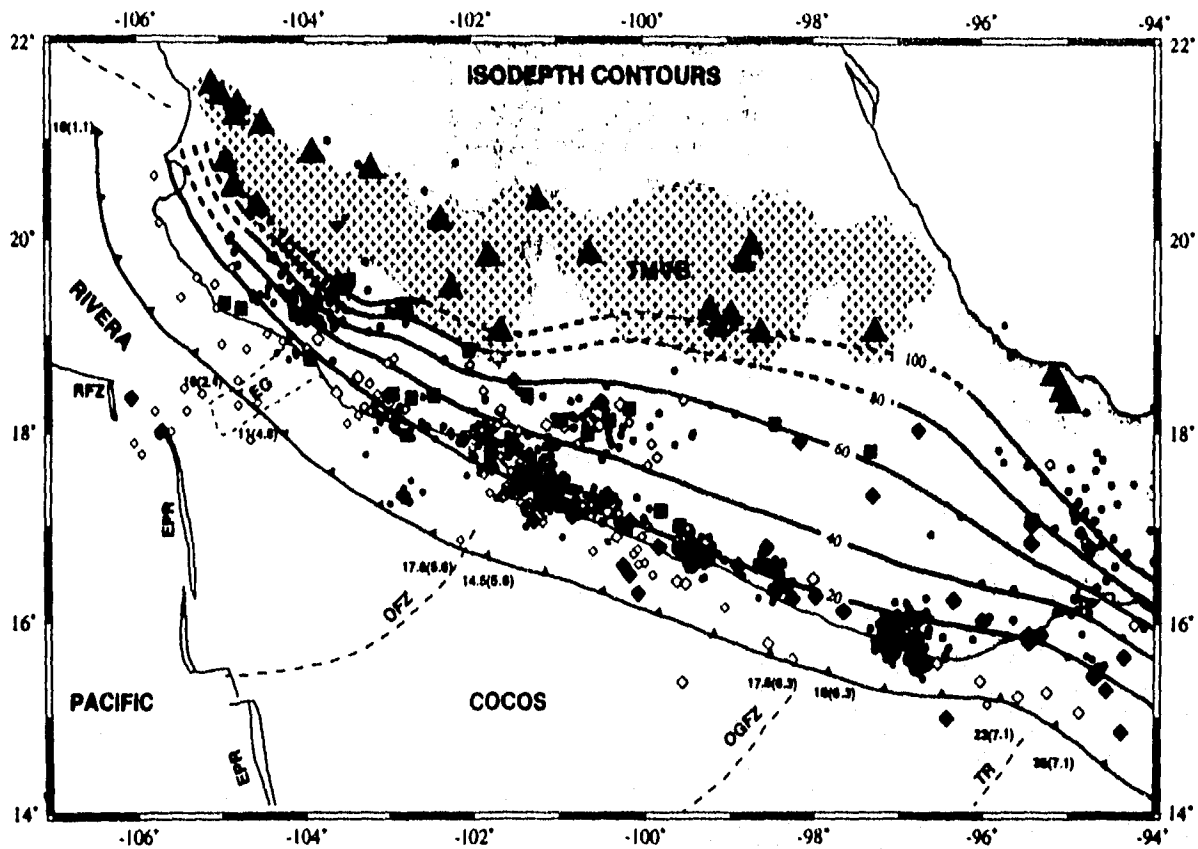
Por otra lado, Canas (1986) mediante estudios encaminados a estudiar la atenuación sísmica en el Valle de México, observa que la atenuación sísmica (caracterizada por el factor de atenuación Q) en la corteza correspondiente a la parte Oriental (debajo del Valle de México), es mucho mayor a la Central del Eje Volcánico Transmexicano (EVT). Asimismo, encuentra que la excitación de la coda es de un orden de magnitud mayor en

la región Oriental que en la parte Central. Canas (1986) atribuye tal atenuación y excitación de la coda a dos posibles causas: 1) un mayor fallamiento en la parte Oriental en relación a la parte Central del EVT, y 2) la posibilidad de que exista una mayor concentración de zonas magmáticas bajo la parte Oriental que bajo la parte Central.

Hasta aquí, los resultados que hemos descrito permiten avanzar dos posibles explicaciones a la amplificación observada en el centro del país. La primera propone un valle compuesto por rocas sedimentarias del Cretácico que sobreyacen a rocas ígneas más competentes, (Ordaz y Singh, 1992). Sin embargo, las observaciones de Cárdenas (1993) en acuerdo con las de Gutiérrez y Singh (1988), indican que las dimensiones que debería tener este valle son enormes. La segunda (Canas, 1986) sugiere la posibilidad de que exista una mayor concentración de zonas magmáticas bajo la parte Oriental que bajo la parte Central del EVT. Esta propuesta es corroborada por los resultados de Rodríguez *et al.*, (1995). Estos autores investigan la atenuación sísmica bajo la cuenca de la Cd. de México analizando el factor de calidad de ondas P de sismos regionales y coda Q obtenida de sismos locales. Los resultados son complementados por tres perfiles gravimétricos que cruzan la cuenca de la Cd. de México. Al igual que Canas (1986), Rodríguez *et al.*, (1995) señalan que diferencias en la atenuación sísmica en y alrededor del Valle de México, probablemente se deban a la existencia de material del manto en fusión parcial, hipótesis que relacionan a un Moho (transición entre el manto y la corteza) que se encuentra relativamente poco profundo bajo el centro del país.

Adicionalmente a las dos posibles explicaciones propuestas en el párrafo anterior, existe una tercera sugerencia propuesta por Chávez-García *et al.*, (1994), aunque no está apoyada por datos concretos. Estos autores sugieren que la amplificación regional podría estar relacionada con heterogeneidades laterales a la escala de la corteza y relacionada con los procesos de subducción en las costas del Pacífico. En efecto, la estructura de la corteza se ve complicada por la disposición oblicua del EVT con respecto a la presencia de la zona de subducción del Pacífico. Al respecto, Pardo y Suárez (1995) han mostrado que la forma de la interfaz entre la placa subducida y la placa continental es considerablemente irregular y que el ángulo de buzamiento de la placa cambia a lo largo de la trinchera (figura 3). Por ejemplo, consideremos los estudios de Burger *et al.*, (1987), quienes mostraron que existen reflexiones postcríticas de ondas S en el Moho que pueden dar origen a grandes amplitudes en los sismogramas. Una consecuencia directa de la irregularidad entre la placa subducida y la placa continental, mostrada en la figura 3, es que habrá diferencias en la profundidad del Moho no solo a diferentes distancias de la costa sino también a la posición que consideremos a lo largo de la costa.

Los estudios realizados hasta ahora han demostrado la existencia de un importante efecto de trayecto que se ha denominado amplificación regional. La magnitud de dicha amplificación, así como el rango de frecuencias en el que se presenta, la convierte en un factor importante del riesgo sísmico que afecta el centro del país, y muy especialmente a la Cd. de México.



**Fig. 3.** Configuración de la cima de la zona de Wadati-benioff de la placa oceánica subducida bajo la placa de Norteamérica en el sur de México. Los contornos de profundidad están trazados cada 20 km. Las líneas punteadas indican interpolación en zonas en las que no hay datos hipocentrales. Los triángulos negros indican vulcanismo Cuaternario, mientras que la zona sombreada con cruces muestra el Eje Volcánico Transmexicano. A lo largo de la trinchera se muestra la edad de la placa oceánica (en millones de años antes del presente) y en paréntesis la velocidad de convergencia (en cm/año). [Adaptada de Pardo y Suárez, 1995].

## CAPITULO 3

### Análisis de Datos

#### 3.1 Datos de Velocidad

Con el propósito de estudiar la estructura de la corteza y mejorar nuestro conocimiento sobre la propagación de las ondas sísmicas entre las costas de Guerrero y la Cd. de México, se realizó un experimento de refracción sísmica a gran escala. Este experimento, denominado Proyecto RISICO (Estudio de riesgo sísmico en la Ciudad de México asociado a la estructura de la corteza en las zonas sísmicamente activas mediante perfiles sísmicos profundos), fue financiado por el CONACYT, la Comunidad Económica Europea (CEE) y el D.D.F. Dicho proyecto contó con la colaboración del CICESE, el Instituto de Ingeniería, el Instituto de Geofísica de la UNAM, y la Universidad Complutense de Madrid. El proyecto RISICO se realizó durante el período del 24 de marzo al 10 de abril de 1992. Se obtuvieron tres perfiles sísmicos utilizando tiros de explosivos en el mar; uno de ellos paralelo a la trinchera a lo largo de la costa entre Ixtapa, Gro. y Punta Maldonado Gro., y los otros dos hacia el interior del continente, uno de Ixtapa, Gro. hacia la Cd. de México y el otro de Acapulco, Gro. a la Cd. de México (figura 1).

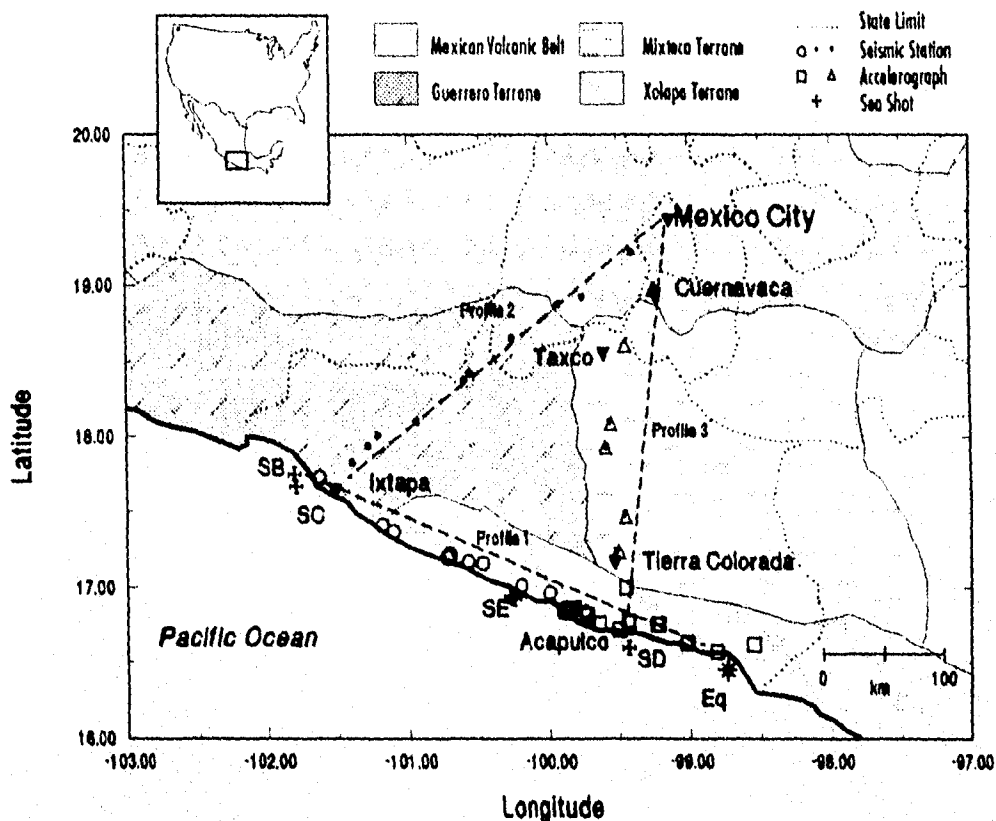
En esta sección analizaremos los registros de velocidad obtenidos en el proyecto RISICO, con el propósito caracterizar las diferencias en la forma de propagación de la energía entre pares de estaciones. El análisis de los datos de velocidad consiste en la identificación de trenes de onda a lo largo de todo el registro, tanto en sus tres componentes del movimiento como entre pares de estaciones. Además, exploraremos las variaciones de amplitud y energía de los registros de velocidad en el dominio del tiempo y la frecuencia siguiendo la técnica del filtrado múltiple (Dziewonski *et al.*, 1969). El objetivo que se persigue es de poder determinar a que distancia de la costa se manifiestan cambios significativos en la amplificación de las ondas, y encontrar, si existe, una correlación entre las características de propagación sísmica y el mecanismo que ocasiona la amplificación regional.

##### 3.1.1 Adquisición

Compilamos algunos de los registros de velocidad obtenidos en el Proyecto RISICO. En particular utilizamos los registros producidos por el tiro SC y registrados en las siete primeras estaciones a lo largo del perfil de Ixtapa, Gro., hacia la Ciudad de México. Las estaciones cubren una distancia de 200 km a partir de la costa. En la figura 2 se muestran



los registros de velocidad (en el componente vertical) y la ubicación de las estaciones que registraron el tiro. En esta figura, podemos observar que en el registro de la estación 5, los primeros arribos son de mayor amplitud que en el resto de las estaciones, incluso de amplitud similar al de la estación 1. Estos datos se obtuvieron mediante sismógrafos digitales PRS-4 de Scintrex con memoria de estado sólido. Los sensores utilizados fueron sismómetros Lennartz L-3D de tres componentes y período natural de 1 s, los cuales fueron orientados (componente norte-sur) hacia el sitio de la explosión, por instrucciones dadas a los operadores durante el experimento.



**Fig. 1.** 1) Mapa que muestra los perfiles, puntos de tiro, sitios de registro y terrenos tectonoestratigraficos (modificado de Campa y Oconey, 1983). Los círculos abiertos representan las estaciones que registraron los tiros en SB y SE para el perfil 1. Los círculos sólidos son las estaciones para el tiro en SC, ubicadas sobre el perfil 2, y los triángulos sólidos son las estaciones sobre el perfil 3, tiro en SD. El asterisco representa la localización del sismo del 15 de mayo de 1993. Los cuadros abiertos son estaciones acelerográficas a lo largo de la costa, y los triángulos abiertos son estaciones acelerográficas usadas para un perfil perpendicular. Las estaciones acelerográficas fueron operadas por el Instituto de Ingeniería UNAM, Centro Nacional de prevención de Desastre (CENAPRED) y el Centro de Instrumentación y Registro Sísmico (CIRES) (Adaptado de Cárdenas *et al.*, 1995).

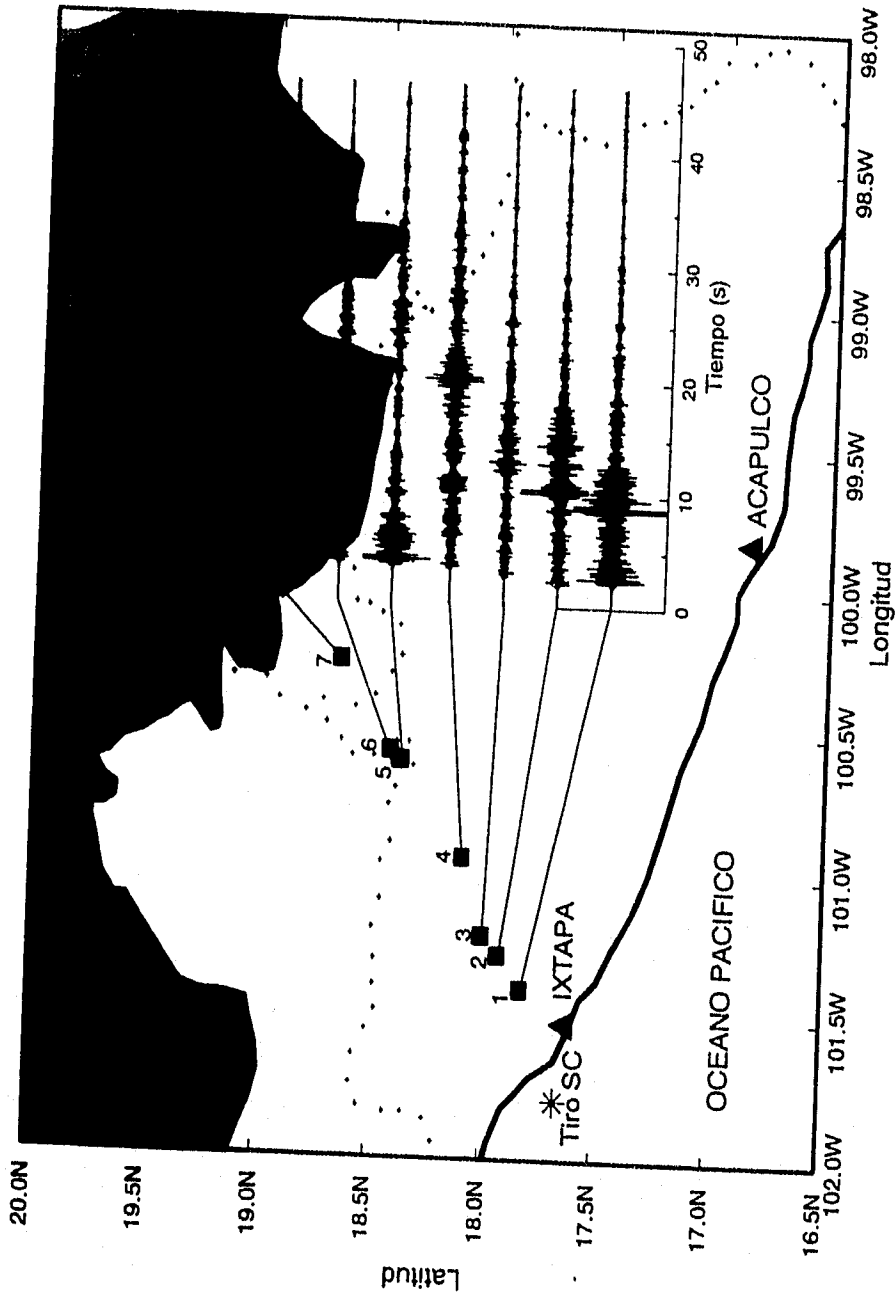


Fig. 2. Mapa que muestra la ubicación de las estaciones (cuadros sólidos) y los registros de velocidad (componente vertical) que se utilizaron en este estudio.

Hemos tratado de reunir toda la información necesaria para el procesamiento de los datos de velocidad (coordenadas del tiro y de las estaciones, tiempo de inicio de la explosión, descripciones de la geología superficial donde se ubicaron las estaciones, orientación de los sensores, etc.). Hasta el momento hemos reunido la mayor parte de la información, con excepción del tiempo de inicio de la explosión, el cual no ha sido proporcionado por los responsables del proyecto. Prevenimos que una desventaja para el análisis que se llevará a cabo se presenta en la inadecuada orientación del componente norte-sur en el sensor. Efectivamente, hasta el momento se sabe que la orientación del sensor no fue hacia el norte geográfico, y más aún la orientación del componente norte-sur fue con una vaga idea del sitio de la explosión.

### **3.1.2 Procesamiento y análisis**

El análisis realizado por Cárdenas (1993) a partir de los registros de velocidad, se basó en mediciones del decaimiento de la máxima amplitud del paquete de ondas S en función de la distancia y la frecuencia. Con el propósito de identificar la forma de propagación de la energía sísmica entre pares de estaciones, hemos tratado de identificar trenes de ondas en cada uno de los registros de velocidad mediante:

- 1) Análisis en tiempo y frecuencia de las variaciones de amplitud a lo largo del registro, siguiendo a Dziewonski *et al.*, (1969),
- 2) Análisis e identificación de trenes de onda, tanto en el paquete de ondas S como en los primeros arribos, tratando de correlacionarlos de estación a estación, y
- 3) Análisis de las variaciones de energía de una señal como una función de la velocidad de grupo y la frecuencia, mediante el programa XSPMFT (Herrmann, 1987). Tales variaciones de energía son representadas por la envolvente de amplitud de una forma de onda filtrada en una angosta banda de frecuencia. La continuidad de los máximos de envolvente (como una función del período y la velocidad de grupo) pueden representar curvas de dispersión de una onda superficial.

Antes de proceder a analizar los registros de velocidad tratamos de recuperar la información faltante: a) estimar el tiempo de inicio de la explosión que nos sirva para obtener una velocidad y una posición en el tiempo del tren de ondas a analizar, y b) buscar el acimut adecuado para rotar los componentes horizontales a radial y transversal. Como sabemos, la rotación de los componentes a radial y transversal nos permite separar en los registros las contribuciones de ondas de Rayleigh (componentes vertical y radial) o de ondas de Love (componente transversal).

Para obtener una estimación del tiempo de inicio de la explosión se realizó una regresión lineal, utilizando los tiempos de arribo de ondas P (medidos a partir del tiempo de inicio

de registro en la estación) y la distancia de la estación a la explosión. El resultado de la regresión es una velocidad de ondas P igual a 6.42 km/s y tiempo de inicio de la explosión de 13.55 s, a partir del tiempo en que empezó a registrar cada una de las estaciones (todas las estaciones sísmicas se programaron para que empezaran a registrar a la misma hora, segundos antes de que ocurriera la explosión).

Con el fin de encontrar el acimut adecuado para rotar los componentes horizontales a radial y transversal, analizamos el movimiento de partícula de la onda P en los componentes horizontales de todas las estaciones. El movimiento de la partícula debe encontrarse en el plano que forman el componente este-oeste (abscisas) y el componente norte-sur (ordenadas). El ángulo medido entre el eje de las ordenadas y el vector resultante del movimiento de partícula es el acimut. Los acimuts encontrados muestran que la orientación de los sensores no fue sistemática, es decir, los operadores no se auxiliaron de una brújula para encontrar la dirección del sitio de la explosión. Por ejemplo, en la figura 3 se muestra el análisis de movimiento de partícula para las estaciones 1 y 2, observamos que la dirección del vector de movimiento es distinto en ambos casos. Encontramos que el vector resultante de movimiento de partícula en la estación 1 forma un ángulo de  $117^\circ$  respecto al eje de las ordenadas. En la estación 2 este ángulo es de  $52^\circ$ . Esta diferencia nos indica que la orientación del componente norte-sur de los sensores había sido vagamente hacia la dirección de la explosión. Una vez rotadas los componentes, con los nuevos acimuts, verificamos que la forma y polarización de la onda P en el componente vertical y radial fuera la misma. Por ello creemos que los nuevos acimuts son los adecuados para rotar los componentes horizontales.

### 3.1.3 Resultados

El primer análisis consistió en caracterizar las variaciones de amplitud de los registros de velocidad en el dominio del tiempo y la frecuencia, siguiendo la técnica del filtrado múltiple (TFM) (Dziewonski *et al.*, 1969) (apéndice). Mediante el filtrado múltiple se pueden estudiar las variaciones de amplitud (o energía) de una señal como una función de la velocidad (o tiempo) y el período (o frecuencia). Dicha técnica proporciona una representación de la envolvente de amplitud para una forma de onda filtrada en una angosta banda de frecuencias como una función de la frecuencia (o período) y velocidad de grupo (o tiempo), esta representación puede ser interpretada como modos de propagación de ondas superficiales. La TFM puede resolver complejas señales de tiempo compuestas de varios períodos dominantes que llegan a la estación de registro simultáneamente.

Hemos aplicado dicha técnica a todos los registros de velocidad en las tres componentes de movimiento (vertical, radial y transversal). Esperábamos que los máximos de amplitud del paquete de ondas S (en las tres componentes de velocidad) se presentaran en el mismo intervalo de frecuencia. La figura 4 muestra los resultados al aplicar el filtrado múltiple.

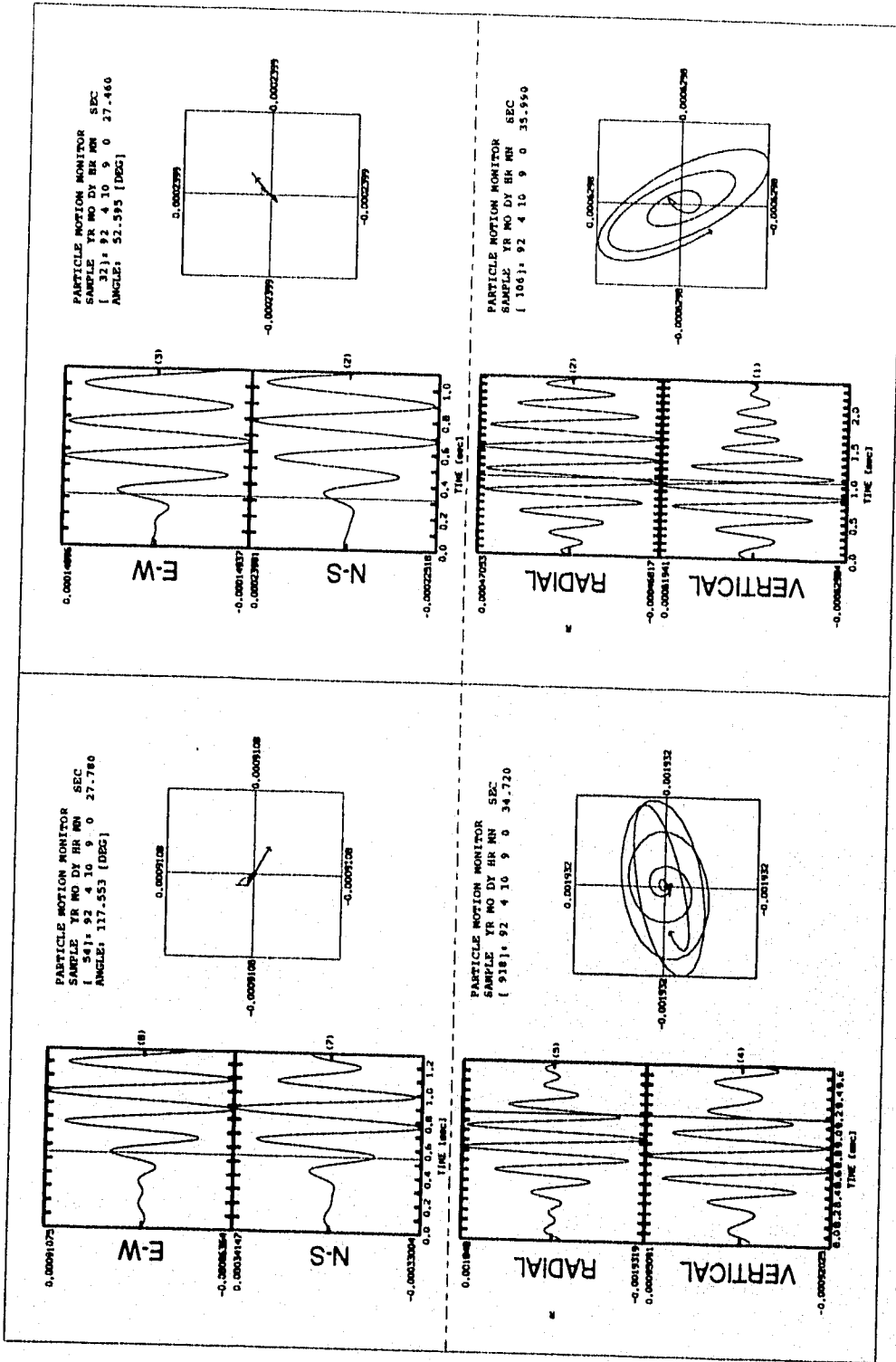
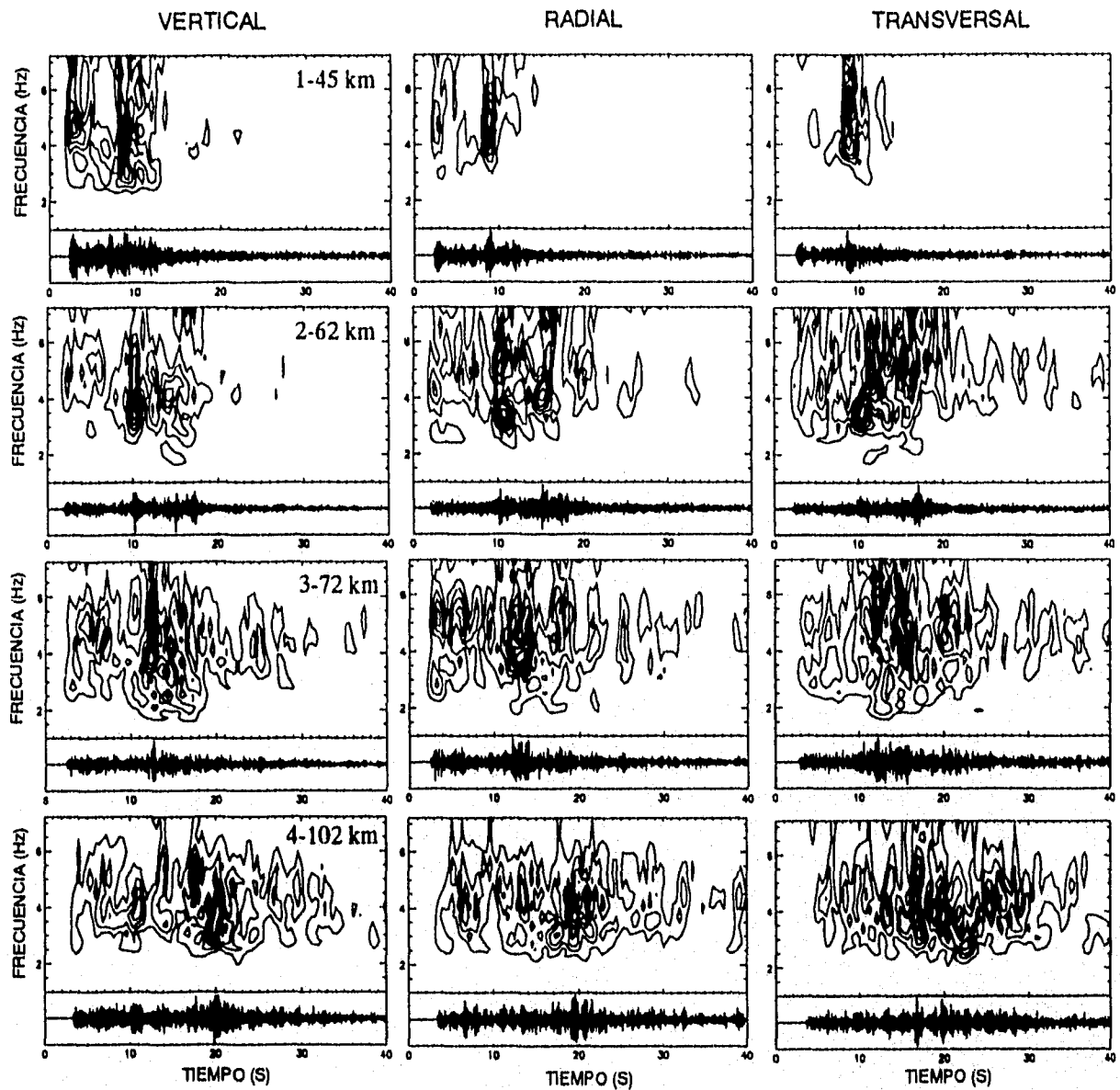
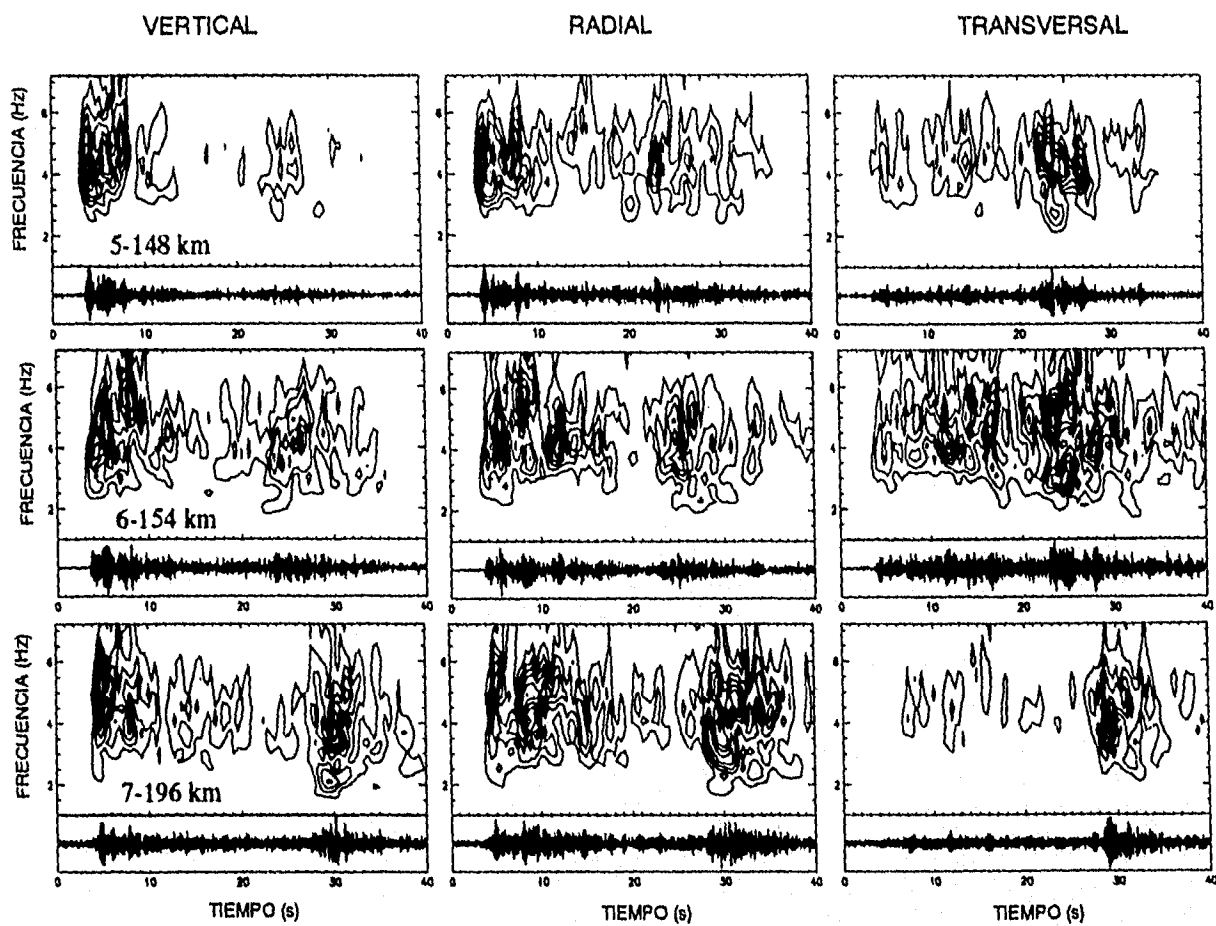


Fig. 3. a) Análisis de movimiento de partícula para la onda P en las estaciones 1 (parte superior izquierda) y 2 (parte superior derecha) entre las componentes horizontales. El ángulo que forma el vector de movimiento es medido con respecto al eje de las ordenadas, el cual es representado por el componente norte-sur. b) Análisis de movimiento de partícula en el tren de ondas S en las estaciones 1 (parte inferior izquierda) y 2 (parte inferior derecha), entre las componentes vertical y radial.



**Fig 4.** Espectros evolutivos de los registros de velocidad obtenidos para las tres componentes del movimiento mediante la técnica del filtrado múltiple (Dziewonski *et al.*, 1969). En la parte superior derecha de los componentes verticales se indica el número de la estación y la distancia al sitio de la explosión.

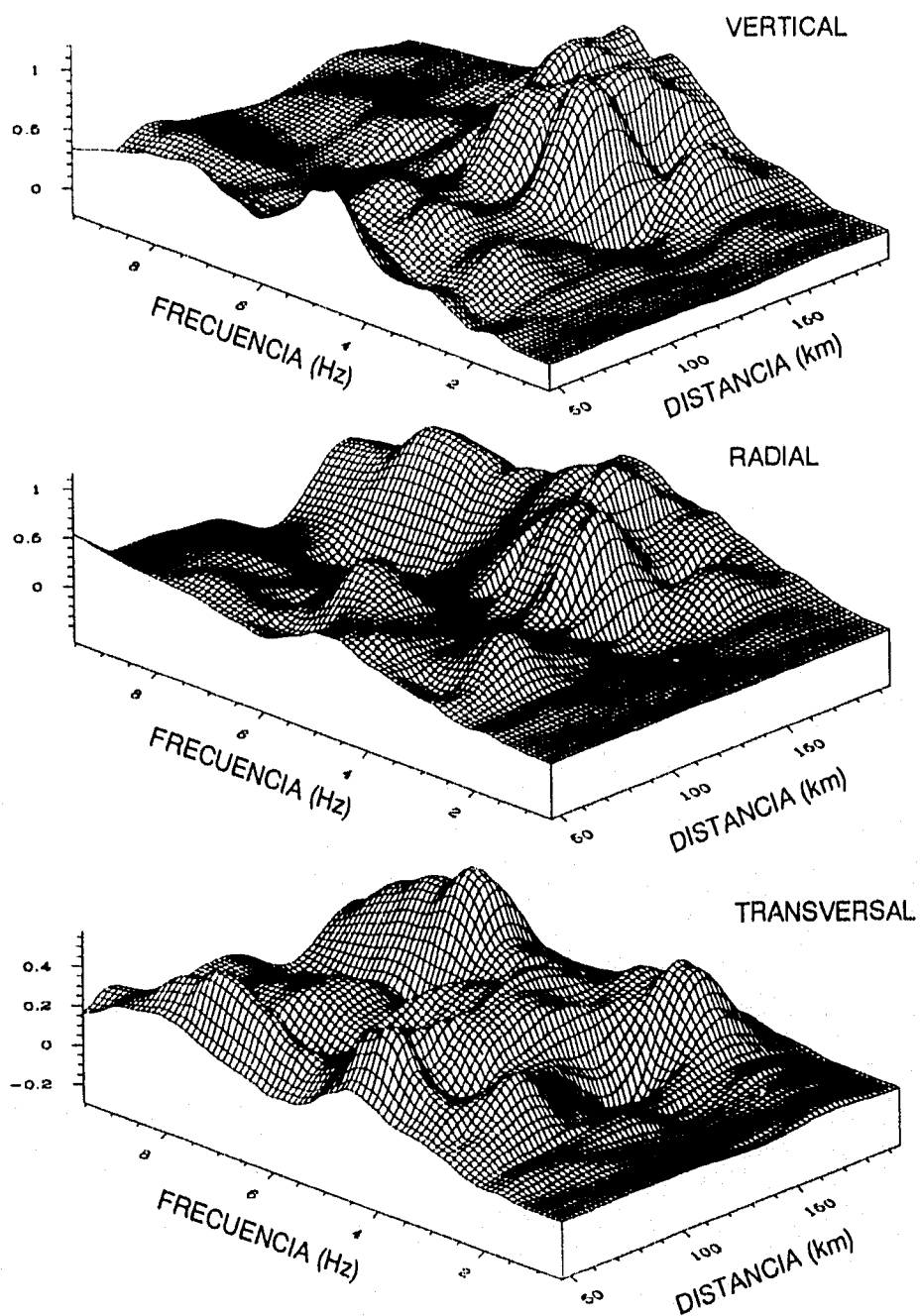


**Fig 4.** (Continuación) Espectros evolutivos de los registros de velocidad obtenidos para las tres componentes del movimiento mediante la técnica del filtrado múltiple (Dziewonski *et al.*, 1969). En los componentes verticales se indica el número de la estación y la distancia al sitio de la explosión.

Observamos que los máximos de amplitud ocurren precisamente para el paquete de ondas S (entre 8 y 10 s y una banda de frecuencia de 3.5 y 5.5 Hz). De manera similar, las estaciones 2, 3, 4 y 7 presentan máximos de amplitud espectral (en el paquete de ondas S) que se pueden correlacionar en tiempo y frecuencia. En las estaciones 5 y 6 no observamos claramente relación entre los intervalos de tiempo y frecuencia, y la amplitud espectral del paquete de ondas S. Por otra parte, observamos que en el componente vertical y radial de las estaciones 5 y 6, los máximos de amplitud se presentan en el paquete de ondas P, que como se menciono anteriormente, es precisamente donde los arribos de ondas P son de mayor amplitud que en los demás registros. Este paquete de ondas P se caracteriza por un pulso con periodo de 0.2 s, el cual se observa mejor en las estaciones 1,2,5,6 y 7 que en las estaciones 3 y 4. Hemos obtenido el máximo de amplitud de los primeros arribos, en una ventana de 4 s (aproximadamente 1 s antes y 3 s después de la onda P), en cada una de las frecuencias utilizadas en la TFM. Posteriormente, interpolamos estas amplitudes en el plano distancia epicentral contra tiempo con el propósito de observar a que distancia se amplifican los primeros arribos. La figura 5 muestra la distribución de amplitudes en el plano distancia-frecuencia en los tres componentes del movimiento. Observamos, en el componente vertical y radial, que la amplitud de los primeros arribos ocurre después de los 140 km a partir del sitio de la explosión, entre 3.5 y 6.5 Hz. En el componente transversal no se observa tal amplificación en los primeros arribos.

El filtrado múltiple aplicado a cada uno de los registros de velocidad proporcionó amplitudes espectrales en el dominio del tiempo y la frecuencia. Esto permitió definir cuáles son las bandas de frecuencia donde se observan las máximas variaciones de amplitud del paquete de ondas S. Posteriormente filtramos los registros de velocidad con un filtro Butterworth, en la banda de frecuencia obtenida para cada estación, y analizamos cada uno de los registros (en sus tres componentes) tratando de encontrar algún pulso característico dentro del paquete de ondas S. Adicionalmente, se exploró el tren de ondas S mediante un análisis el movimiento de partícula entre los componentes vertical y radial. El objetivo del análisis de movimiento de partícula es observar si el paquete de ondas S corresponde a ondas de Rayleigh, ondas Love o si existe un pulso común en todos los registros.



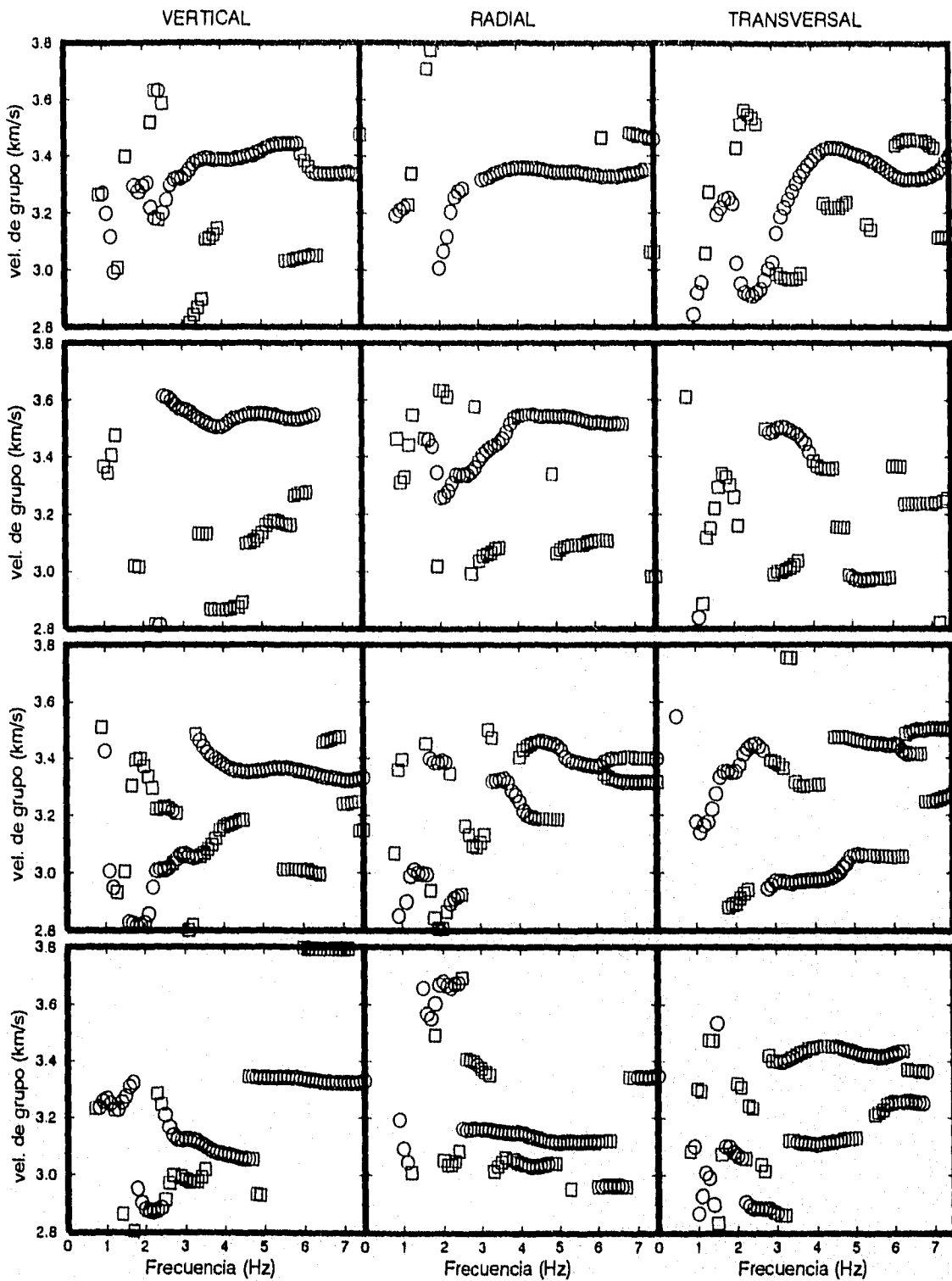


**Fig. 5.** Interpolación de la máxima amplitud espectral de los primeros arribos (una ventana de 4 s aproximadamente, 1 s antes y 3 s después de la onda P) en los tres componentes del movimiento. La interpolación se realizó para cada máximo de amplitud en la frecuencia obtenida de la TFM y la distancia de la estación al sitio de la explosión.

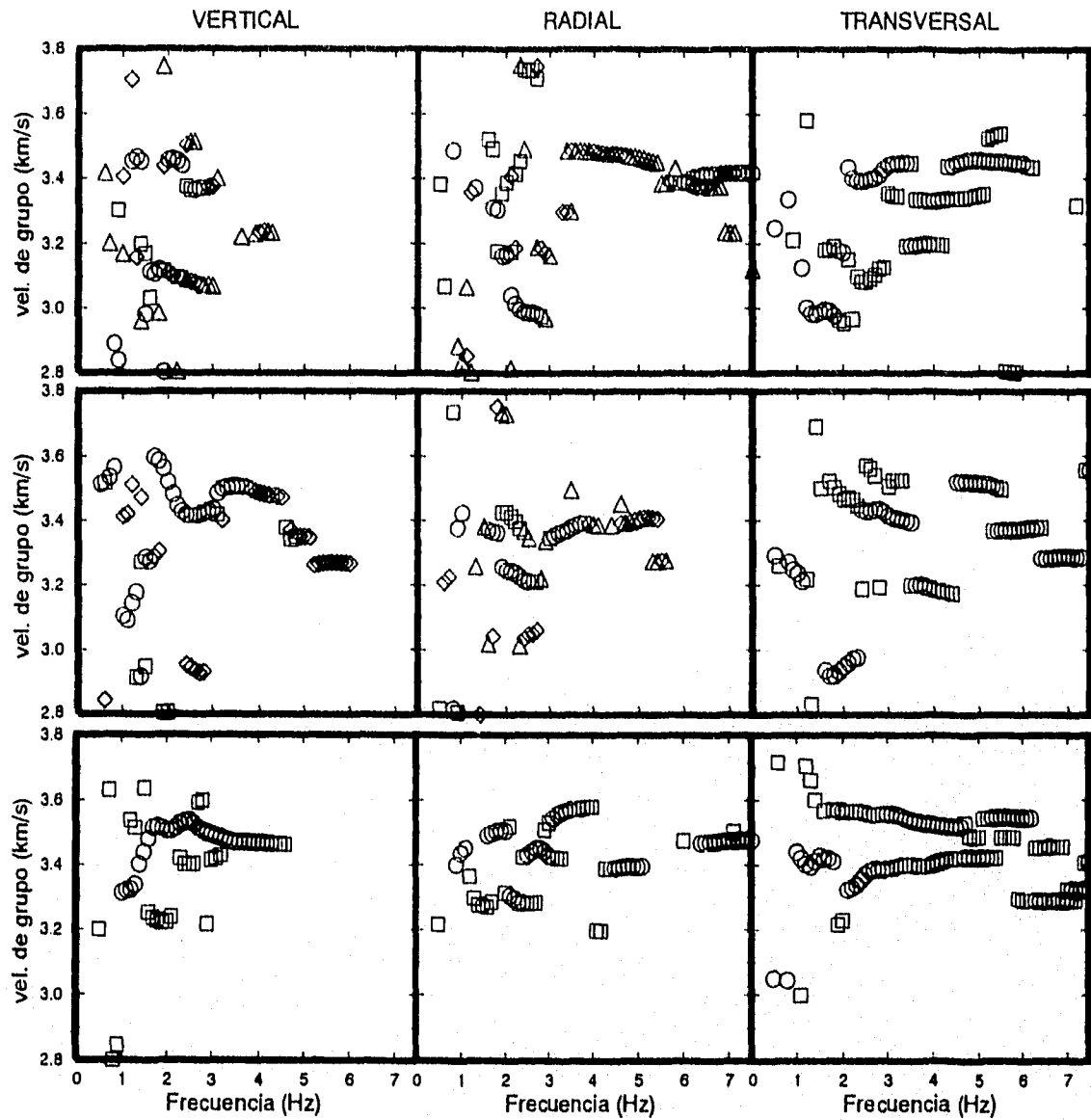
En el análisis de movimiento de partícula de las estaciones 1 y 2 observamos un pulso muy bien definido con un período de 0.27 s. Este pulso tiene períodos similares en los componentes vertical y radial. En el componente transversal el número de períodos del pulso es mayor e inicia segundos antes. Al analizar el movimiento de partícula del pulso en los componentes vertical y radial se observa que es progrado y retrogrado en las estaciones 1 y 2 respectivamente (figura 3). En el resto de las estaciones observamos un pulso de período similar al que se observa en las estaciones 1 y 2, con la diferencia que su posición en el tiempo no coincide en las tres componentes. Esperábamos que en las estaciones 5 y 6, que se encuentran a tan solo 6 km una de la otra, existiera un tren de ondas muy similar. Hemos analizado cuidadosamente las estaciones 5 y 6 y no encontramos ninguna forma de onda similar de estación a estación, además no existe similitud del tren de ondas analizado entre los componentes vertical y radial.

Pasemos ahora a discutir los resultados en términos de las variaciones de energía del paquete de ondas S como una función de la velocidad grupo y la frecuencia. Realizamos un análisis mediante el programa XSPMFT (Herrmann, 1987) para determinar el rango de velocidad de grupo de los trenes de ondas que se encuentran en el paquete de ondas S. Este programa aplica la técnica de filtrado múltiple (Dziewonski *et al.*, 1969), que describimos arriba, solo que en este caso se caracterizan los máximos de envolvente (ME) de las amplitudes espectrales en función de la velocidad y la frecuencia (o período). Con XSPMFT se puede correlacionar qué tren de ondas presenta la máxima velocidad de grupo y en qué intervalo de frecuencia se encuentra.

Utilizamos los registros de velocidad en sus tres componentes (vertical, radial y transversal) como señales de entrada al programa XSPMFT (Herrmann, 1987). La figura 6 muestra los resultados de los registros en su componente vertical, radial y transversal; círculos, cuadros, diamantes y triángulos representan los valores de ME en el paquete de ondas S (el valor del ME disminuye en el orden que se mencionan las figuras geométricas). La continuidad de estos ME a lo largo del eje de las frecuencias, y la similitud de la curva que describen entre componentes (vertical y radial) así como entre pares de estaciones definirían la curva de dispersión de una onda superficial. Los resultados no definen alguna curva de dispersión que pueda corresponder a un modo de propagación de las ondas superficiales. No es posible correlacionar los ME de un estación a otra, y tampoco existe similitud de estos ME entre los componentes vertical y radial.



**Fig. 6.** Modos de propagación de velocidad de grupo del paquete de ondas S en función de la velocidad de grupo y la frecuencia, obtenidos mediante el programa XSPMFT (Herrmann, 1987) para las estaciones 1, 2, 3 y 4. Las figuras geométricas círculos, cuadros, diamantes y triángulos representan la amplitud espectral de los ME del tren de ondas analizado (el máximo valor corresponde a los círculos y el mínimo a los triángulos).



**Fig. 6.** (Continuación) Modos de propagación de velocidad de grupo del paquete de ondas S en función de la velocidad de grupo y la frecuencia, obtenidos mediante el programa XSPMFT (Herrmann, 1987) para las estaciones 5, 6 y 7. Las figuras geométricas círculos, cuadros, diamantes y triángulos representan la amplitud espectral de los ME del tren de ondas analizado (el máximo valor corresponde a los círculos y el mínimo a los triángulos).

### 3.1.4 Conclusiones

Hemos analizados los registros de velocidad obtenidos mediante un experimento de refracción entre las costa del Pacífico y la Ciudad de México. Utilizamos siete estaciones de un perfil hacia el interior del continente, las cuales cubren una distancia de 200 km a partir de la costa. Los métodos empleados para el análisis fueron:

1. Análisis en tiempo y frecuencia de las variaciones de amplitud a lo largo del registro, siguiendo a Dziewonski *et al.*, (1969).
2. Análisis e identificación de trenes de onda, tanto en los primeros arribos como en el paquete de ondas S, que se puedan correlacionar de estación a estación.
3. Análisis las variaciones de energía de una señal como una función de la velocidad de grupo y la frecuencia, mediante el programa XSPMFT (Herrmann, 1987).

Ante la falta del tiempo de inicio de la explosión y una inadecuada orientación de los sensores, hemos asignado la hora de inicio de la explosión, una velocidad promedio de ondas P y un acimut para rotar los componentes horizontales. El tiempo de inicio se obtuvo mediante un ajuste lineal de tiempos de arribo de ondas P y la distancia de la estación a la explosión. Encontramos que la explosión fue 13.55 s después de que empezaron a registrar las estaciones, así mismo la velocidad de ondas P fue de 6.42 km/s. Los acimuts se encontraron mediante el análisis de movimiento partícula en la onda P entre los componentes horizontales, el ángulo formado por el vector de movimiento y el eje del componente norte-sur es el acimut.

La TFM permitió obtener la banda frecuencia en la cual se pueden observar las amplitudes espectrales (de los primeros arribos y del paquete de ondas S) en los registros de velocidad. Hemos filtrado (en la banda de frecuencia obtenida mediante la TFM) y analizado, tanto los primeros arribos como el paquete de ondas S, todos los registros de velocidad en sus tres componentes.

En los primeros arribos, existe un pulso en la mayoría de las estaciones con un período de 0.2 s. Mediante la interpolación del máximo de amplitud espectral (obtenido mediante TFM) presente en primeros arribos, encontramos una considerable amplificación presente después de los 130 km a partir de la costa, entre 3.5 y 6.5 Hz. Las estaciones 5 y 6 son las que presentan este fenómeno, a la vez se observa que el paquete de ondas S es de menor amplitud que los primeros arribos. Creemos que esta gran amplitud del paquete de ondas P, observado en las estaciones 5 y 6, se debe a los siguientes arribos que acompañan a la onda  $P_n$  (ondas de período más corto, al período de las ondas  $P_n$ , denotadas  $\bar{P}$ ). Las ondas  $\bar{P}$  se propagan a través de la corteza, usualmente tienen mayores amplitudes que aquellas que se predicen para ondas guía, implicando que el cambio de velocidad tiene un gradiente finito en o debajo de una zona de transición (Aki y Richards,

1987). Recientemente, Rodríguez *et al.*, (1995) observaron que también existe una gran amplitud de primeros arribos en estaciones ubicadas en el centro del país. Estos autores avanzan como posible explicación, a tal amplificación, que bajo la parte central del EVT existe una mayor concentración de zonas magnéticas o un Moho que se encuentra relativamente poco profundo.

En cuanto al paquete de ondas S, en el tren de ondas analizado hemos identificado una onda de Rayleigh en la estación 1 y la estación 2. El movimiento de la partícula de este pulso es elíptico, progrado en la estación 1 y retrogrado en la estación 2 (figura 3). Creemos que el tren de ondas es el mismo en ambas estaciones, y las diferencias en el movimiento de la partícula se deban a que el acimut elegido al rotar los componentes no es el adecuado en alguna de las dos estaciones. Posiblemente, el sentido de movimiento de la partícula solo se debe a la respuesta de fase del sensor. El tren de onda analizado tiene un período de 0.27 s y la elipticidad en ambas elipses es 0.5. La onda de Rayleigh, tiene velocidad de grupo entre la fuente y la estación de 3.4 km/s en la estación 1, mientras que de la fuente a la estación 2 es mucho mayor que 3.5 km/s. Esto sugiere que variaciones laterales afectan la propagación de ondas superficiales en alta frecuencia en distancias menores de 60 km de la costa. En el resto de las estaciones no se puede hacer un análisis de movimiento de partícula entre los componentes vertical y radial debido a que el tren de onda analizado no se encuentra en la misma posición de tiempo. Sin embargo, al filtrar cada uno de los registros de todas las estaciones si se observa un tren de onda con un período de 0.27 s, que presenta una máxima amplitud principalmente en los componentes radiales. Ante la falta de información (tiempo de inicio de la explosión) y la incorrecta orientación de los componentes horizontales, el análisis del paquete de ondas S no indica si efectivamente existen ondas superficiales de la estación 3 a la estación 7. Concluimos que el acimut encontrado para rotar los componentes horizontales aún no ha sido el adecuado en esas estaciones. Resultados similares se observan en los modos de propagación del análisis de velocidad de grupo contra frecuencia. Los modos de propagación no se encuentran bien definidos, los que se encuentran en los componentes verticales no se observan en los componentes radiales, y viceversa. Además, estos modos de propagación no pueden correlacionarse entre estaciones, aún las más cercanas.

Como recomendación en futuros experimentos sísmicos, creemos que una orientación sistemática de los sensores mejorará las posibilidades de análisis de los datos. En nuestro caso, el juego de datos analizados no nos permite determinar con más precisión a que distancia se presentan cambios significativos en la amplificación de las ondas. Una primera aproximación de esta distancia fue dada en Cárdenas (1993), quien encuentra que el movimiento sísmico se amplifica después de los 100 km a partir de la costa. Mediante un análisis de los primeros arribos encontramos que la tal amplificación se manifiesta después de los 130 km. Finalmente, concluimos que entre 100 y 130 km a partir de la costa existe un mecanismo que ocasiona que las ondas sísmicas (ondas S y P respectivamente) se amplifiquen.

### 3.2 Datos de Aceleración

Después de las consecuencias catastróficas de los sismos de septiembre de 1985, se hizo necesario impulsar la investigación y la instrumentación sísmica, en especial en el Valle de México que solo contaba con 11 acelerógrafos de campo libre. Mediante un esfuerzo conjunto, principalmente entre cinco instituciones, se han instrumentado las zonas de mayor riesgo sísmico, como lo es la Cd. de México que actualmente cuenta con más de 200 acelerógrafos, y las principales zonas sísmicas del país (la zona de subducción del Pacífico, que comprende los estados de Oaxaca, Guerrero y Michoacán, y la parte norte de la península de Baja California). Las instituciones que han participado en la instrumentación son: el Instituto de Ingeniería, UNAM, el Centro de Investigación Científica y Educación Superior de Ensenada, BC (CICESE), la Comisión Federal de Electricidad (CFE), el Centro de Investigación y Registro Sísmico (CIRES) de la Fundación Javier Barros Sierra, Fundación ICA (FICA) y el Centro Nacional de Prevención de Desastres (CENAPRED). Actualmente, el país cuenta con más de 350 estaciones digitales diseñadas para registrar sismos de gran magnitud que ocurran en la zona de subducción de México.

Los avances de la instrumentación sísmica ha permitido obtener mejores resultados en materia de investigación sísmica. Un ejemplo de estos avances se refleja en el estado de Guerrero, el cual es uno de los estados donde se han instalado una gran cantidad de instrumentos de campo. Esto se debe a tres causas: 1) la enorme cantidad de sismos que ocurren en la zona de subducción que corresponde al estado de Guerrero; 2) la existencia de la brecha sísmica (Singh *et al.*, 1981), zona de donde se espera que ocurra un sismo de considerable magnitud mayor a 7; y 3) estudiar las características de propagación de las ondas sísmicas en su trayecto hacia el centro del país. Los efectos producidos en la Ciudad de México por sismos de la zona de subducción, son uno de los temas que más se han discutido. Sin embargo, las características de propagación de las ondas sísmicas en su trayectoria hacia el centro del país no han sido estudiadas tan a fondo como aquellas que ocurren en las regiones epicentrales y en el sitio donde se observan los daños. Actualmente el Instituto de Ingeniería y el CENAPRED mantienen una red acelerográfica entre la costa y la Ciudad de México (red de atenuación). En este estudio aprovechamos algunos de los registros obtenidos por la red de atenuación. Nuestro objetivo es aplicar los análisis realizados con los registros de velocidad, en lo que se refiere al análisis e identificación de trenes de onda, así como caracterizar la forma de propagación de la energía entre pares de estaciones. Esto nos permitirá mejorar el conocimiento acerca de las características de propagación de las ondas sísmicas entre la costa y el D.F. Nuestra meta es poder determinar a qué distancia de la costa se manifiestan cambios significativos en la amplificación de las ondas.

### 3.2.1 Adquisición

De la enorme cantidad de sismos que han ocurrido en el país (2000 temblores de 1960 a 1993, de acuerdo con el Servicio Sismológico Nacional), un total de 925 temblores identificados y que produjeron al menos un acelerograma conforman un catálogo de sismos registrados por la red acelerográfica en el período 1960-1993 (Quass *et al.*, 1993). Para poder llevar a cabo nuestros objetivos hemos seleccionado un sismo registrado por la mayoría de las estaciones que se encuentran entre la costa y el D.F. Adicionalmente, se impuso la restricción de que el movimiento sísmico produjera amplitudes significativas en los registros acelerográficos. Finalmente seleccionamos el evento del 24 de octubre de 1993 (16.54°N, 98.98°W, Ms=6.6). Utilizamos los registros obtenidos por cuatro estaciones del Instituto de Ingeniería y cuatro estaciones del CENAPRED. Los acelerógrafos del Instituto de Ingeniería son Terra Technology DCA-333 y Kinematics PDR-1, con rango de 2 g, rango dinámico de 72 db y frecuencia natural de 30 y 50 Hz respectivamente. Los acelerógrafos de CENAPRED son Akashi Seisakusho SMAC-MD, con rango de 1 g, rango dinámico de 96 db y una frecuencia natural de 30 Hz.

Los acelerógrafos se encuentran distribuidos a lo largo de un perfil de 262 km a partir del epicentro hacia la Cd. de México. La figura 1 muestra la ubicación de las estaciones y el epicentro, así como los registros en su componente vertical filtrados mediante un filtro Butterworth pasabajas con una frecuencia de corte de 2 Hz.

### 3.2.2 Procesamiento y análisis

Debido a que los datos pertenecen a dos diferentes instituciones, la velocidad de muestreo de sus instrumentos es diferente, por lo que hemos remuestreado los registros de aceleración que se encontraban en 200 Hz a 100 Hz para homogeneizar los datos. Posteriormente, asignamos un tiempo común a todos los registros. Para asignar el tiempo, filtramos los componentes verticales mediante un filtro Butterworth entre 8 y 10 s y aplicamos la transformada de Hilbert para obtener las envolventes de amplitud. Los máximos de estas envolventes de amplitud representan la velocidad de grupo en un perfil distancia contra tiempo. Leímos el tiempo en que ocurría cada máximo de envolvente, y lo restamos del tiempo teórico en que debería llegar ese máximo de amplitud desde el epicentro a la estación. El tiempo teórico es calculado a partir de la distancia epicentral y la velocidad promedio (entre 8 y 10 s) que predice la Curva de Dispersión del Modo Fundamental de Ondas de Rayleigh (CDMFOR), calculada a partir del Modelo de Velocidad Promedio entre la Costa y el D.F. (MVPCDF) propuesto por Campillo *et al.*, (1989) (Tabla 1). La diferencia de tiempo la dividimos entre el intervalo de muestreo, con lo que obtuvimos el número de muestras que deberíamos aumentar o quitar al inicio del registro. Una vez asignado un tiempo de origen común a todos los registros en su componente vertical, hicimos lo mismo para las componentes horizontales (N-S y E-W) las cuales rotamos a radial y transversal.



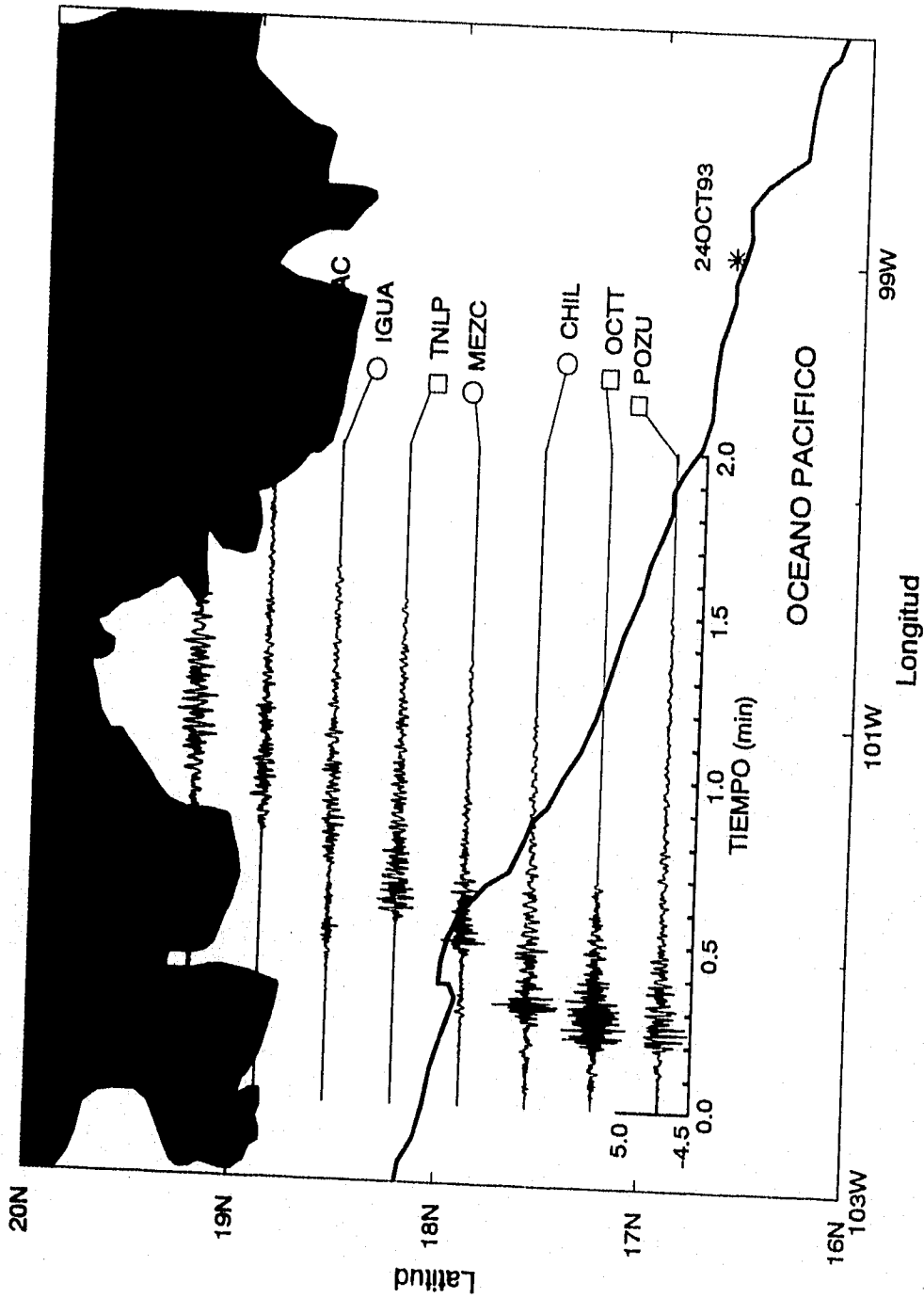


Fig. 1. Mapa que muestra la ubicación de las estaciones acelerográficas, y el componente vertical de los registros obtenidos. Los cuadrados representan los sitios donde se encuentran las estaciones del Instituto de Ingeniería, y los círculos las estaciones de CENAPRED. El asterisco representa la localización del epicentro para el sismo utilizado en este estudio ( $M_s=6.6$ ). Los acelerogramas se encuentran filtrados mediante un filtro Butterworth pasabajas con una frecuencia de corte de 2 Hz.

Con el propósito de identificar la forma de propagación de la energía sísmica entre pares de estaciones, hemos recurrido a los siguientes análisis:

a) Análisis e identificación de trenes de onda, filtrando los registros de aceleración en varias bandas de frecuencia.

b) Análisis de las variaciones de energía de la señal como una función de la velocidad de grupo y el período, siguiendo la técnica del filtrado múltiple (Dziewonski *et al.*, (1969), Herrmann, (1987)) (apéndice 1). Tales variaciones de energía son representadas por la envolvente de amplitud de una forma de onda filtrada en una angosta banda de frecuencia. La continuidad de los máximos de envolvente (ME), como una función del período y la velocidad de grupo, pueden representar curvas de dispersión de una onda superficial. Los resultados obtenidos mediante los registros de velocidad indicaban que los (ME) no eran similares entre los componentes vertical y radial en una misma estación, ni de una estación a otra. En este capítulo utilizamos la técnica del filtrado múltiple a los registros de aceleración en sus componentes ortogonales (vertical, radial y transversal) siguiendo el análisis empleado en los registros de velocidad.

c) Análisis de los ME obtenidos en b) al sobreponer curvas de dispersión de ondas superficiales calculadas a partir MVPCDF. El objetivo de este análisis es observar en qué distancias y en qué banda de período los ME se aproximan a las curvas teóricas de dispersión. Las diferencias de estas aproximaciones nos servirán para ajustar la curva de dispersión a los ME, a partir de modificar los parámetros del MVPCDF.

**Tabla 1.** Modelo de la corteza propuesto por Campillo *et al.*, (1989) para el sur de la Cd. de México

H (km)	$\alpha$ (km/s)	$\beta$ (Km/s)	$\rho$ (gr/cm <sup>3</sup> )
15.0	5.7	3.30	2.77
15.0	6.8	4.03	3.09
15.0	7.0	4.10	3.09
-	8.2	4.82	3.33

### 3.2.3 Resultados

Hemos filtrado los componentes verticales en distintas bandas de frecuencia, con el objeto de identificar trenes de onda similares entre pares de estaciones. Encontramos que en los acelerogramas filtrados en la banda de 6 a 10 s existen trenes de onda similares en todos los registros, pero la similitud del tren de ondas mejora en un pulso que se observa en la banda de 8 a 10 s. La figura 2 muestra los componentes vertical, radial y transversal filtrados entre 8 y 10 s.

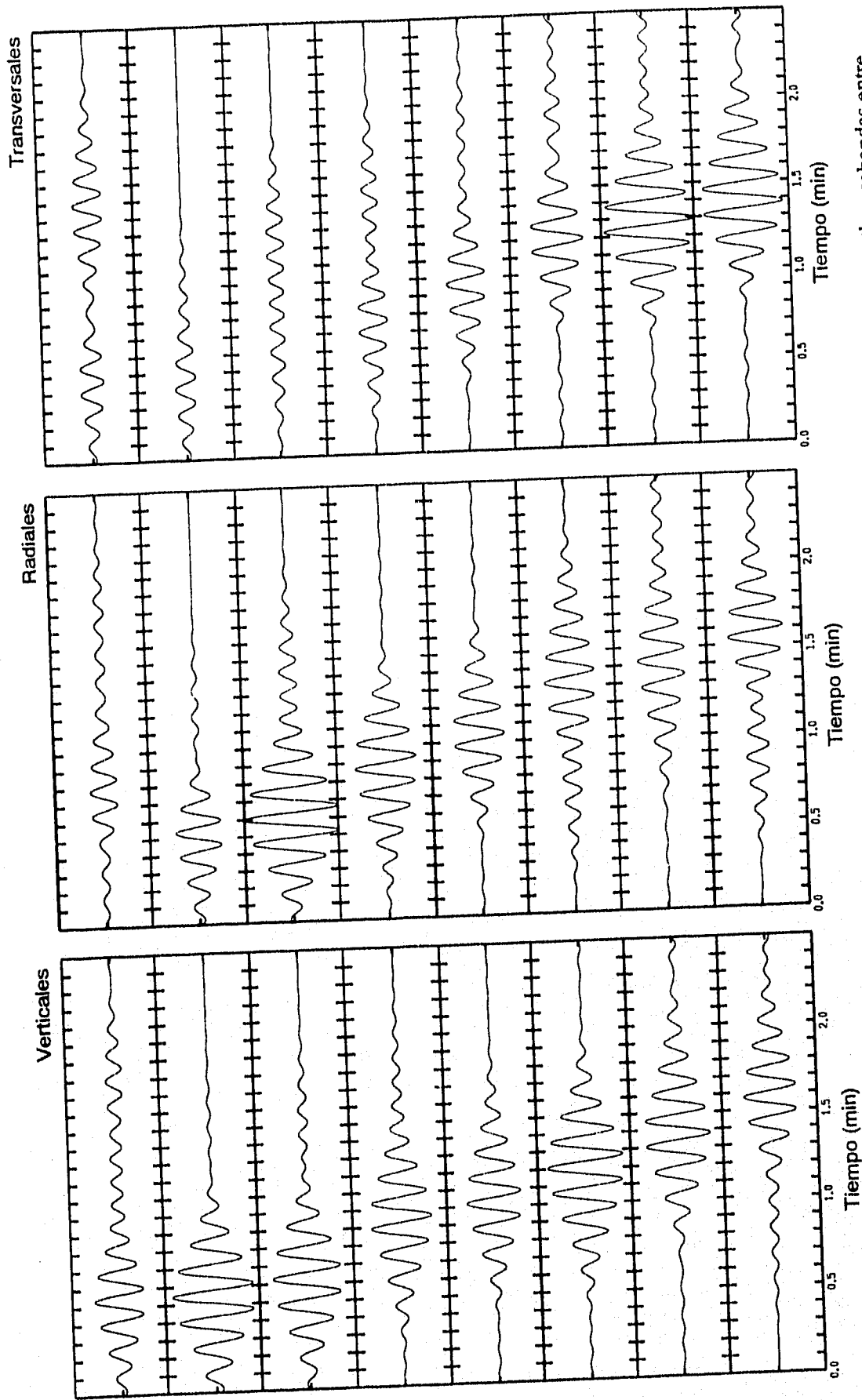


Fig. .2 . Registros de aceleración en su componente vertical, radial y transversal filtrados con un filtro Butterworth pasabandas entre 8 y 10 s. Todas las trazas se encuentran escaladas a una amplitud pico de +0.06 y -0.06  $\text{cm/s}^2$ .

Encontramos un pulso de amplitud similar entre los componentes vertical y radial con un período de 9 s. En el componente transversal observamos que el pulso tiene el mismo período pero un tiempo menor de arribo. Observamos que la amplitud y forma del pulso es muy similar entre componentes, y la forma y amplitud del pulso son similares en cada una de las estaciones. La excepción la presenta la traza 1 (POZU), donde el componente radial no es similar a la vertical. Sin embargo, si filtramos esta traza en una banda de período menor a 10 s, por ejemplo 7 y 9 s, encontraremos un pulso similar en período y amplitud en ambos componentes. Hemos realizado análisis de movimiento de partícula entre el componente vertical y radial de los registros filtrados. Encontramos que en cada estación, el movimiento descrito por la partícula es elíptico retrogrado. En lo que se refiere a los componentes transversales, en las estaciones más cercanas al epicentro (POZU, OCTT y CHIL), no observamos algún pulso similar en forma y amplitud entre estas estaciones. En el resto de las estaciones, observamos un pulso que aumenta su amplitud en función de la distancia.

La figura 3 muestra los ME del componente vertical para cada una de las estaciones utilizadas. Los círculos indican el primer ME y los cuadrados el segundo ME. Encontramos que entre 8 y 10 s los ME en el componente vertical presentan velocidad de grupo (VG) similar en la mayoría de las estaciones. Asimismo, existe similitud de estos ME con aquellos del componente radial (figura 4) en el mismo intervalo de período. La VG de estos ME en los componentes verticales se encuentra alrededor de 2.8 km/s, velocidad que asignamos al imponer el tiempo común a los registros. En los componentes radiales observamos que los ME generalmente presentan una mayor dispersión alrededor de 2.8 km/s. Las estaciones POZU, OCTT, MEZC, TNLP y TEAC son las que presentan mayor semejanza en un intervalo de período más grande (5 a 10 s) entre sus componentes vertical y radial. Observando cuidadosamente los componentes verticales de IGUA y TEAC, encontramos que en la banda de 4 a 10 s son muy similares. En períodos menores de 5 s observamos que existen ME que no se correlacionan entre estaciones. Esto significa que existen otra serie de arribos en el registro de aceleración que no corresponde al pulso que hemos descrito al filtrar los registros.

Pasemos ahora discutir los componentes transversales (figura 5). Observamos que en las estaciones POZU, OCTT y CHIL no existe correlación alguna entre los ME en ninguna banda de período. Estos resultados concuerdan con las observaciones anteriores en las trazas filtradas, donde estas estaciones no presentan el pulso que sí se observa en las demás estaciones (MEZC, TNLP, IGUA, TEAC y CUER). Entre 8 y 10 s se observa que los ME son similares en las estaciones TNLP, IGUA y TEAC. La diferencia aparece en la estación MEZC, donde los ME presentan mayor VG. Entre 6 y 8 s, observamos que la velocidad que representan los ME aumenta en función de la distancia, desde la estación MEZC hasta la estación TEAC. Finalmente, los ME de la estación CUER presentan mayor VG que las demás estaciones entre 6 y 8 s. Esta velocidad decrece conforme aumenta el período.

VERTICALES

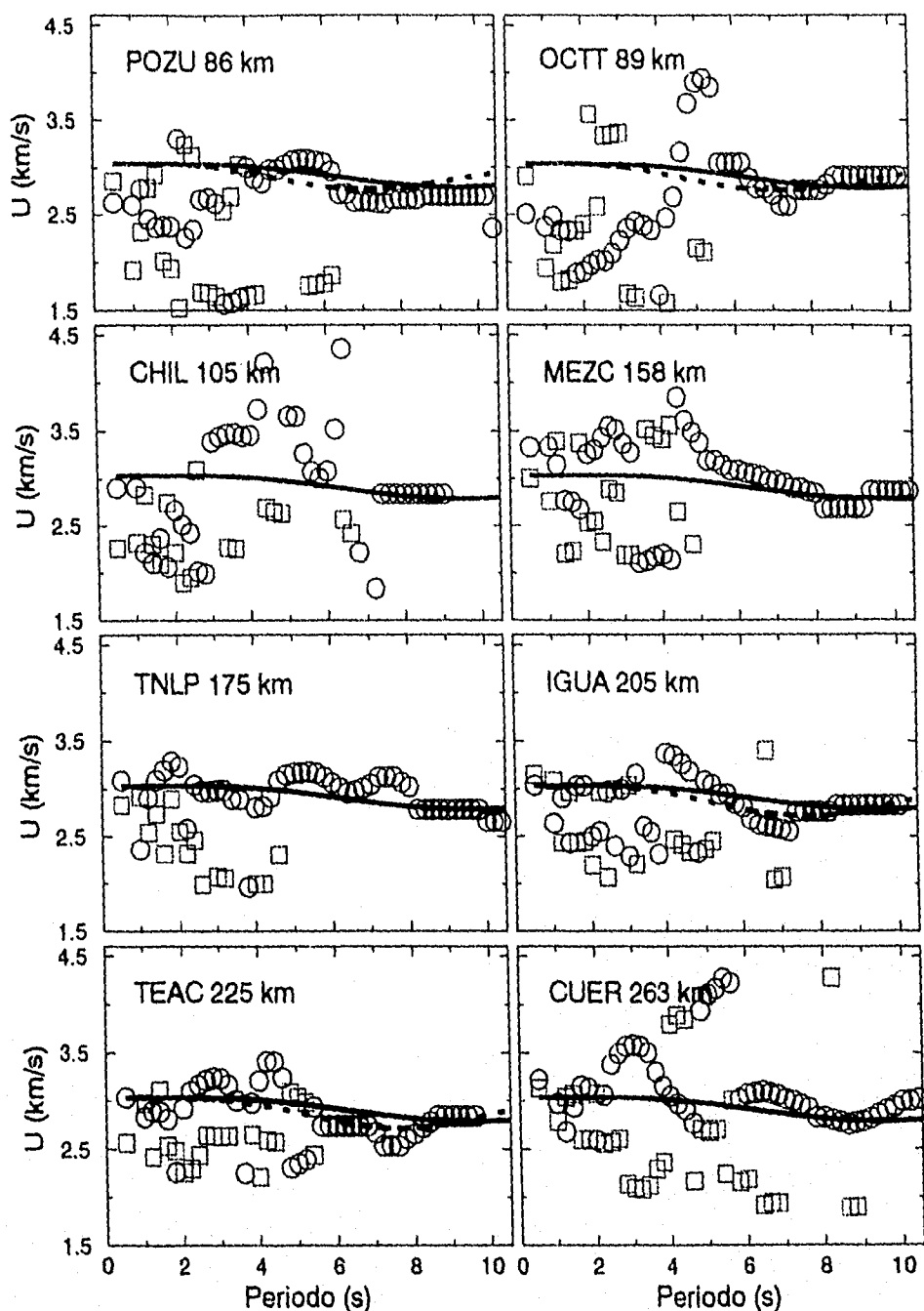
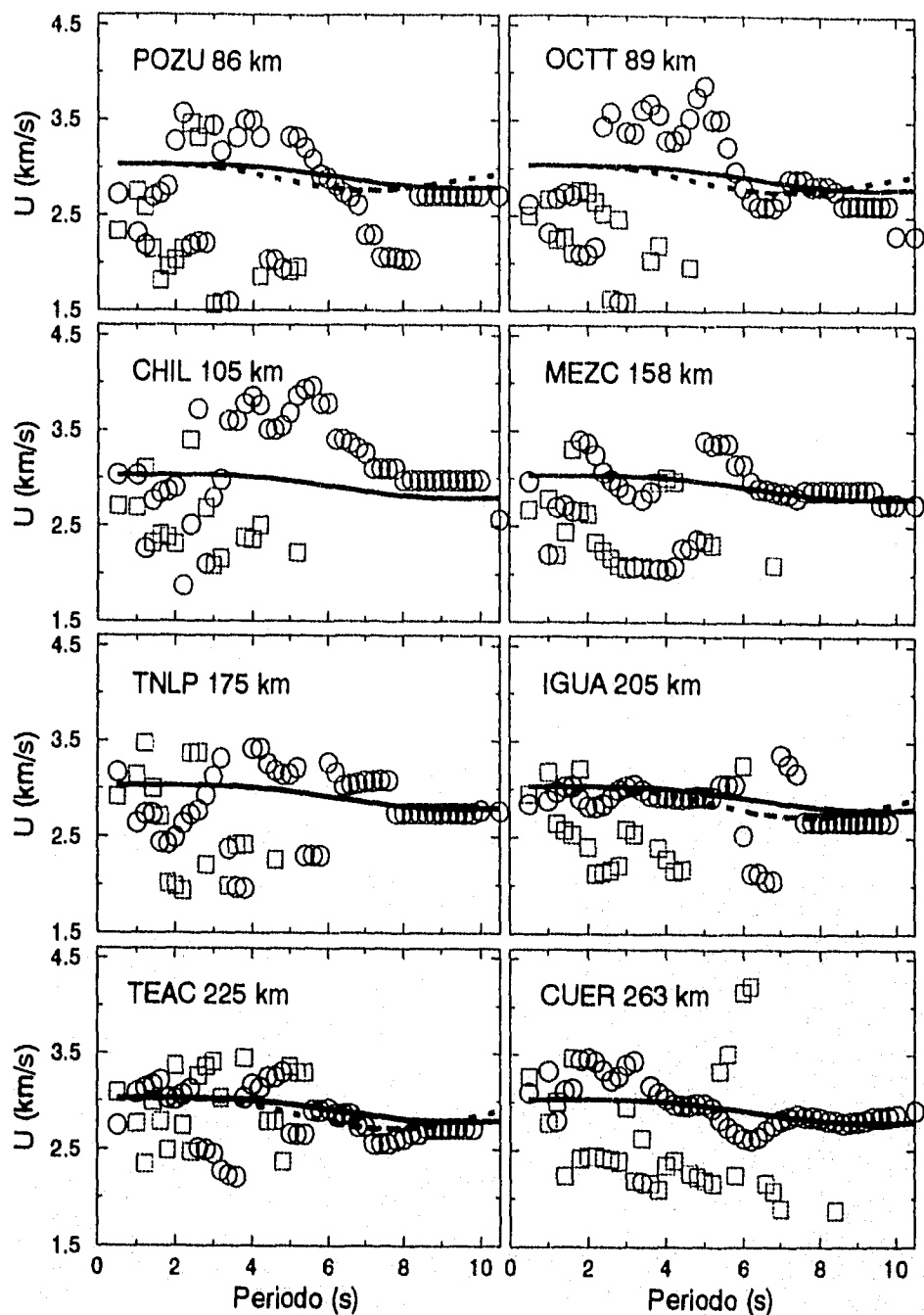


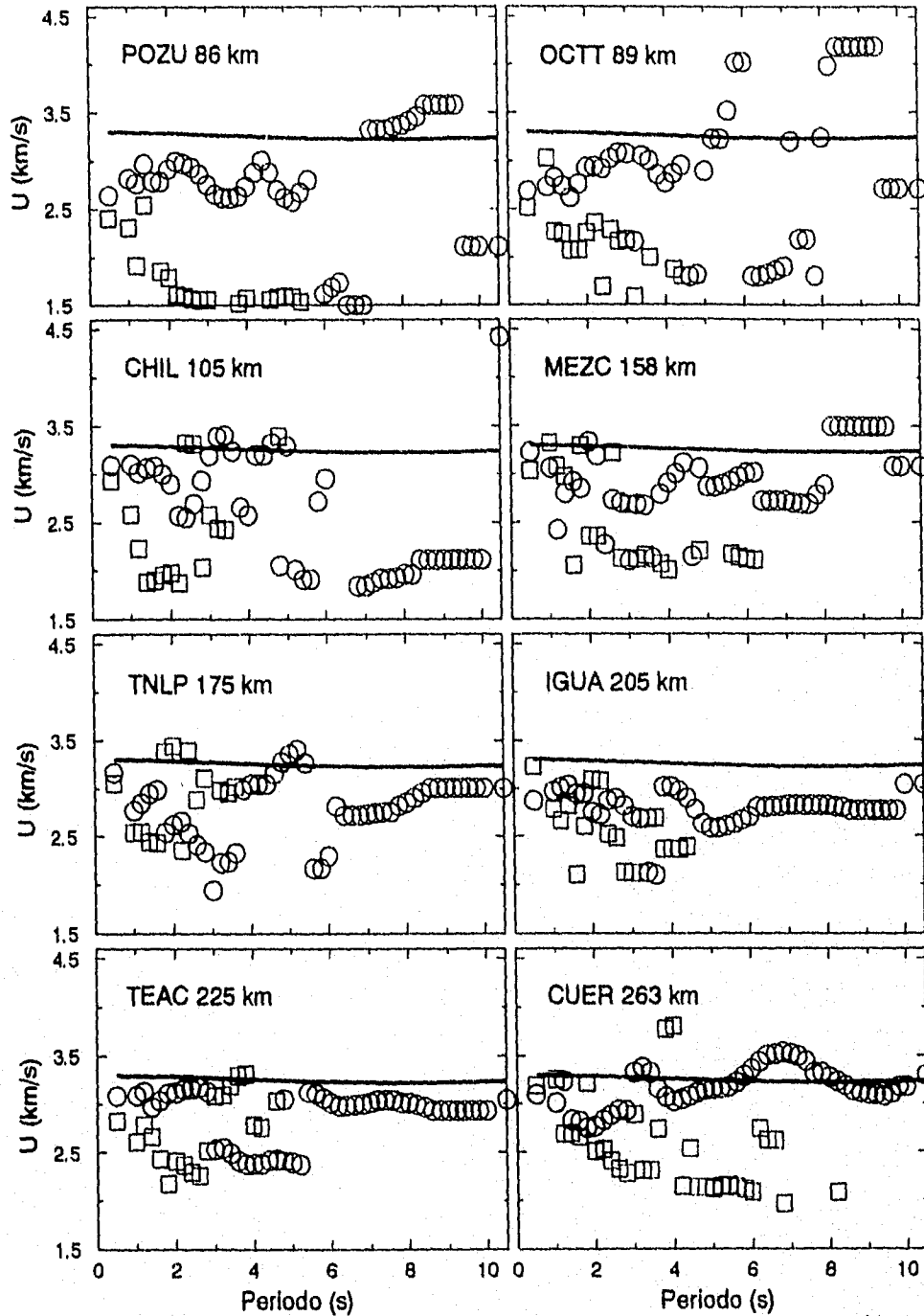
Fig. 3. Máximos de envolvente de los registros de aceleración en su componente vertical, obtenidos mediante el programa XSPMFT (Herrmann, 1987). Los círculos representan el primer máximo de envolvente y los cuadrados el segundo máximo de envolvente. La línea continua representa la curva de dispersión del modo fundamental de ondas de Rayleigh calculada a partir del modelo de velocidad de Campillo *et al.* (1989). La línea discontinua representa la curva de dispersión calculada al modificar el modelo original, a fin de ajustar los máximos de envolvente.

RADIALES



**Fig. 4.** Máximos de envolvente de los registros de aceleración en su componente radial, obtenidos mediante el programa XSPMFT (Herrmann, 1987). Los círculos representan el primer máximo de envolvente y los cuadrados el segundo máximo de envolvente. La línea continua representa la curva de dispersión del modo fundamental de ondas de Rayleigh calculada a partir del modelo de velocidad de Campillo *et al.* (1989). La línea discontinua representa la curva de dispersión calculada al modificar el modelo original, a fin de ajustar los máximos de envolvente.

TRANSVERSALES



**Fig. 5.** Máximos de envolvente de los registros de aceleración en su componente transversal, obtenidos mediante el programa XSPMFT (Herrmann, 1987). Los círculos representan el primer máximo de envolvente y los cuadrados el segundo máximo de envolvente. La línea continua representa la curva de dispersión del modo fundamental de ondas de Love calculada a partir del modelo de velocidad de Campillo *et al.* (1989).

Hemos sobrepuesto CDMFOR a los ME obtenidos en los componentes vertical y radial de cada estación. Nuevamente, en las figuras 3 y 4 se muestra esta curva en línea continua para el componente vertical y radial respectivamente. Observamos que entre 8 y 10 s los ME en componentes verticales representan la VG promedio de la curva de dispersión (2.8 km/s), velocidad que asignamos a los máximos de envolvente obtenidos mediante la transformada de Hilbert al imponer el tiempo común a los registros. Creemos que la diferencia de VG entre los ME en los componentes radiales y la velocidad de la curva de dispersión, se debe a la contribución de otros arribos en esos componentes. Por lo tanto, analizamos solamente los componentes verticales, sobreponiendo algunas curvas de dispersión calculadas a partir de modificar los parámetros del MVPCDF. En la figura 3 con línea discontinua aparecen algunas de estas curvas. En las estaciones POZU y OCTT se encuentra la curva que representa a un modelo con capas de menor espesor (12 km) al de la Tabla 1, y velocidad de onda S de 4.1, 4.3 y 5.0 km/s para la segunda y tercera capa, y el semiespacio respectivamente. Después de 8 s la velocidad de los ME se mantiene constante, lo mismo que ocurre en las estaciones siguientes (CHIL, MEZC y TNLP). Entre 6 y 8 s, las estaciones CHIL (componente radial), MEZC y TNLP (componente vertical) los ME tienen velocidad superior a la curva de dispersión. En las estaciones IGUA y TEAC hemos sobrepuesto otra curva a los ME, pero en este caso los espesores son de 13 km (dos km menos que los espesores del modelo original) con una velocidad de 3.5 km/s en la segunda y tercera capa, y 4.8 km/s en el semiespacio. Tanto en las estaciones POZU y OCTT, como en las estaciones IGUA y TEAC, observamos que entre 6 y 8 s los ME representan una velocidad inferior a la que se encuentra entre 8 y 10 s. En estas estaciones ajustar la curva a ese mínimo de velocidad implica fuertes contrastes entre las velocidades de corte o las densidades (Mooney y Bolt, 1966).

Analicemos ahora los resultados de sobreponer la Curva de Dispersión del Modo Fundamental de Ondas de Love (CDMFOL) en los componentes transversales (figura 5), obtenida nuevamente a partir del MVPCDF. Como mencionamos en el análisis de los ME para los componentes transversales, las estaciones POZU, OCTT y CHIL, no presentan un modo de propagación bien definido en alguna banda de período. Por esta razón no observamos correlación entre ME y la CDMFOL. En la estación MEZC observamos que la VG de los ME es superior a la curva teórica entre 8 y 10 s e inferior entre 6 y 8 s. En las estaciones (TNLP, IGUA y TEAC) los ME tienen velocidades inferiores a la CDMFOL entre 6 y 10 s. Entre 6 y 8 s, en estas estaciones observamos que la velocidad que representan los ME aumenta en función de la distancia, siendo menor en la estación MEZC y mayor en la estación TEAC. En la estación CUER los ME presentan velocidad similar a la CDMFOL, pero entre 6 y 8 s la velocidad aumenta, siguiendo la tendencia de las tres estaciones anteriores. En estos componentes, la curva de dispersión calculada a partir de modificar el modelo original, tiene mayor VG que la curva que describen los ME.



### 3.2.4 Conclusiones

Hemos compilado un juego de datos de aceleración registrados durante el sismo de 24 de octubre de 1993 ( $M_s=6.6$ ). Los registros son de buena calidad y cubren una distancia de 260 km desde la costa del Pacífico hacia la Cd. de México. Con el propósito de encontrar diferencias en la forma de propagación de la energía sísmica entre pares de estaciones y observar a qué distancia de la costa hacia la Cd. de México se manifiestan cambios significativos en la amplificación del movimiento sísmico, analizamos los registros de aceleración mediante: 1) identificación de trenes de onda entre pares de estaciones; 2) análisis de variación de la energía de la señal mediante el programa XSPMFT (Herrmann, 1987), y 3) análisis en las diferencias de los resultados en 2) con respecto a las curvas de dispersión calculadas por el modelo de velocidad promedio entre la costa y el D.F. (Campillo *et al.*, 1989).

Los datos han sido previamente remuestreados a una velocidad de muestreo igual en todas las estaciones a fin de homogeneizar la información. Encontramos que entre 8 y 10 s el sismo emitió suficiente energía sísmica, de tal suerte que identificamos un pulso con período y amplitud similares en todas las estaciones, principalmente en los componentes vertical y radial. En cuanto a los componentes transversales, en las estaciones (POZU, OCTT y CHIL) no encontramos trenes de onda similares entre ellas. En el resto de las estaciones (MEZC, TNLP, IGUA, TEAC y CUER) sí existe un pulso con período de 9 s, el cual aumenta en amplitud en función de la distancia. En otras bandas de período (entre 5 y 8 s), también se observa un pulso en los tres componentes de la mayoría de las estaciones; sin embargo la definición y similitud de este pulso entre estaciones y componentes no es similar a la que se encuentra entre 8 y 10 s. El análisis de movimiento de partícula entre los componentes vertical y radial filtrados entre 8 y 10 s indica que el movimiento es elíptico retrogrado. El tiempo común impuesto a todos los registros, permitió que los ME presentaran velocidad igual a la CDMFOR entre 8 y 10 s. Estos resultados indican que el pulso corresponde a una onda de Rayleigh. En períodos menores de 8 s existe menor similitud de la curva descrita por los ME entre componentes, lo mismo que ocurre de una estación a otra. Adicionalmente, la curva de dispersión promedio no representa fielmente el comportamiento de los ME.

Consideremos tres características fundamentales de la velocidad de las ondas superficiales: 1) la velocidad varía en función del rango de profundidad que es muestreado por cada período; 2) la dispersión de ondas de Rayleigh depende de las velocidades compresional y de corte (principalmente), mientras que la dispersión de ondas de Love depende exclusivamente de la velocidad de corte; y 3) variaciones en la relación de Poisson en la capa superficial y el contraste de densidades pueden producir efectos substanciales en la dispersión de las ondas de Rayleigh (Mooney y Bolt, 1966). De acuerdo con la primera consideración, podemos pensar que la profundidad muestreada entre 8 y 10 s por la onda de Rayleigh que hemos identificado está entre 20 y 30 km, lo cual cubre aproximadamente las dos primeras capas del MVPCDF. Las diferencias observadas de los ME (componentes

vertical y radial) en períodos menores de 8 s nos conducen a las siguiente consideración. La CDMFOR representa la velocidad de propagación de las ondas superficiales para MVPCDF. Si la distancia que cubre este modelo es aproximadamente de 300 km (distancia que cubre todas las estaciones en este estudio), entonces en sitios ubicados a menor distancia deberíamos esperar que la curva de dispersión en un sitio en particular representara los parámetros promedio de la estructura de sitios que se encuentran a menor distancia. Consecuentemente, las variaciones de los ME a la curva de dispersión promedio, de un estación a otra, nos están indicando que existen variaciones laterales en la estructura del subsuelo que provocan cambios en la geometría de la curva de dispersión.

Un análisis cuidadoso del comportamiento de los ME entre 6 y 8 s nos conduce a formar 3 grupos de estaciones. El primer grupo lo forman las estaciones POZU y OCTT, donde la curva que describen los ME es similar entre los componentes de ambas estaciones. El modelo modificado de Campillo *et al.*, (1989) sugiere que el espesor de las capas podría ser menor para la región que ocupan estas estaciones. Precisamente, la reducción del espesor de las capas y una ligera variación en las velocidades de corte podría provocar que la curva de dispersión sufra una inflexión entre 6 y 8 s. El siguiente grupo está formado por las estaciones CHIL (componente radial), MEZC y TNLP. Para este grupo los ME presentan una velocidad mayor que la curva de dispersión promedio, lo que implica que los parámetros del modelo para la región que ocupan estas estaciones debe ser similar. El tercer grupo lo conforman las estaciones IGUA y TEAC, donde nuevamente, existe un mínimo de velocidad entre 6 y 8 s y existe mayor similitud de los ME entre 4 a 10 s. Al igual que el primer grupo de estaciones, una reducción en el espesor de las capas y en la velocidad de corte provoca que la curva de dispersión tenga una inflexión al menos entre 5 y 6 s.

Los tres grupos de estaciones indican que, hasta una distancia aproximada de 100 km a partir de la costa, los parámetros en la estructura de la corteza son similares (espesor y velocidad de corte) según las observaciones en las estaciones POZU y OCTT. A partir de esta distancia y hasta aproximadamente 200 km, nuestros resultados sugieren que existen variaciones laterales en la estructura de la corteza, los cuales se reflejan en el segundo grupo de estaciones. Ahora bien, es cierto que la curva teórica de dispersión entre la costa y la Cd. de México representa el promedio de los parámetros dentro de la estructura cortical. Entonces, los resultados obtenidos en el tercer grupo de estaciones deberían ser más aproximados a la curva teórica. Sin embargo, aún a 225 km de la costa hacia la Cd. de México encontramos que debe modificarse el modelo para ajustar las observaciones.

Al calcular de curvas de dispersión para ondas de Rayleigh a partir de modificaciones en los parámetros del MVPCDF, también se calculan curvas de dispersión para ondas de Love. Si ya hemos identificado una onda de Rayleigh en los componentes vertical y radial, podríamos pensar que en los componentes transversales existe una onda de Love. Encontramos que los ME que mejor definen un modo de propagación en los componentes transversales (estaciones TNLP, IGUA y TEAC), tienen una VG menor que la que predice

la CDMFOL. Esto implica que los ME que observamos posiblemente no representen el modo de propagación de ondas de Love.

La estación CUER, de la cual poco hemos hablado, presenta un mejor ajuste de ME a la CDMFOR entre 7 y 10 (componentes vertical y radial). En esta estación encontramos que los componentes vertical y transversal son muy similares entre 6 y 10 s. Para este sitio, podemos decir que la CDMFOR sí es representativa de los parámetros en la estructura entre la costa y el D.F. Este resultado lo podemos atribuir al hecho de que esta estación se encuentra más cercana a la Cd. de México, lugar que ha servido de referencia para deducir el modelo de Campillo *et al.* (1989).

La energía sísmica emitida hacia el centro del país por el sismo que hemos analizado, ha sido bien registrada entre 8 y 10 s, intervalo de período donde las ondas superficiales pueden muestrear parte de la corteza superior. Los resultados obtenidos en esta banda de período son representados fielmente por los parámetros de MVPCDF. Por lo contrario, en períodos menores de 8 s la energía sísmica emitida por la fuente ha sido pobremente registrada, y las observaciones no son lo suficientemente contundentes para proponer a que distancia de la costa se presentan cambios significativos en la amplificación del movimiento sísmico. Sin embargo, los resultados obtenidos hasta el momento nos indican que existen considerables variaciones en la estructura superior de la corteza entre las costas de Guerrero y el Valle de México. Suponemos que tales variaciones son inferiores a 22 km de longitud de onda (períodos menores de 8 s y velocidades de corte alrededor de 3 km/s). Estas variaciones están relacionadas a los parámetros promedio de la estructura de la corteza (entre 100 km y 250 km de la costa hacia el centro del país), parámetros que son complicados de reproducir a fin de representar nuestras observaciones. Finalmente, creemos que un juego de datos obtenidos de un sismo de mayor magnitud, puede reforzar nuestros resultados.

### 3.3 Datos de Magnitud

A lo largo de las costas del Pacífico mexicano se produce una gran actividad sísmica debido a la subducción de la placa de Cocos bajo la placa de Norteamérica. Los sismos que se originan en esta zona van desde microsismos ( $M < 3$ ) hasta sismos de gran magnitud, por ejemplo, el terremoto del 19 de septiembre de 1985 ( $M_s=8.1$ ). La energía sísmica liberada por este sismo ha tenido consecuencias catastróficas a más de 300 km de distancia epicentral, principalmente para la Ciudad de México. Actualmente, el Servicio Sismológico Nacional (SSN) mantiene una amplia red de estaciones sismológicas a fin de monitorear la actividad sísmica generada en la zona de subducción y en el interior del país. La mayoría de las estaciones cuentan con un sismómetro vertical de período corto ( $T_0=1.0$  s). La red esta conformada por estaciones del SSN, estaciones el Instituto de Ingeniería del la UNAM (SISMEX) y las estaciones de la red local de Guerrero. Los registros obtenidos por la red del SSN se utilizan principalmente para elaborar reportes periódicos que resumen la localización de los eventos detectados y su magnitud.

En este estudio recurrimos a la base de datos del SSN de tal forma que se contribuyera a resolver el problema de amplificación regional observada en el centro del país. De esta base datos hemos recopilado los datos originales de magnitud para cada una de las estaciones y analizamos estadísticamente la distribución espacial de los residuos de magnitud observados en cada estación relativamente a la magnitud promedio calculada. Dado que existe una gran cantidad de datos disponibles, creemos que tendremos una base de datos suficiente que nos permita discriminar entre efectos relacionados con la localización y magnitud de los temblores y los efectos relacionados con la amplificación regional del movimiento sísmico.

Se sabe que las diferencias observadas en los residuales de magnitud obedecen principalmente a efectos estructurales (Phillips y Aki, 1986). Efectivamente, la existencia de una resonancia no amortiguada provoca que la duración de la coda (el intervalo de tiempo desde la llegada de la onda P hasta que la energía del movimiento sísmico se confunde con el ruido) sea artificialmente más alta en sitios con sedimentos. La energía de las ondas atrapadas por una estructura local puede permanecer dentro de ella por largo tiempo. La disipación de esta energía dependerá de la atenuación local, la pérdida de la energía radiada en las fronteras, el modo de dispersión el cual depende del tipo de onda (onda de cuerpo o superficial) y la geometría del área o volumen resonante. Si la disipación de los modos excitados o las ondas superficiales atrapadas es ineficiente, entonces la energía de la coda presentara resonancia. La coda incrementará su duración y tendrá altos valores de  $Q_c$  (taza lenta de decaimiento en función del tiempo) (Phillips y Aki, 1986).

Si bien es cierto que la geología local influye directamente en la duración de la coda, en este apartado se analizarán por separado aquellos factores que pudieran influir en el comportamiento del residual de magnitud sin tomar en cuenta, por el momento, la geología local donde se encuentra ubicada la estación. Los factores que se analizarán son la magnitud del evento, acimut y distancia entre el epicentro y la estación, y la profundidad del evento.

Para sismos locales (distancias epicentrales menores a 100 km) la duración de la coda es casi independiente del acimut, la distancia epicentral y la naturaleza de la trayectoria entre el epicentro y la estación (Aki, 1969, Aki y Chouet 1975). Para la Ciudad de México, la larga duración de la coda observada en los registros de aceleración es un fenómeno bien conocido. Hasta el momento se desconoce si esta duración este relacionada a la posición que guarda la Cd. de México con respecto a la zona de subducción del Pacífico. Sin embargo, recientemente se ha observado (Singh y Ordaz, 1993) que registros de aceleración debidos a sismos que se localizan a más de 500 km de distancia, además de presentar larga duración de la coda, presentan trenes de onda monocromáticos que decrecen lentamente en amplitud ("beating"). Este fenómeno no se presenta en estaciones de zona de lomas para distancias menores. Singh y Ordaz (1993) sugieren que la duración y el "beating" presente en los registros del Valle de México, se debe a que probablemente la coda recibe contribuciones de energía sísmica adicional que sigue multitrajectos entre la fuente y la estación y/o multitrajectos dentro del Valle de México.

Sabemos que la estructura geológica de la corteza continental superior del país presenta contrastes de petrología, estratigrafía como en su estructura muy fuertes, tanto que los efectos de trayecto y sitio, ocasionados por el movimiento sísmico, son un fenómeno difícil de separar. Esta complejidad geológica de la corteza juega un papel importante en el movimiento observado en el centro del país. En este estudio contamos con datos suficientes (epicentros y duración de los registros en las estaciones) que han muestreado parte de la corteza continental del país. Efectivamente, la figura 1 muestra la amplia distribución de los epicentros y estaciones utilizadas en este estudio. Estos datos cubren diferentes distancias y acimuts entre los epicentros y cada una de las estaciones. Esperamos que los resultados de este estudio nos permitan proponer una distribución geográfica de las trayectorias sísmicas entre la fuente y la estación, donde se manifiesten aquellas trayectorias que contribuyen a la amplificación del movimiento sísmico observada en el centro del país.

### **3.3.1 Adquisición**

Se ha compilado la sismicidad del año de 1993 (figura 1). Los datos corresponden a los boletines que reporta mes a mes el SSN. Estos datos son los archivos con extensión .LEC que utiliza el programa HYPO71 adaptado para computadoras personales por Lee y Valdés (1985). Se analizaron 786 eventos registrados en 28 estaciones (figura 1 y tabla 2). El

análisis se inicio dividiendo los eventos en dos grupos; el primer grupo incluyó sismos con profundidad de hipocentros menor o igual a 50 km, esto es, aquellos eventos que probablemente generaran más eficientemente ondas superficiales que afectarían la duración de la coda. Posteriormente, se analizaron los sismos de más de 50 km de profundidad a fin de complementar el análisis y observar las diferencias que presentan con en el primer grupo de eventos.

Un inconveniente para llevar a cabo el análisis del juego de datos es la falta de calibración de las estaciones del SSN. Efectivamente, si el lugar donde se encuentra la estación está afectado por la geología superficial con medios de baja impedancia, el medio vibrará con mayor amplitud ante el movimiento sísmico y consecuentemente el decaimiento de la coda será más lento. La corrección por ganancia del instrumento es importante en el cálculo de la duración de la coda, ya que de esta manera se removerían todos los factores significativos que afectan la duración del registro. Creemos que el cálculo de los residuos de magnitud nos permitirá observar si existen diferencias ocasionadas por la falta de corrección a la estación y los efectos relacionados con el trayecto que sigue el movimiento sísmico.

**Tabla 2.** Estaciones del Servicio Sismológico Nacional (SSN) utilizadas en este estudio. Las estaciones de la 1 a la 10 corresponden a la Red de Guerrero.

EST.	LAT.	LONG.	EST.	LAT.	LONG.
1 ACX	16.87	- 99.92	15 PBJ	16.44	- 95.41
2 PAYO	17.02	-100.24	16 CGX	19.69	-103.51
3 SJRO	17.14	-100.47	17 CRX	19.41	- 99.68
4 TETZ	17.16	-100.63	18 UNM	19.33	- 99.18
5 NUXC	17.21	-100.75	19 TPM	18.98	- 99.06
6 FLOR	17.23	-100.39	20 PPM	19.07	- 98.63
7 PPNA	17.30	-101.04	21 IIT	19.02	- 98.31
8 PROG	17.38	-100.62	22 IIA	19.15	- 98.66
9 PTAG	17.47	-100.18	23 IIS	18.99	- 97.38
10 PTAE	17.46	-100.74	24 LVV	19.74	- 96.45
11 PIM	18.27	-101.88	25 LVM	19.54	- 96.52
12 MRX	19.70	-101.19	26 EVV	18.46	- 95.35
13 III	18.38	- 99.47	27 SCX	16.44	- 92.63
14 OXX	17.08	- 96.72	28 TPX	14.91	- 92.27

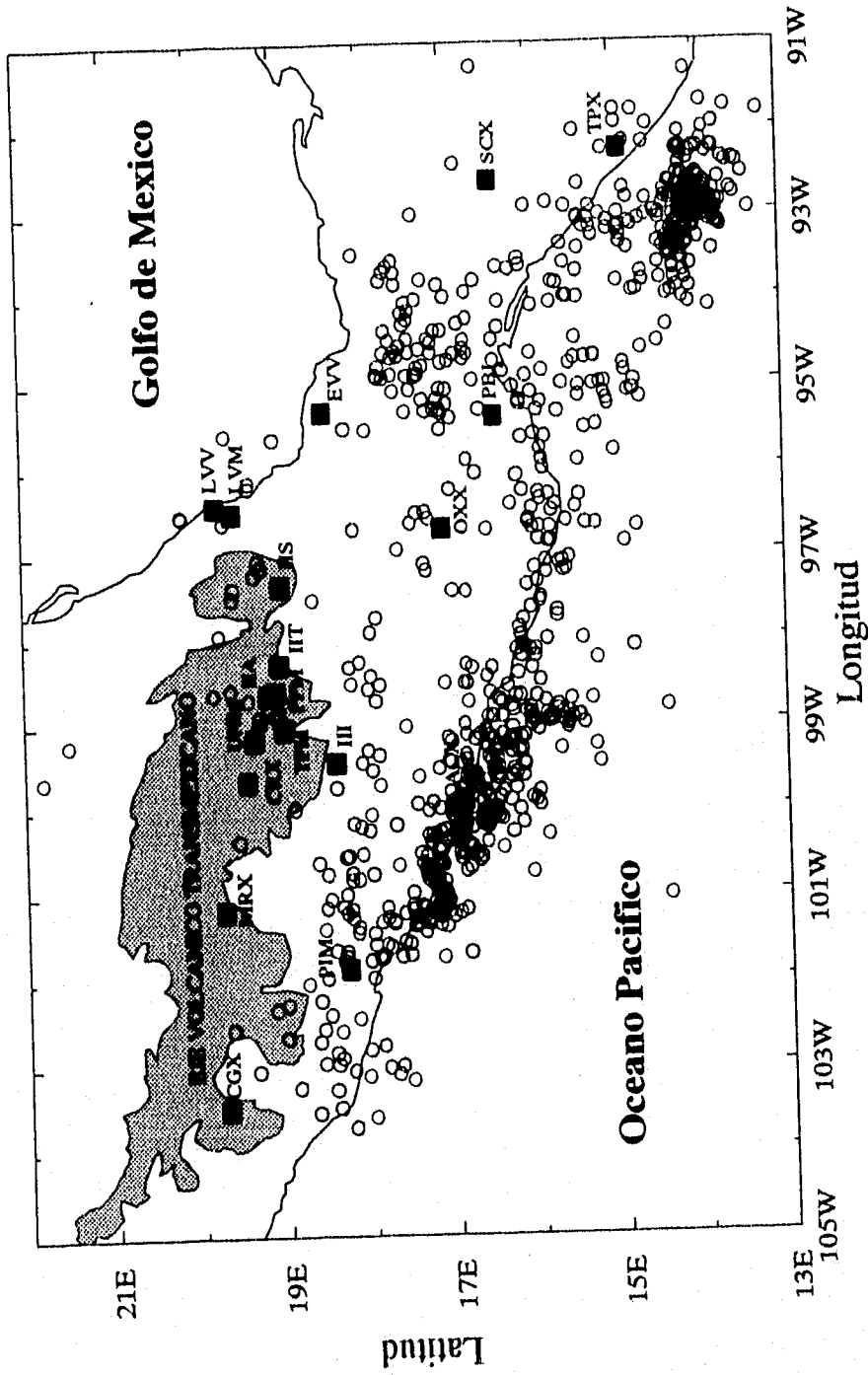


Fig. 1. Localización de los epicentros (círculos) reportados por el Servicio Sismológico Nacional (SSN) durante el año de 1993. Los círculos sólidos representan epicentros donde la profundidad es mayor a 100 km. Los cuadros muestran la ubicación de las estaciones que se tomaron en cuenta en este estudio.

### 3.3.2 Procesamiento y Análisis

Iniciamos calculando el residual de magnitud (RM) en cada estación. Este RM es el resultado de la diferencia entre la magnitud en cada estación y la (Mc) reportada por el SSN. La magnitud de coda es el promedio de las magnitudes obtenidas en cada estación, calculadas mediante la fórmula propuesta por Havskov y Macías (1982):

$$Mc = 0.09 + 1.85 \log_{10} (T) + 0.0004 (D)$$

donde T es la duración de la coda en segundos y D es la distancia epicentral en km. Esta fórmula es una escala empírica de magnitud de coda desarrollada para algunas estaciones mexicanas de período corto, utilizando una regresión de mínimos cuadrados de  $m_b$  contra  $\log_{10} T$ , donde T es la duración de la coda en segundos. La magnitud en cada estación es calculada mediante la misma fórmula, tomando la duración de la coda que se encuentra en los archivos .LEC.

El análisis se llevó a cabo considerando que la magnitud calculada en cada una de las estaciones debería ser casi perfectamente representada por la ecuación propuesta por Havskov y Macías (1982). Idealmente, la diferencia entre la magnitud en la estación y la magnitud promedio (Mc) debería ser pequeña. Sabemos que en realidad hay diferencias importantes. Por ello, nos propusimos analizar el RM en cada estación en función de cuatro parámetros que podrían influir en su valor. Estos parámetros son: la magnitud del sismo, la profundidad del sismo, el acimut de la estación al epicentro y la distancia epicentro-estación. Se ha graficado el RM contra cada uno de estos parámetros tratando de agrupar aquellas estaciones que se encuentran cercanas entre sí, con el fin de encontrar las diferencias y similitudes en el comportamiento de su RM.

El análisis se inicio graficando el RM contra la magnitud del sismo (figura 2). Observamos que los sismos de magnitud de coda menor a 4 y con profundidades menores a 50 km, presentan una mayor dispersión de su RM. El número de estos sismos es mayor para las estaciones PPM, III y ACX. Aunque las estaciones de la red de Guerrero no aparecen en las gráficas, ellas registran la mayoría de los sismos de  $Mc < 4$ . En las estaciones de la red de Guerrero se observó que el RM tiene una gran dispersión siempre hacia valores negativos. Por otra parte, si tomamos en cuenta que existen tres analistas en el SSN, existe la posibilidad de que las lecturas obtenidas del sismograma presenten variaciones, específicamente para aquellos eventos difíciles de leer. Un análisis adicional se llevo a cabo para estaciones donde la confiabilidad de lecturas sobre los registros por parte de los analistas del SSN es más clara. La selección de estas estaciones se hizo mediante el peso de la estación, el cual es un número entero entre 0 y 4. En esta escala, el número 0 se le asigna a una estación donde existe el 0% de dificultad de leer los arribos de las ondas P y S sobre el registro sísmico. El caso extremo es el número 4, que corresponde al 100% de dificultad de identificar las fases sísmicas. Consideramos las estaciones con peso menor o igual a 2, que indican que los registros presentan claros



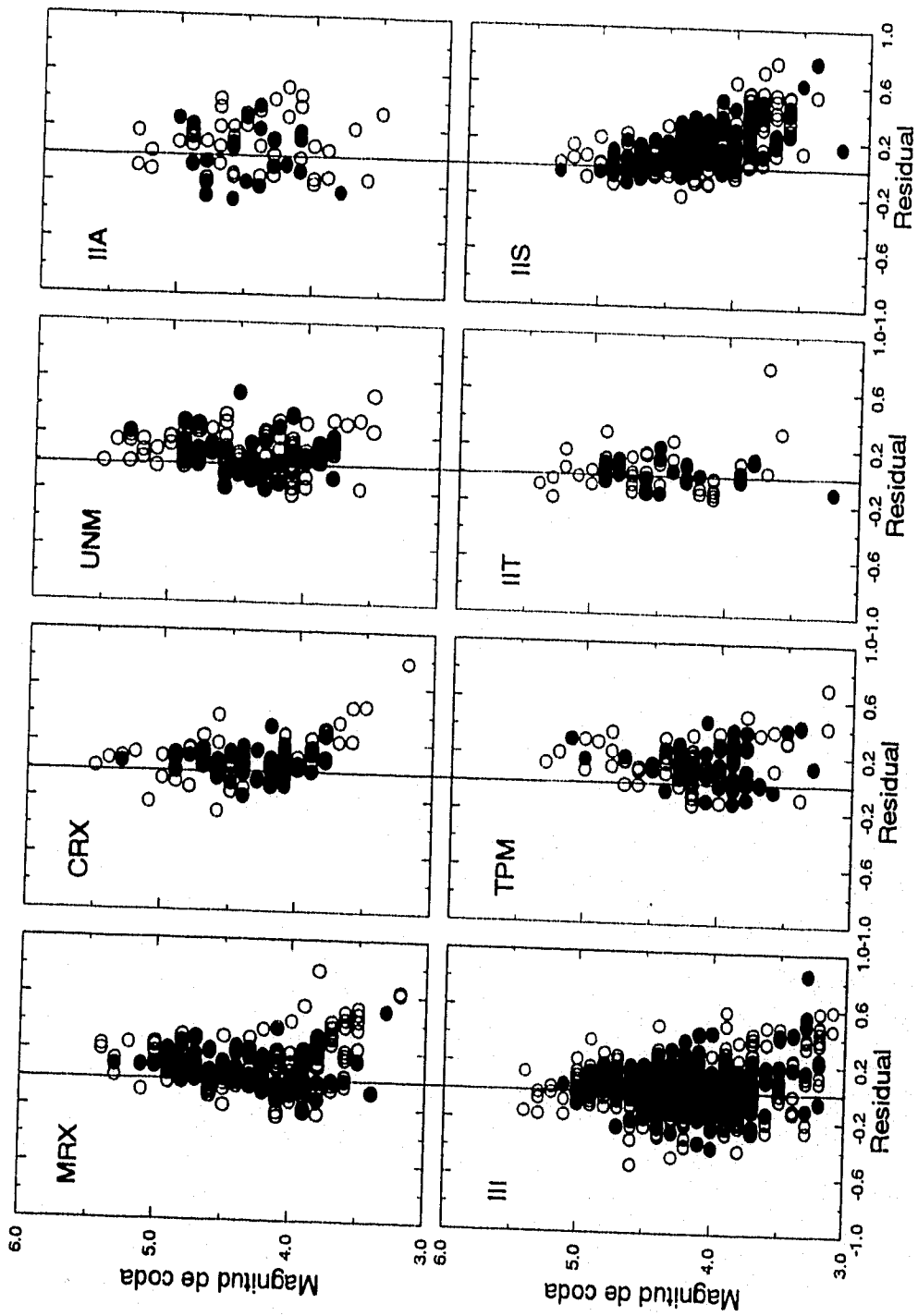


Fig. 2. Residual de magnitud contra magnitud de coda. Los círculos vacíos representan sismos con hipocentros cuya profundidad es menor o igual a 50 km. Los círculos sólidos representan sismos con profundidades mayores a 50 km.

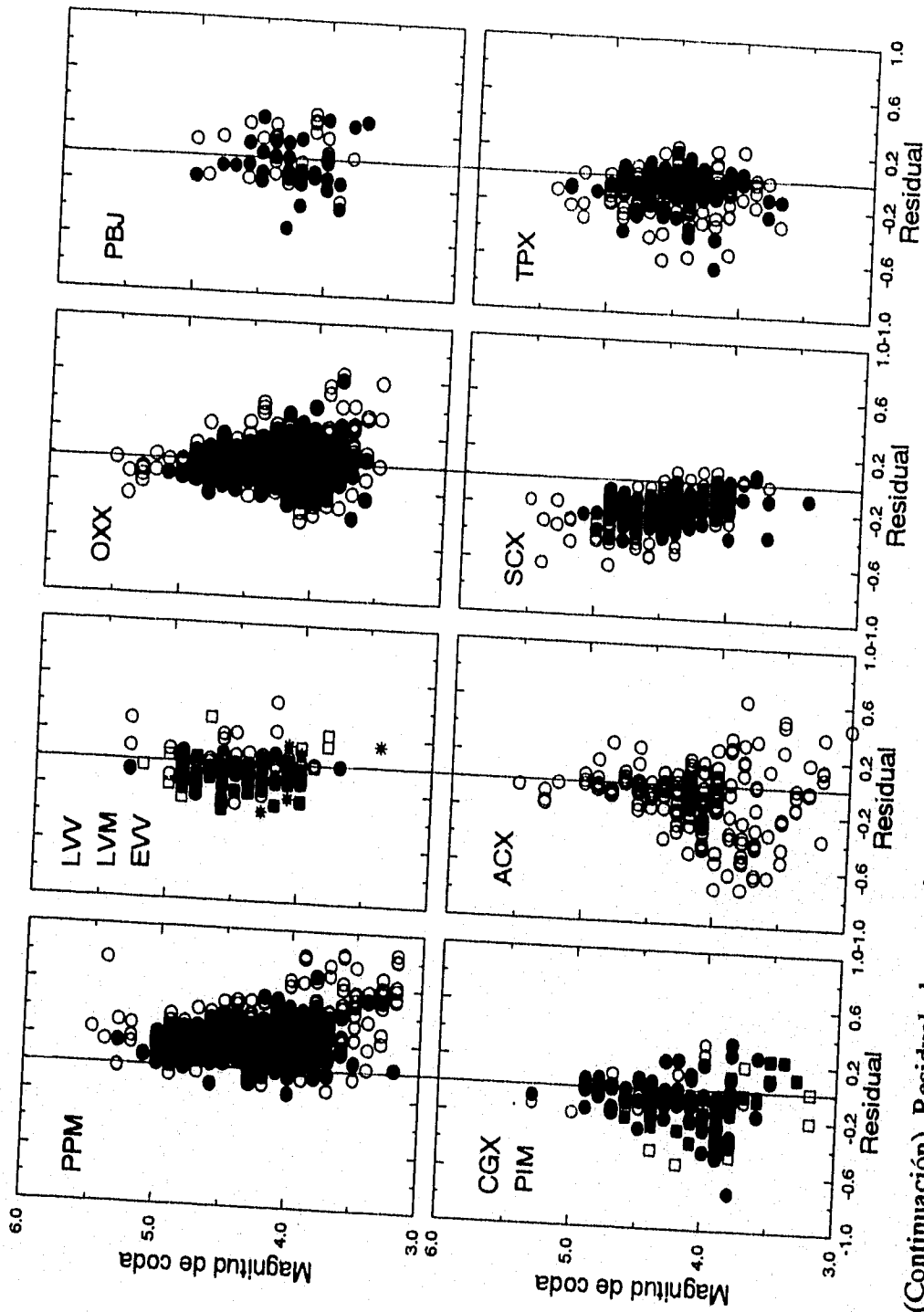


Fig. 2. (Continuación) Residual de magnitud contra magnitud de coda. Los círculos vacíos representan sismos con hipocentros cuya profundidad es menor o igual a 50 km. Los círculos sólidos representan sismos con profundidades mayores a 50 km.

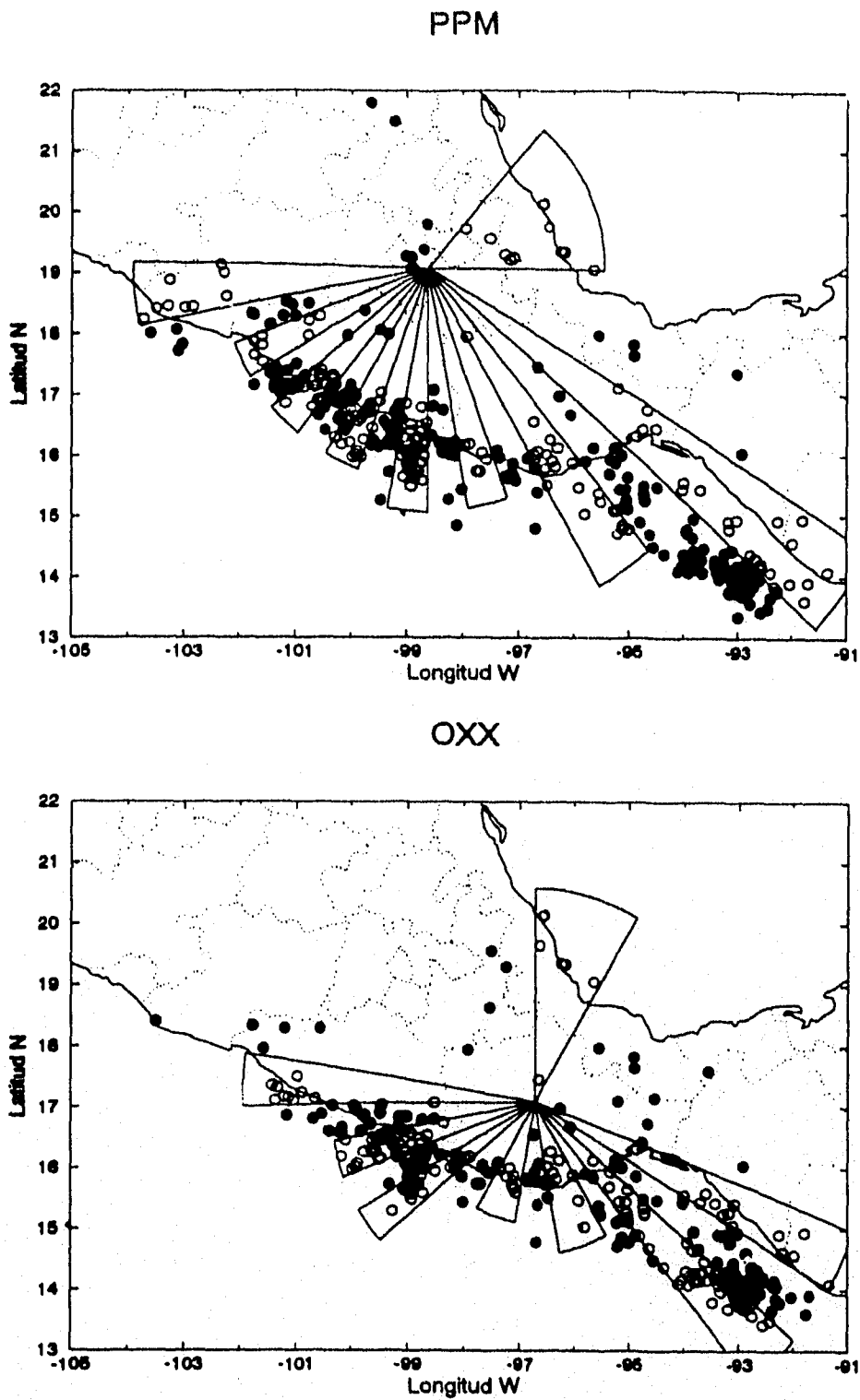
arribos de las ondas P y S, y consecuentemente, la duración de la coda está mejor definida. Este análisis condujo a una reducción de datos, más no a una reducción de la dispersión.

Para el estudio de los parámetros restantes (acimut, distancia y profundidad), hemos excluido los sismos con  $M_c < 4$  debido a la dispersión que presenta el RM para estos eventos. Así mismo, para reunir observaciones suficientes del RM, no se excluyó ninguna estación con peso mayor que 3. Consideramos que la dispersión debida a sismos con  $M_c < 4$  se puede atribuir a que la ecuación propuesta por Havskov y Macías (1982) se elaboró utilizando datos exclusivamente de eventos de  $M_c \geq 4$ .

El siguiente análisis se llevó a cabo tomando ahora en cuenta las variaciones acimutales. La figura 3 muestra diferentes intervalos de acimut analizados para las estaciones PPM y OXX. Estos intervalos de acimut generalmente son de 10 grados, variando según la densidad de epicentros dentro del intervalo. Se analizó el comportamiento del residual en función del acimut promedio (medido a partir del norte en sentido contrario a las manecillas del reloj). La figura 4 presenta el comportamiento del RM para ocho estaciones localizadas principalmente sobre el eje neovolcánico.

De manera similar a los estudios de magnitud y acimut, se gráfico el RM contra distancia epicentral. La figura 5 presenta los resultados de este estudio, donde se observa en forma general que: a) a distancias epicentrales mayores de 550 km el RM es positivo para las estaciones ubicadas en el centro del país y, b) por debajo de esta distancia el RM oscila alrededor de cero y es negativo para estaciones muy cercanas a la zona epicentral. Un análisis similar se llevo a cabo tomando en cuenta la profundidad del evento (figura 6), encontrando que las estaciones III y OXX sufren variación el RM para sismos con más de 90 km de profundidad. Para el resto de las estaciones la profundidad es un parámetro el cual no afecta.

Finalmente, hemos obtenido la media y la desviación estándar (como una medida de la dispersión) de los RM en cada una de las estaciones. Analizamos el comportamiento de estos valores debido a sismos ubicados en cuatro subzonas a lo largo de la zona de subducción del pacífico mexicano. Estas subzonas epicentrales se caracterizan porque están limitadas por fracturas sobre la placa de Cocos y presentan diferentes tasas relativas de convergencia entre la placa oceánica y continental (Pardo y Suárez, 1995). La subzona 1 esta ubicada entre  $104^\circ\text{W}$  y  $102^\circ\text{W}$ , limitada al noroeste por la fractura Rivera y al sureste por la fractura Orozco. La subzona 2 la ubicamos entre  $102^\circ\text{W}$  y  $98^\circ\text{W}$ , la cual comprende todos los epicentros ubicados en el la región de Guerrero, donde se encuentran la mayor cantidad de datos utilizados en este estudio. La subzona 2 se encuentra limitada al sureste por la fractura O'Gorman. La tercera subzona esta comprendida entre  $98^\circ\text{W}$  y  $95^\circ\text{W}$ , y se encuentra limitada al sureste por la cresta de Tehuantepec. La ultima subzona esta comprendida entre  $95^\circ\text{W}$  y  $91^\circ\text{W}$  y es la segunda zona con mayor cantidad de datos después de la subzona 2.



**Fig. 3** Distribución de epicentros localizados por las estaciones PPM y OXX. La separación de epicentros en forma radial a partir de la estación corresponde a diferentes ángulos de acimut (intervalos de  $10^\circ$  aproximadamente), medidos en contra de las manecillas del reloj a partir del norte.

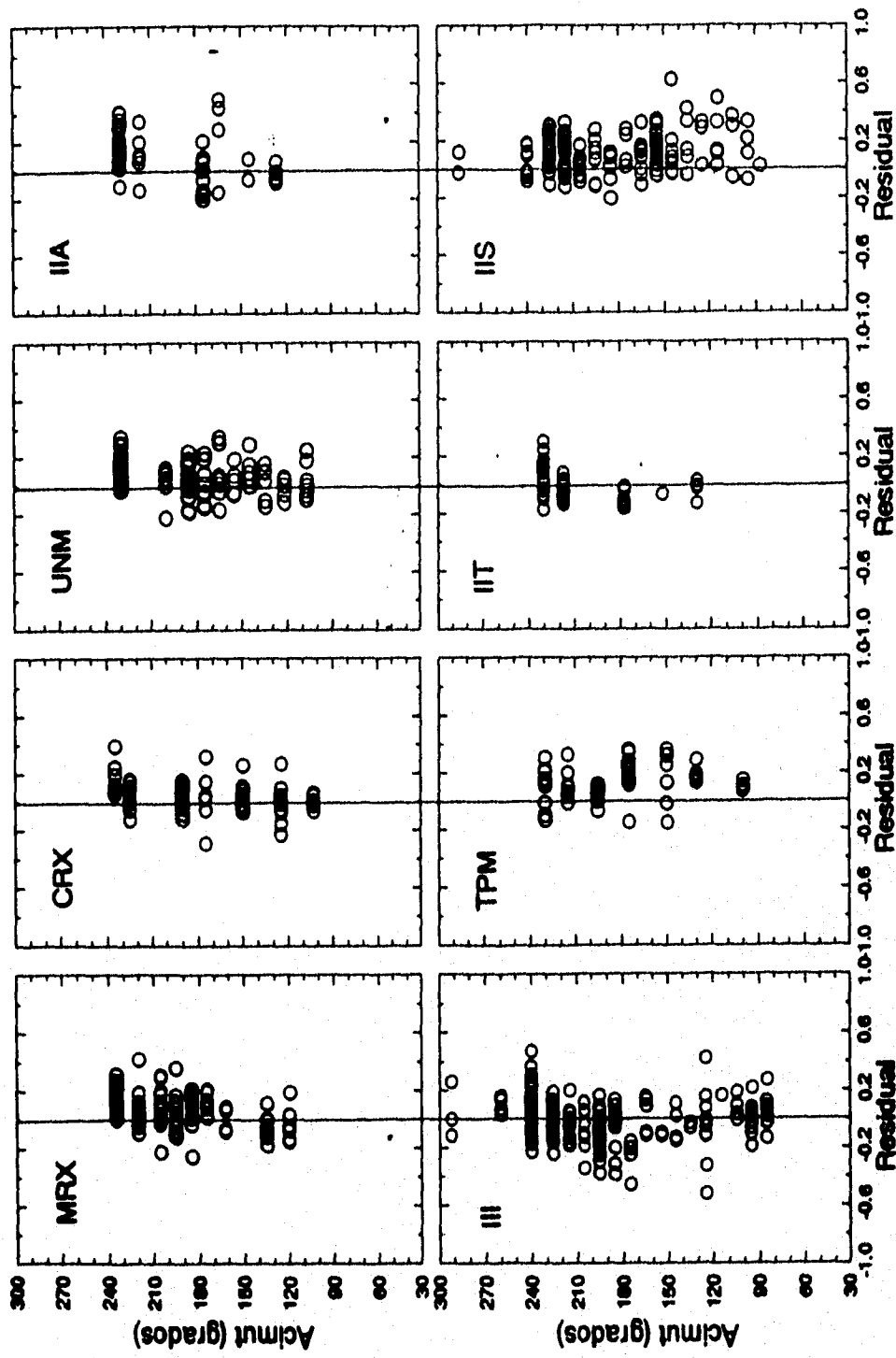


Fig. 4. Residual de magnitud contra acimut. En estas gráficas se muestran los residuales de magnitud para cada uno de los intervalos de acimut elegidos para cada estación.

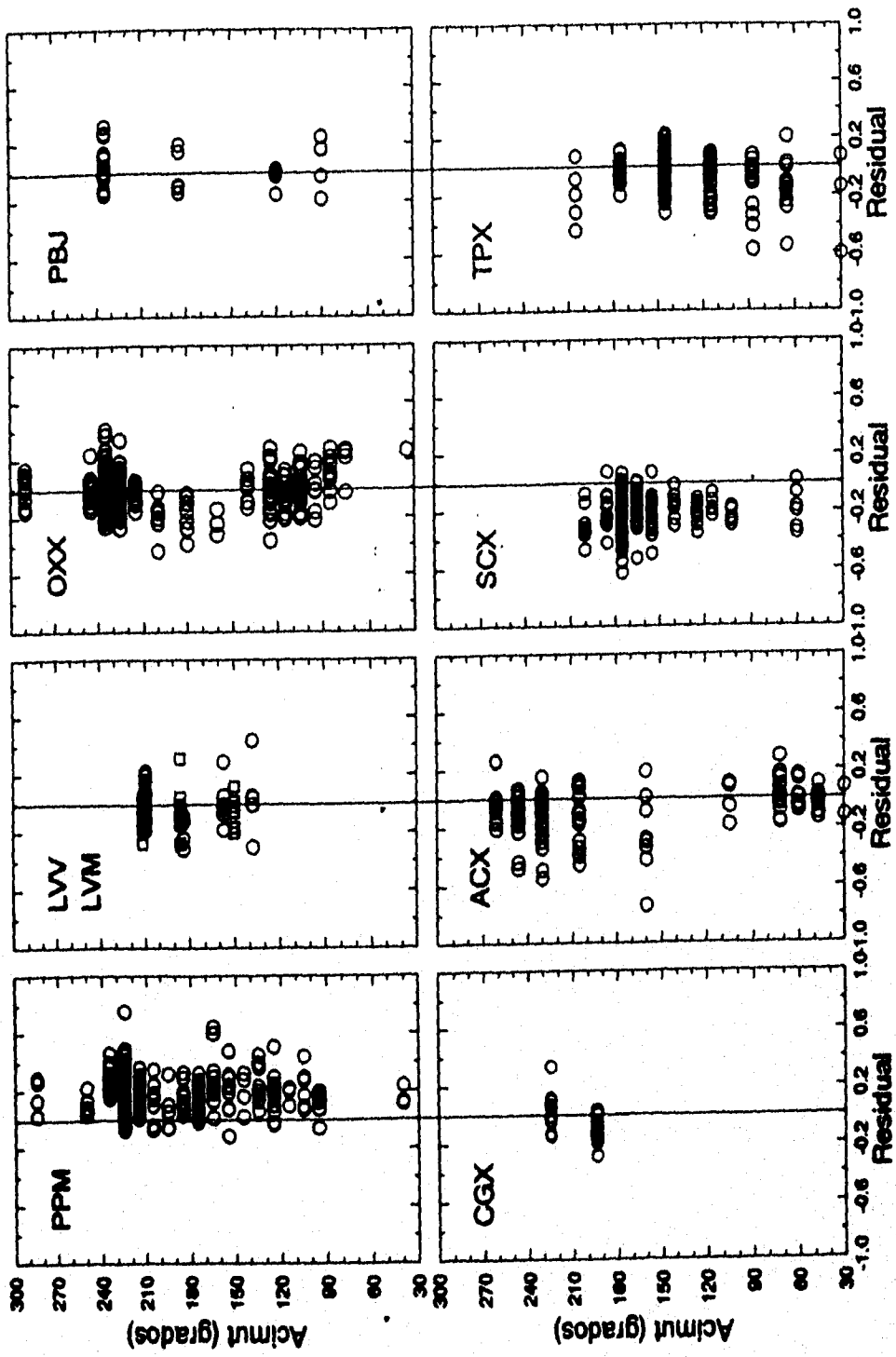


Fig. 4. (Continuación) Residual de magnitud contra acimut. En estas gráficas se muestran los residuales de magnitud para cada uno de los intervalos de acimut elegidos para cada estación.

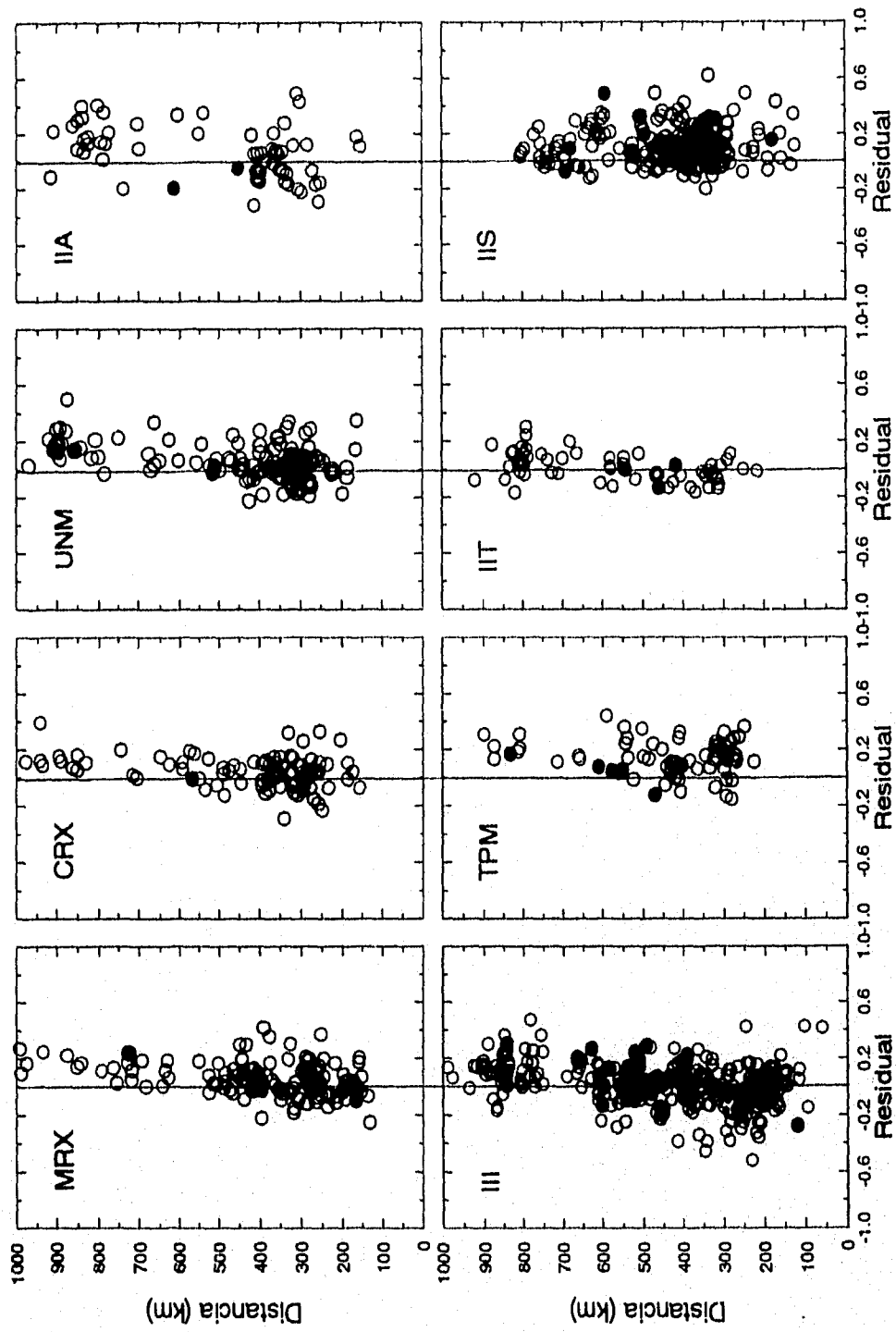


Fig. 5. Residual de magnitud contra distancia epicentral para la mayoría de las estaciones analizadas en este estudio. Los círculos sólidos representan sismos con profundidades mayores a 90 km.

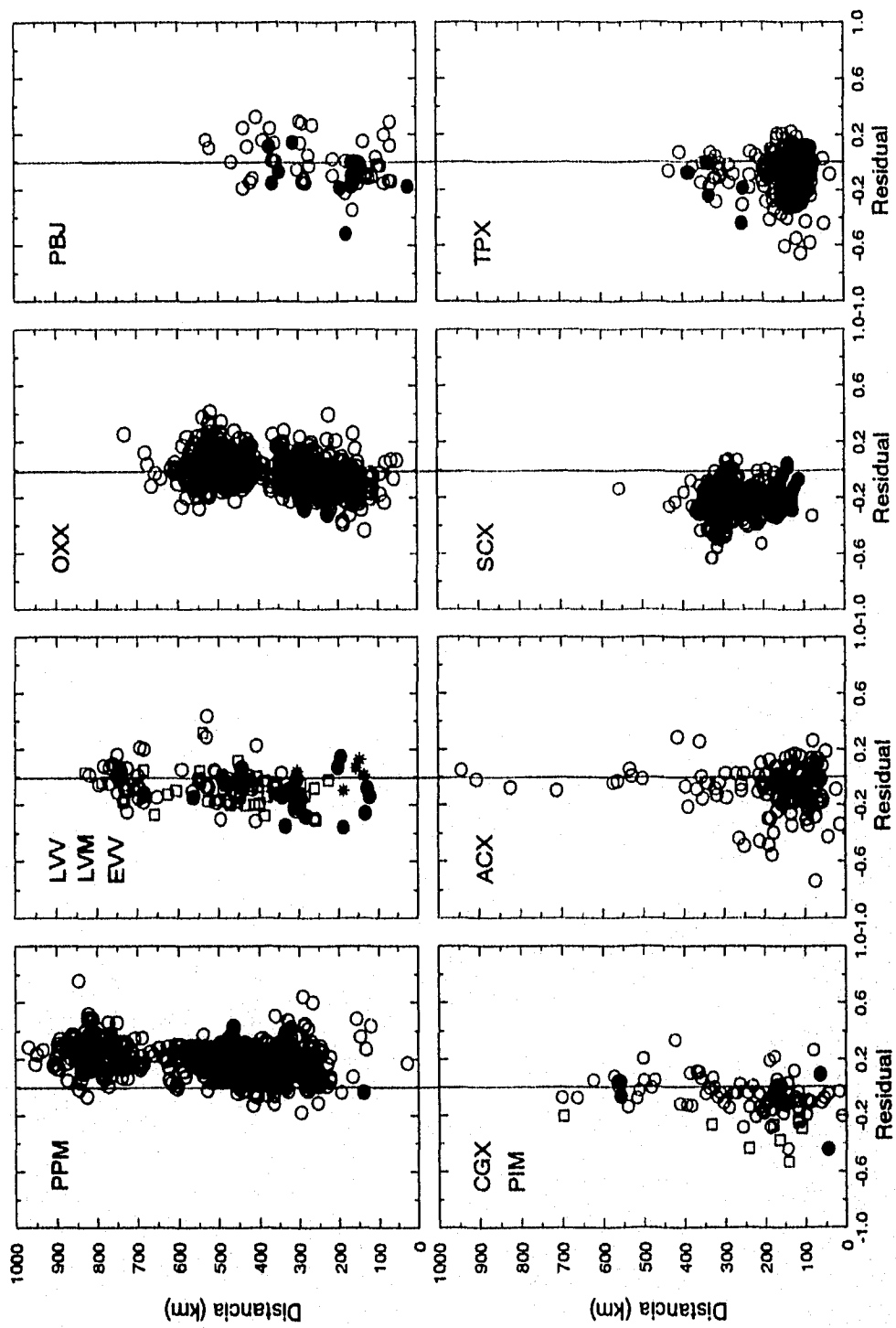


Fig. 5. (Continación) Residual de magnitud contra distancia epicentral para la mayoría de las estaciones analizadas en este estudio. Los círculos sólidos representan sismos con profundidades mayores a 90 km



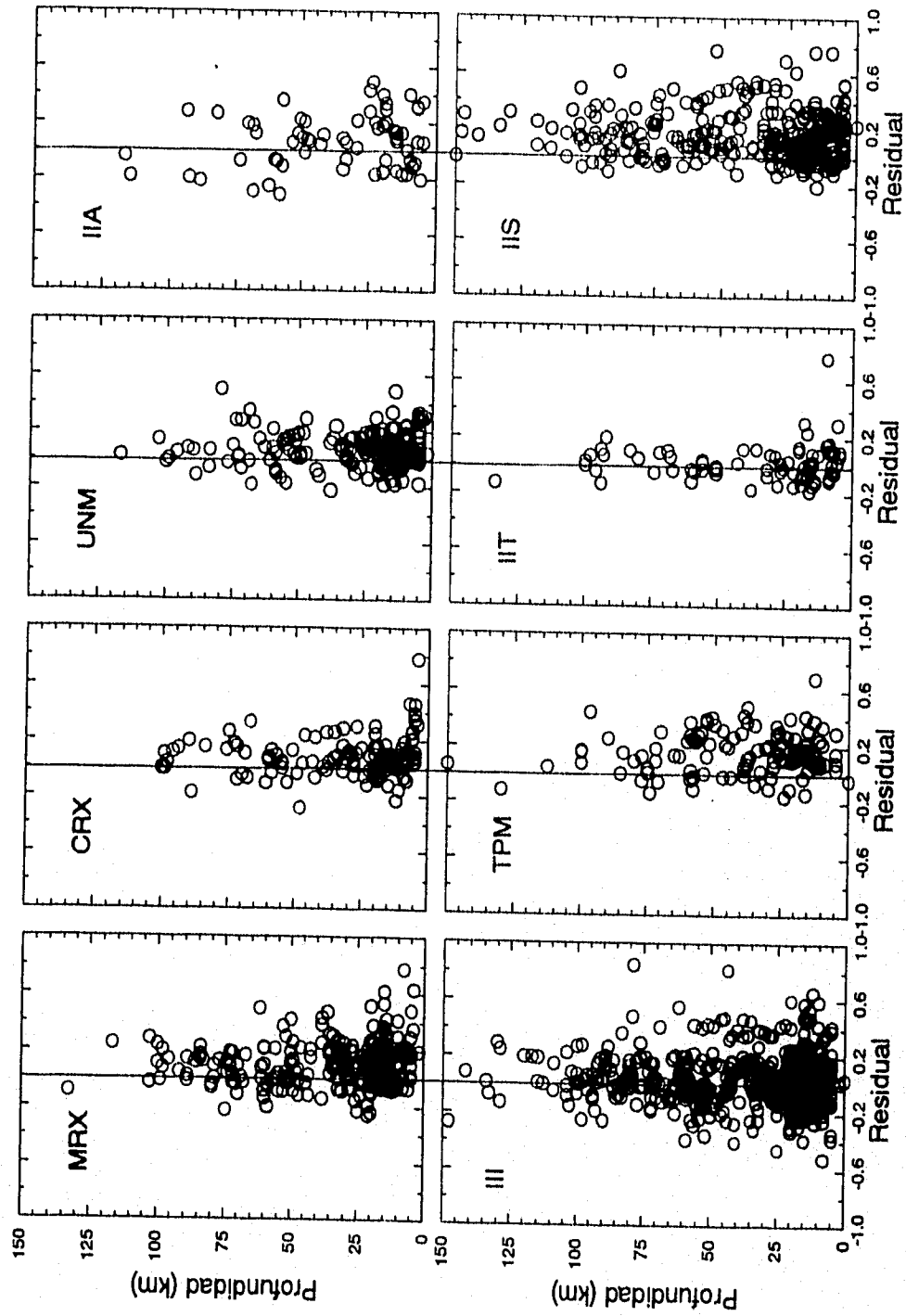


Fig. 6. Residual de magnitud contra profundidad.

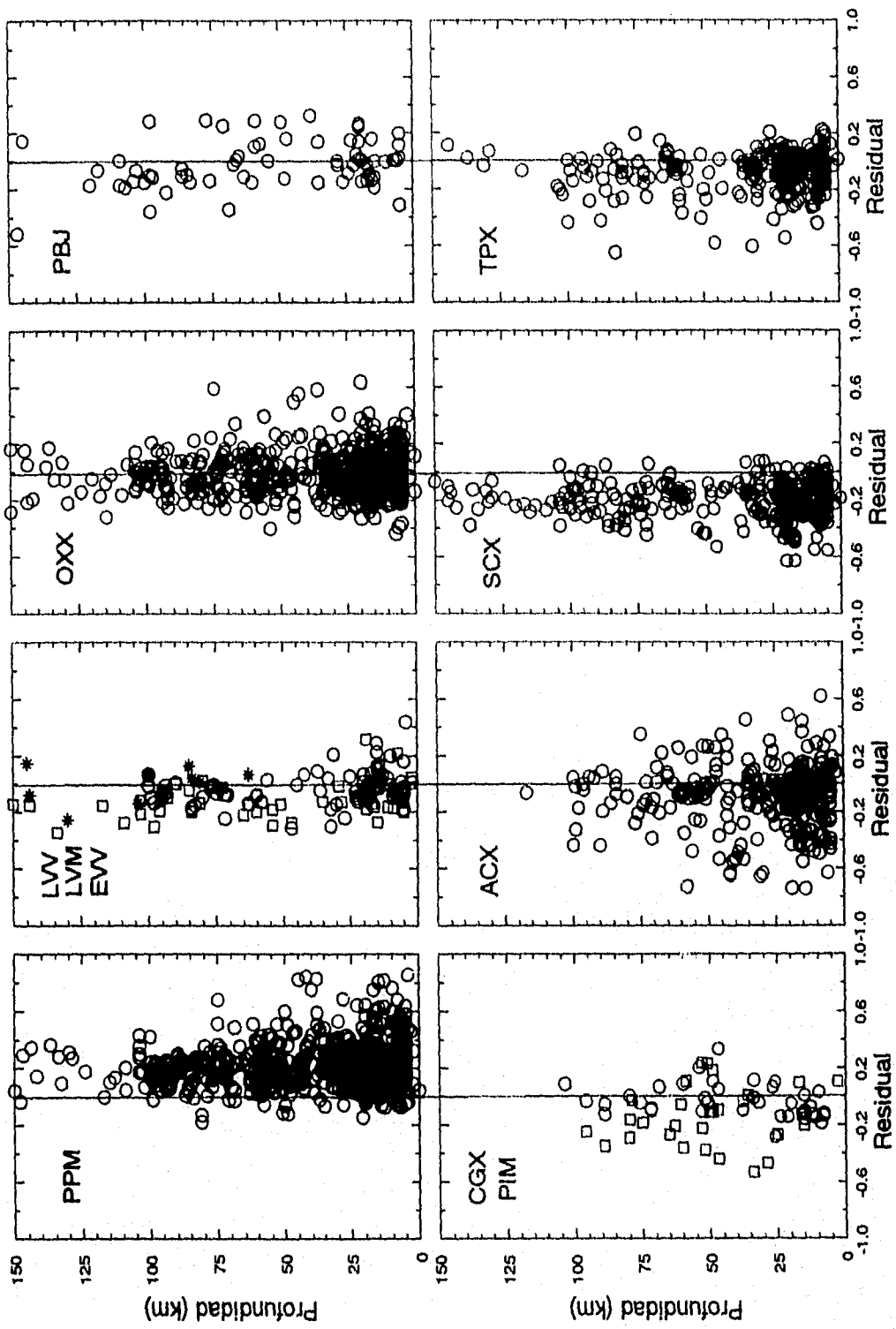


Fig. 6. (Continuación) Residual de magnitud contra profundidad del hipocentro

### 3.3.3 Resultados

Aki (1969) y Aki y Chouet (1975) encuentran que la forma y duración de la coda no dependen de la magnitud del sismo, al menos para sismos con  $M_L < 6$ . En la figura 2 se han colocado todos los RM calculados para sismos con hipocentros menores y mayores a 50 km de profundidad. Nuestros resultados muestran que el RM tiene mayor dispersión para sismos de  $M_c < 4$  e hipocentros con profundidad menor a 50 km, comportamiento que se ve acentuado en las estaciones PPM, ACX y las estaciones de la red Guerrero. Los resultados al no considerar en el análisis las estaciones con peso mayor que 3, muestran que el número de observaciones se reduce, más no así la dispersión. Al analizar la dependencia con el acimut (figura 4), encontramos que algunas estaciones del centro del país (MRX, CRX, UNM y IIA) presentan un RM positivo para epicentros localizados frente a las costas de Oaxaca y Chiapas. La estación CGX tiene un RM negativo para epicentros frente a las costas de Michoacán y oscila alrededor de cero para epicentros ubicados frente a las costas de Guerrero. Consideremos ahora la estación OXX. Esta muestra diferencias significativas en función del acimut, la distancia y la profundidad. Para sismos ocurridos frente a las costas de Oaxaca (acimut de  $180^\circ$  a partir de la estación) el RM es negativo, mientras que para sismos comprendidos entre 0 y 90 grados de acimut, el RM es positivo. Un estudio más cuidadoso en función de la distancia revela que para epicentros localizados a menos de 300 km, frente a las costas de Oaxaca y Chiapas, el RM en esta estación es negativo. La dependencia que presenta RM en función del acimut observada en OXX no se presenta en las demás estaciones.

Pasemos ahora a analizar el RM en función de la distancia. La figura 5 muestra gráficas del RM contra la distancia para estaciones situadas en el centro del país (MRX, CRX, UNM, IIT y IIA). Para distancias epicentrales mayores a 550 km el RM es positivo. Abajo de 550 km el RM oscila alrededor de cero con una ligera tendencia hacia el eje positivo. En la estación III, el RM es positivo arriba de los 650 km y para distancias epicentrales menores oscila alrededor de cero. Las estaciones LVV, LVM y EVV se encuentran muy cercanas entre sí, sin embargo presentan un comportamiento diferente. LVV tiene un RM que oscila alrededor de cero para distancias mayores a 550 km y que es negativo por debajo de esta distancia, mientras que en la estación LVM, al igual que en la estación EVV, el RM es negativo.

Analicemos ahora las estaciones fuera del centro del país. En la estación OXX el RM se mantiene oscilando alrededor de cero, pero depende de la distancia. En la estación CGX, para distancias epicentrales mayores de 300 km (epicentros ubicados en las costas de Guerrero) el RM es positivo, mientras que para distancias epicentrales menores a 300 km el RM es negativo (epicentros en la región de Michoacán). ACX es la estación que se encuentra más cerca de la zona de subducción. La dispersión en su RM es mayor para eventos cercanos, principalmente hacia la parte negativa, en comparación con eventos a mayor distancia epicentral.

Las estaciones PPM y TPM, que pertenecen también al centro del país, presentan un RM positivo. En estas estaciones no se observó ninguna variación en función de la magnitud, acimut, distancia y profundidad. Se observa que la estación PPM es la que registra el mayor número de eventos. Esto se debe a que es una estación de alta ganancia (C. Valdés., comunicación personal).

Se estudió también, la posible dependencia de RM en función de la profundidad del sismo, graficando la profundidad contra el residual de magnitud (figura 6). Se encuentra que no existe una variación de RM en función de la profundidad del hipocentro para sismos con menos de 90 km de profundidad en la gran mayoría de las estaciones. Sin embargo, como se había mencionado, el RM en las estaciones OXX e III sí muestra diferencias en función de la profundidad del sismo. En la estación OXX, los sismos con profundidad mayor a 90 km localizados frente a las costas de Chiapas, provocan que el RM sea positivo, mientras que los que se encuentran en el Istmo de Tehuantepec presentan RM negativo. En cuanto a la estación III, se observa que el RM es negativo para sismos a una distancia epicentral menor a 300 km, y es positivo para sismos que se encuentran a más de 650 km de distancia.

En la figura 7 graficamos la distribución de las estaciones utilizadas en este estudio y su correspondiente media de RM debido a los sismos comprendidos en las 4 subzonas. De igual forma, la figura 8 presenta los valores de desviación estándar. La media del RM debido a la subzona 1 es muy aproximada a cero, de igual forma la desviación estándar es menor que una unidad. Esto posiblemente se deba a que esta subzona presenta menor cantidad de datos o la ecuación para el cálculo de magnitud si representa fielmente las observaciones. Los resultados para la subzona 2 indican que la media y la desviación estándar es mayor (aproximadamente el doble) que la calculada a partir de los datos de la subzona 1. Si analizamos la subzona 3, observamos que nuevamente la media y la desviación estándar duplican su valor en comparación a la subzona 2, aunque el número de epicentros es menor. Finalmente, la subzona 4 tiene una media mayor que la calculada para las otras subzonas, de igual manera, la media aumenta el doble de su valor con respecto a la subzona 3. Observamos que la desviación estándar en la subzona 4 es similar a la de la subzona 3, solo aumenta el doble en aquellas estaciones cercanas a los epicentros (SCX, TPX). El comportamiento descrito no es sistemático en todas las estaciones. Por ejemplo, en las estaciones IIT, IIS, III y OXX observamos que los valores de la media y la desviación estándar no se duplican de manera sistemática como en las demás estaciones, además el valor de la media pasa de negativo a positivo. En forma general, observamos que la media del RM en las estaciones ubicadas en el centro del país es positivo, y negativo para las demás estaciones.

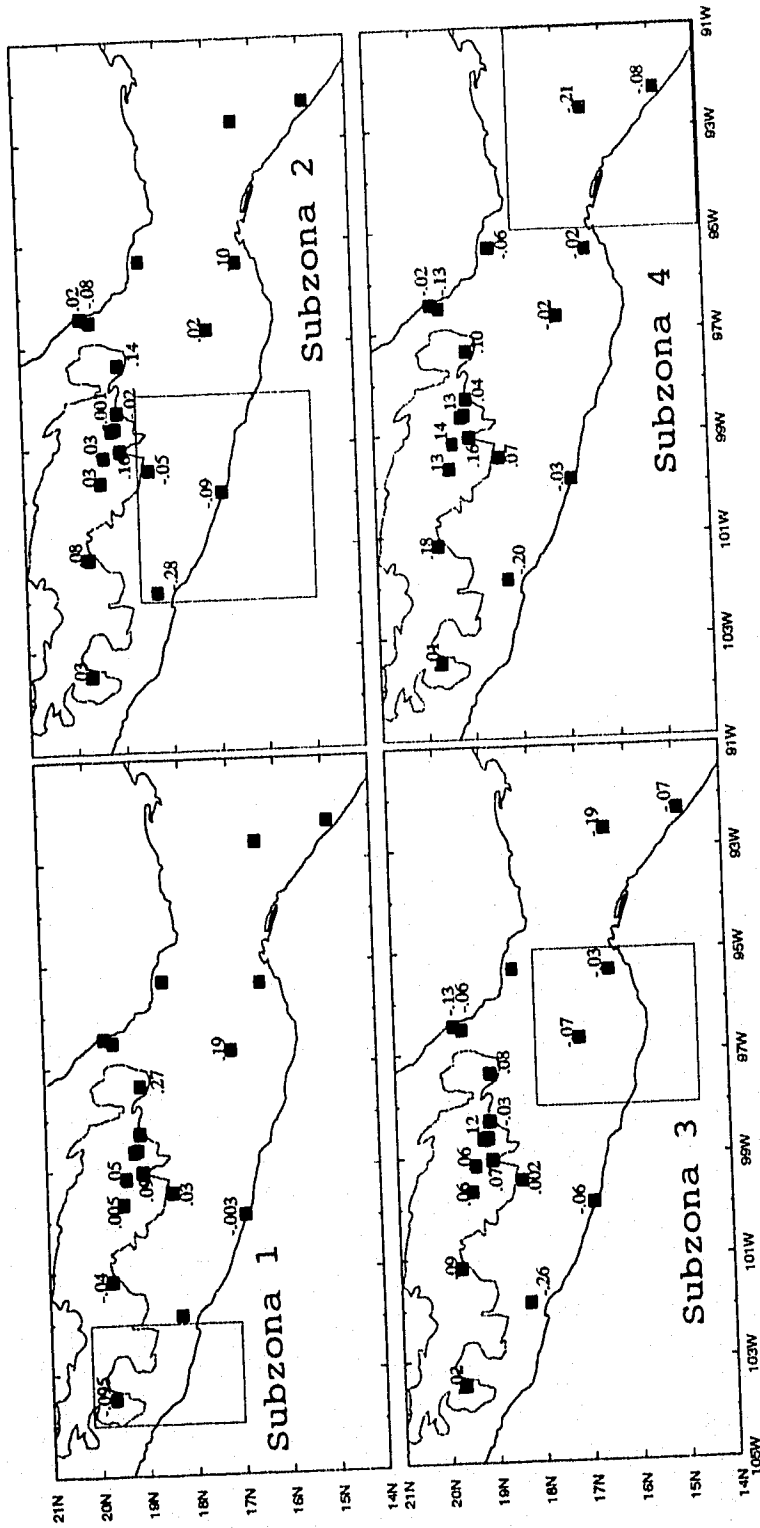


Fig. 7. Media del residual de magnitud calculada para cada una de las estaciones del SSN, debido a cada una de las subzonas sísmicas en que hemos dividido la zona de subducción del Pacífico (ver texto para explicación). Los cuadros llenos indican la localización de las estaciones. La línea discontinua delimita el Eje Volcánico Transmexicano.

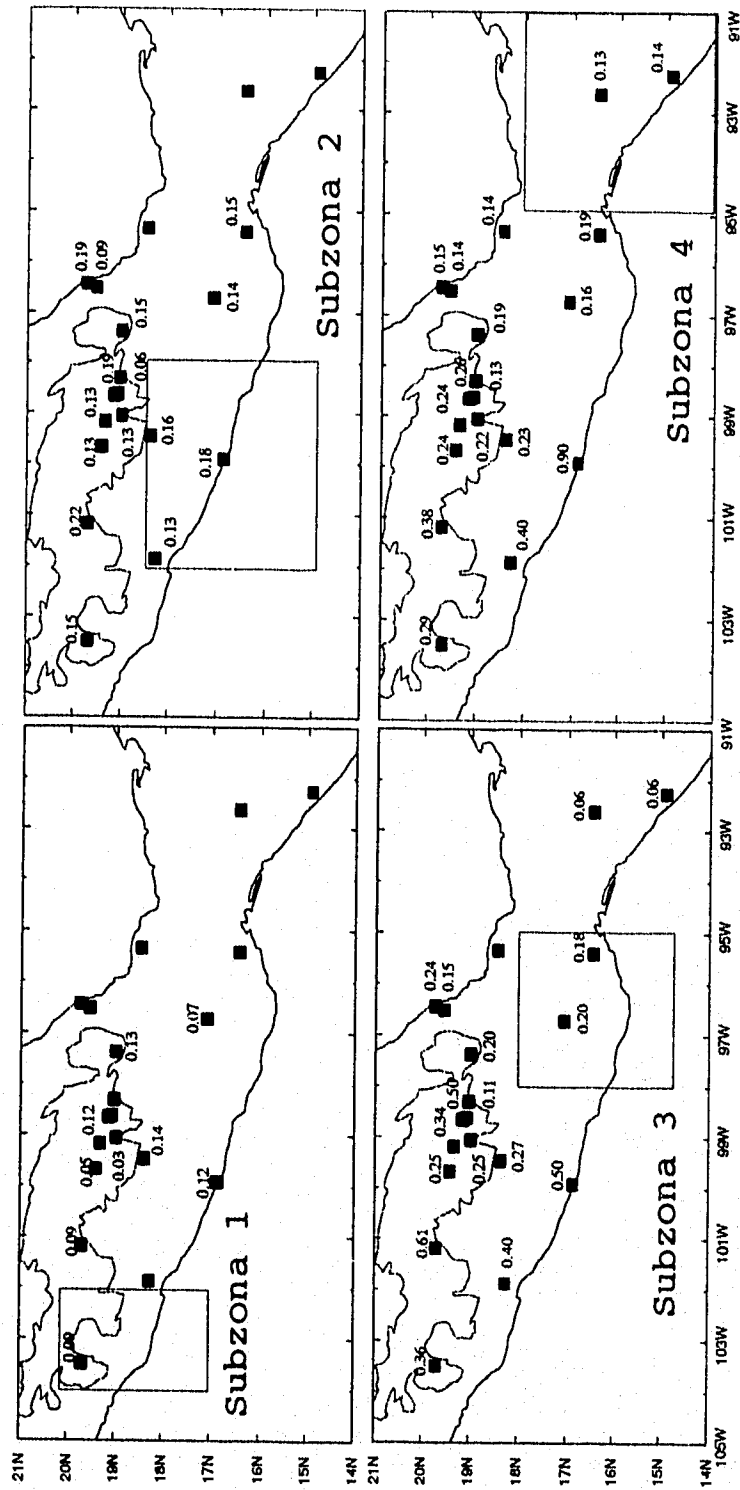


Fig. 8. Desviación estandar del residual de magnitud calculado para cada una de las estaciones del SSN, debido a cada una de las subzonas sísmicas en que hemos dividido la zona de subducción del Pacífico (ver texto para explicación). Los cuadros llenos indican la localización de las estaciones. La línea discontinua delimita el Eje Volcánico Transmexicano.

### 3.3.4 Conclusiones

Se han obtenido residuales de magnitud a partir de los datos proporcionados por el SSN. El cálculo de estos residuales se llevo a cabo calculando la magnitud en cada estación y restándola de la magnitud promedio, utilizando la fórmula empírica propuesta por Havskov y Macías (1982). Se analizó el comportamiento del residual de magnitud (RM) para la mayoría de las estaciones en función de cuatro parámetros: la magnitud del sismo, el acimut y la distancia entre el epicentro y la estación, y la profundidad.

Los resultados de este estudio muestran que el RM tiene una dispersión máxima de 0.4 unidades. Una mayor dispersión se presenta para sismos de  $M_c < 4$ . La dispersión observada se puede atribuir a que la ecuación propuesta por Havskov y Macías (1982) se elaboró utilizando datos exclusivamente de eventos de  $M_c \geq 4$ . Estos eventos se ubican principalmente frente a las costas de Guerrero y son el resultado de mantener mejor instrumentada esta zona, que es precisamente donde se encuentran las estaciones de la red sísmica de Guerrero. Para estas estaciones se encuentra una gran dispersión en el RM precisamente para sismos de  $M_c < 4$ .

Aki (1969) y Aki y Chouet (1975) encuentran que a distancias menores a 100 km, la distancia epicentral no es un parámetro que influya en la duración de la coda. Por otra parte, Singh y Ordaz (1993) observan que para sismos que se localizan a distancias epicentrales mayores de 500 km, los registros obtenidos en acelerómetros dentro del Valle de México, además de presentar larga duración de la coda, presentan "beating". Fenómeno que no se presenta para sismos que se localizan a menor distancia. El análisis de RM esta relacionado directamente con la duración de la coda. En este estudio, los resultados del RM no nos permiten observar variaciones significativas para distancias epicentrales menores a 550 km. Por arriba de 550 km el RM es positivo para estaciones ubicadas en el centro de país (MRX, CRX, UNM, IIA, IIT y III). La mayoría de los sismos que producen este comportamiento se encuentran localizados entre 91 y 96° grados longitud oeste, es decir frente a las costas de Chiapas y Oaxaca.

Las diferencias significativas del RM en función de la distancia epicentral, que presentan la mayoría de las estaciones ubicadas dentro del Eje Volcánico Transmexicano, indican que la duración de la coda es mayor que en el resto de las estaciones, para sismos a más de 550 km de distancia. Entonces, las observaciones en la duración de los registros dentro del Valle de México (Singh y Ordaz, 1993) también pueden ser extendidas fuera del Valle. Esto implica que las codas medidas en las estaciones del centro del país contienen energía sísmica adicional, que quizá provenga de multitrayectos entre la fuente y la estación, como lo señalan Singh y Ordaz (1993) para estaciones en el Valle de México. No se descarta la posibilidad de que algunas variaciones en el RM se encuentren relacionadas con efectos locales aunados a la falta de corrección por respuesta del sismógrafo. Sin embargo, el comportamiento observado en las estaciones del centro del país es el mismo, lo que sugiere que no se trata exclusivamente de un efecto local.

Para sismos ubicados a menos de 550 km del centro del país (originados principalmente en las costas de Michoacán y Guerrero) es difícil separar la dependencia del RM en función del acimut y de la distancia. Sin embargo, encontramos que la estación CGX presenta dependencia del RM en función del acimut y de la distancia. El comportamiento del RM en CGX es diferente para epicentros localizados en Michoacán que aquellos localizados frente a las costas de Guerrero. Un resultado similar se observa para la estación OXX, la cual presenta una variación compleja de RM. Entonces, para CGX y OXX existen sismos a menos de 550 km distancia epicentral donde se puede observar a la vez la dependencia del acimut. La dependencia del RM en función de la distancia y acimut observada en las estaciones OXX y CGX, sugiere que entre el trayecto fuente-estación, existen heterogeneidades que puede encontrar el movimiento sísmico para estas estaciones. Estas observaciones son corroboradas por el análisis de los parámetros estadísticos (media y desviación estándar) dividiendo la zona epicentral en cuatro subzonas. Los resultados de estos parámetros indican que los sismos ubicados a más de 500 km de distancia y al sureste de las estaciones del centro del país, producen mayor duración en los registros que la que producen sismos de menor distancia epicentral ubicados en la región de Guerrero.

Se ha observado que el RM no depende de la profundidad hipocentral, a excepción del RM para las estaciones III y OXX. En estas estaciones el RM en sismos con hipocentros a más de 90 km de profundidad sí presenta diferencias con la distancia epicentral. En conclusión, es evidente que valores de RM en la parte central del EVT son significantes con respecto a valores pequeños o negativos de RM de las demás estaciones. Esto sugiere que: la amplificación regional es claramente detectada por el RM, que esta puede estar relacionada a la estructura bajo la parte central del EVT, y, dado que los efectos más importantes aparecen a grandes distancias epicentrales, entonces, el fenómeno de amplificación regional en el centro del país parece estar relacionado a la propagación de ondas superficiales.



### Modelado

En el capítulo anterior hemos abordado el fenómeno de amplificación regional del movimiento sísmico a partir del análisis de datos. Encontramos que dicha amplificación es significativa en direcciones perpendiculares a la zona de subducción después de 100 km de distancia. Así mismo, encontramos que el modelo de velocidad promedio sugerido para la corteza entre la costa y el Valle de México, no representan adecuadamente las características de dispersión de ondas superficiales en periodos menores de 8 s. Por otro lado, el análisis de residuales de magnitud en función de la distancia epicentral y el acimut entre el epicentro y la estación, refleja que los registros obtenidos en estaciones ubicadas en el EVT contienen energía sísmica adicional que no se observa en estaciones fuera de EVT. Estos resultados sugieren que existen considerables variaciones laterales en la estructura de la corteza, que afectan la propagación del movimiento sísmico en su trayecto desde la zona de subducción hacia el centro del país. En efecto, sabemos que la corteza no es una estructura perfectamente estratificada, sino que es muy compleja, con variaciones laterales significativas de velocidad sísmica y densidad en varias escalas. Presenta además formas irregulares sobre la superficie libre e irregularidades geométricas de las interfaces en profundidad. Es importante entonces, entender cómo tales complejidades afectan las propiedades de las ondas sísmicas que viajan a través de ellas.

El uso de simulaciones numéricas es una manera directa de estudiar la propagación de ondas sísmicas en medios que incluyen variaciones laterales. Tales simulaciones numéricas han sido ampliamente utilizadas en años recientes al incrementarse considerablemente la velocidad de las computadoras. En este capítulo exploraremos modelos de la estructura de la corteza mediante la simulación numérica de propagación de ondas, a fin de que nos permitan explicar cuales son las causas más razonables (o con una mayor coherencia con las observaciones) de entre las que se han propuesto al fenómeno de amplificación regional. Requerimos un procedimiento numérico capaz de manejar al menos estructuras en dos dimensiones. El método de diferencias finitas es el adecuado para investigar este problema en distancias regionales. En el presente estudio utilizamos un esquema de diferencias finitas, desarrollado por Moczo (1989), para simular la respuesta sísmica de estructuras homogéneas en 2D ante incidencia de ondas SH. El esquema permite la incorporación de atenuación inelástica para simular la respuesta sísmica de medios absorbentes.

#### 4.1 Restricciones que deben cumplir los modelos

Nuestro conocimiento sobre la sismicidad, las características de propagación sísmica de y otros aspectos relacionados a los fenómenos de subducción entre la placa de Cocos y la placa de Norteamérica, dependen de nuestro conocimiento sobre la estructura y la distribución de velocidades dentro de la corteza. Varios esfuerzos encaminados a modelar la estructura dentro de la corteza, han sido llevados a cabo mediante experimentos sísmicos, datos de gravedad, inversión de ondas superficiales, etc., siempre unos apoyados en los resultados de otros. Un resumen de algunos de estos experimentos son presenta en Valdés *et al.*,(1986). Este autor, mediante datos sísmicos de refracción y la compilación de la información existente sobre la estructura de la corteza, propone un modelo de estructura y velocidad promedio de la corteza para la región de Oaxaca. Posteriormente, Campillo *et al.*,(1989) a fin de explicar las características de los desplazamientos verticales en los registros obtenidos en la Cd. de México durante los sismos de septiembre de 1985, modifica el modelo de Valdés *et al.*,(1986) y propone un modelo promedio de la estructura de la corteza entre la zona de subducción y el EVT. Recientemente, modelos de la corteza han sido también propuestos con base en la interpretación de datos gravimétricos. Tal es el caso de Molina-Garza y Urrutia-Fucugauchi (1994) y Campos-Enriquez y Garduño-Monroy (1995). Estos autores proponen modelos donde el espesor de la corteza se incrementa desde las márgenes del Océano Pacífico hacia el interior del continente, presentando valores máximos por debajo del EVT (un espesor promedio de 40 km), particularmente debajo de la parte este-central del cinturón. Sin embargo, pese al engrosamiento de la corteza, los modelos de estos autores proponen la presencia de una capa de baja densidad en la base de la corteza en la meseta central (Molina-Garza y Urrutia-Fucugauchi, 1994), y una área de relativo adelgazamiento de la corteza en la misma zona (Campos-Enriquez y Garduño-Monroy, 1995).

Dentro de los modelos de estructura cortical que existen hasta el momento dos importantes restricciones son las que nos permiten explorarlos, modificarlos o proponer otros. Estas restricciones son: la forma de las interfaces y la distribución de velocidades. En cuanto a la forma de las interfaces, sabemos bien que los modelos propuestos por experimentos sísmicos de refracción son un esfuerzo por representar arribos reflejados y refractados en sismogramas en alta frecuencia, donde las interfaces dividen secuencias de capas dispuestas horizontalmente o con algún buzamiento. De igual forma, los modelos formulados a partir de datos de gravedad también postulan capas horizontales, pero con la incorporación de cuerpos geométricos a fin de resaltar alguna anomalía en la continuidad de la estratificación horizontal. Como podemos darnos cuenta, la forma de las interfaces en profundidad esta en función de los objetivos que persigue cada método (sísmico o gravimétrico). En en lo que respecta a la distribución de velocidades, hasta el momento no existen variaciones significativas que puedan distinguirse de un modelo a otro. Entonces, la distribución de velocidad parece ser un factor común donde estos métodos parecen coincidir. Nuestros resultados a partir del análisis de datos no nos permiten contar con elementos suficientes a fin de proponer un modelo, por lo tanto,

analizaremos como deben ser las restricciones (la forma de las interfaces y la distribución de velocidades) en los modelos a fin de explicar nuestras observaciones.

Discutamos como debe de ser la distribución de velocidades en los modelos. El modelo de velocidad para la corteza entre la costa y el Valle de México propuesto por Campillo *et al.*, (1989), es el que presenta mejor acuerdo entre las observaciones y la teoría entre 7 a 20 s de período (Chávez-García *et al.*, 1995). Sin embargo, ya hemos mostrado que curvas de dispersión de ondas superficiales en estaciones entre 100 y 250 km de distancia entre la costa y el D.F., varían significativamente de la velocidad que predicen las curvas teóricas obtenidas a partir de este modelo en periodos menores de 8 s. Este resultado es corroborado por Chávez-García *et al.*, (1995), quienes encuentran que la velocidad de grupo predicha para el modo fundamental de ondas de Love es mucho mayor que el observado en una banda de 7 a 10 s de período dentro del Valle de México. Estos resultados sugieren que la velocidad de las ondas esta afectada por variaciones laterales propias de los materiales de la corteza. Por lo tanto, una primera restricción para proponer modelos es el hecho de que estos deben tener en promedio la velocidad que predice el modelo de Campillo *et al.*, (1989), pero adicionalmente, como lo hemos recalado, debemos incorporar variación lateral en los parámetros mecánicos (velocidad y densidad).

Pasemos ahora a discutir las forma de las interfaces en profundidad dentro de los modelos. Los modelos que hemos mencionado generalmente proponen una corteza uniforme, donde las interfaces son horizontales en distancias regionales. Cuerpos geométricos irregulares son en ocasiones propuestos para los modelos gravimétricos. Sin embargo, desde el punto de vista sismológico y para fines de estudiar las características del campo de ondas en distancias regionales, más que capas planas y complejas formas geométricas, necesitamos explorar qué variaciones dentro de la estructura están relacionadas con variaciones laterales a escala de la corteza que influyan en las características de propagación sísmica. Por ejemplo, adelgazamientos en la corteza, como lo proponen los modelos gravimétricos, o variaciones suaves en la forma de las interfaces. Al respecto, tomando en cuenta la evidente amplificación sísmica regional en el centro de México, Alexander Gusev (comunicación personal) propone que dicha amplificación podría estar relacionada al efecto de una interfaz en forma de media corneta, la cual tiene mayor profundidad cerca de la zona epicentral y se adelgaza hacia dentro del continente. A continuación, proponemos algunos modelos donde incorporamos las restricciones que hemos discutido (variaciones laterales en los parámetros mecánicos e interfaces irregulares).

#### **4.2 Método utilizado**

Con el propósito de investigar los efectos en la respuesta de estructuras en 2D, utilizamos un paquete de programas llamado SHFD que ha sido escrito basado en las formulaciones de Moczo (1989) para un esquema de diferencias finitas que incorpora atenuación inelástica. Dos aspectos interesantes resaltan en el esquema presentado por este autor.

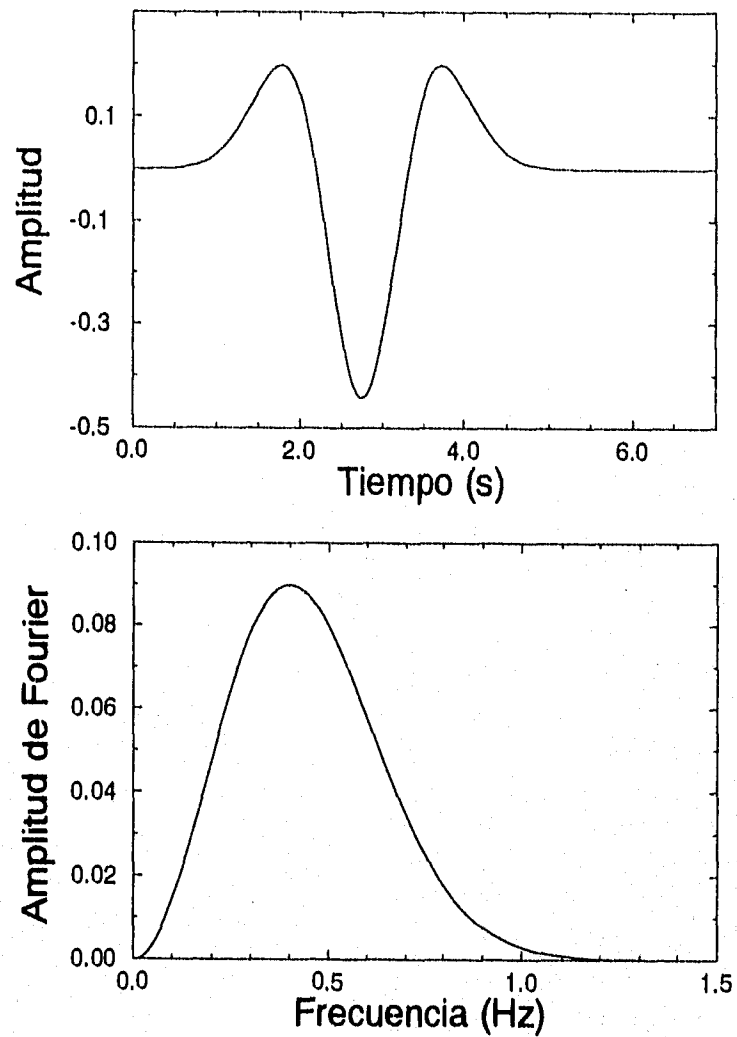
Primero, el esquema utiliza una aproximación llamada formulación heterogénea, a fin de evitar cambios bruscos en las variaciones del módulo de corte y la densidad (por ejemplo, donde las discontinuidades no coinciden con las líneas o nodos de la rejilla). Tal formulación hace posible medir las variaciones en el módulo de corte y la densidad en las vecindades de los nodos de la rejilla. Estas variaciones son aproximadas por integrales promedio, llamadas parámetros efectivos, que se obtienen a partir de los módulos de corte y densidades asignados a cada nodo. El segundo aspecto está relacionado con el método propuesto por Emmerich y Korn (1987) para incorporar la absorción al esquema de diferencias finitas. En este método, el módulo viscoelástico es aproximado por una función racional de  $n$ -ésimo orden que depende de la frecuencia. Entonces la relación viscoelástica esfuerzo-deformación es transformada en un juego de  $n$  ecuaciones diferenciales de primer orden. Esta aproximación está basada en modelos reológicos de cuerpos generalizados de Maxwell ( $n$  cuerpos clásicos de Maxwell y un resorte, todos conectados en paralelo). La función racional corresponde al módulo de este cuerpo generalizado de Maxwell, y sus coeficientes pueden ser interpretados como las frecuencias de relajación y factores pesados de cuerpos clásicos de Maxwell. Una optimización es alcanzada cuando la distribución de las frecuencias de relajación sigue una escala logarítmica equidistante, sobre el rango de frecuencias de interés. Emmerich y Korn (1987) proponen que el método numérico es acertado y eficiente para 3 frecuencias de relajación. Por otra parte, el esquema permite la simulación de la superficie libre, que corresponde a la superficie de la tierra, haciendo una interfaz física vacía donde la velocidad y densidad son cero. De forma similar, las fronteras son absorbentes (no reflejantes).

### 4.3 Modelos analizados

A continuación presentamos tres tipos diferentes de modelos, los cuales hemos construido tomando en cuenta las dos restricciones que ya hemos discutido: que la velocidad y densidad sean en promedio similares a los valores del modelo de Campillo *et al.*, (1989), y que exista variación lateral, tanto en los parámetros mecánicos como en la estructura. Aunque el esquema de diferencias finitas permite la incorporación de atenuación, no la hemos incluido en los modelos (hemos considerado  $Q=1000$ , esto es prácticamente sin atenuación). Esto se debe a que nos interesa observar únicamente el decaimiento de la amplitud por divergencia geométrica.

Los modelos tienen algunas especificaciones comunes en particular. Todos están construidos con espaciamiento regular en la rejilla de 150 m en la dirección horizontal y vertical. Las longitudes de los primeros dos modelos son 450 km en la dirección horizontal y el tercero tiene 300 km. Todos tienen 45 km de profundidad, los primeros 30 km representan la corteza y los restantes 15 km el Moho. Para simular la fuente utilizamos un pulso de Ricker con un período dominante de 2.5 s (figura 1). El pulso se encuentra centrado en 0.4 Hz con el fin de excitar aquellas frecuencias que son críticas para el Valle de México durante sismos de la zona de subducción. La localización epicentral de la

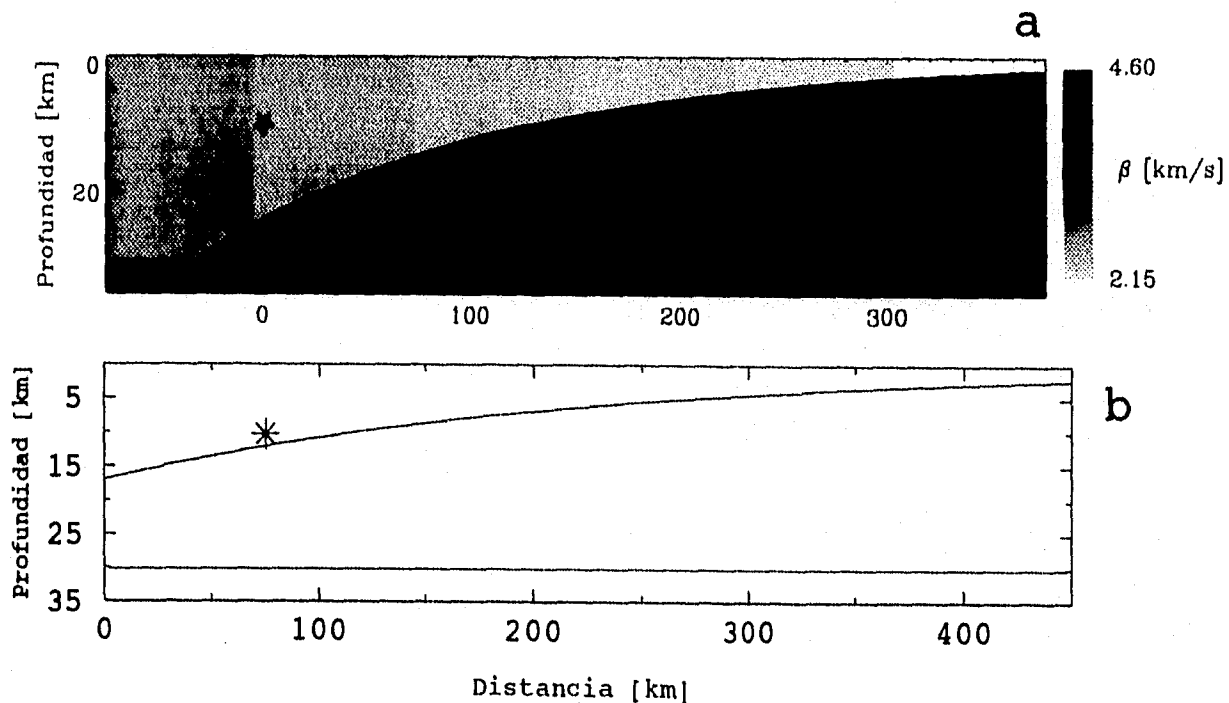
fuelle, en los primeros dos modelos es en 75 km de distancia a partir de la frontera izquierda y en el tercer modelo en 37 km. La Ciudad de México podría estar cerca de 300 km distancia a partir de donde se encuentra la fuente. Por último Hemos colocado receptores cada 3 km a lo largo de toda la superficie.



**Fig. 1.** Dependencia en tiempo y frecuencia del pulso de Ricker ( $t_p=2.5$  s,  $t_s=2.75$  s) utilizado en este estudio para simular la fuente.

### Modelo 1 (Modelo de Gusev)

En la figura 2a presentamos el primer modelo (MGA), el cual hemos construido tomando en cuenta las restricciones discutidas. Este modelo incluye un gradiente horizontal de velocidad ( $\beta$ ), el cual varía de izquierda a derecha, y la forma de interfaz propuesta por Gusev. La variación de velocidad, a partir de donde se encuentra la fuente hasta 300 km de distancia, es de 2.9 a 2.3 km/s en la primera capa, y de 4.3 a 3.6 km/s en la segunda capa. En todos los modelos, la densidad varía de 2.8 a 2.3 g/cm<sup>3</sup> dentro de 30 km de espesor que representan la corteza. En el semiespacio la velocidad es de 4.6 km/s y la densidad de 3.0 g/cm<sup>3</sup>, ambos constantes. Analizamos el modelo de Gusev con la fuente a 10 km de profundidad. También analizamos este modelo manteniendo la velocidad y densidad constante (modelo MGB; 3.05 km/s para la primera capa, 4.3 km/s en la segunda capa y la densidad de 2.85 g/cm<sup>3</sup>), la fuente se encuentra a la misma profundidad. Posteriormente, estudiamos el caso colocando la fuente a 20 km de profundidad (modelo MGC). Por último, modificamos la forma de la interfaz para que fuera una variación más suave (modelo MGD), manteniendo la fuente a 10 km de profundidad (figura 2b).



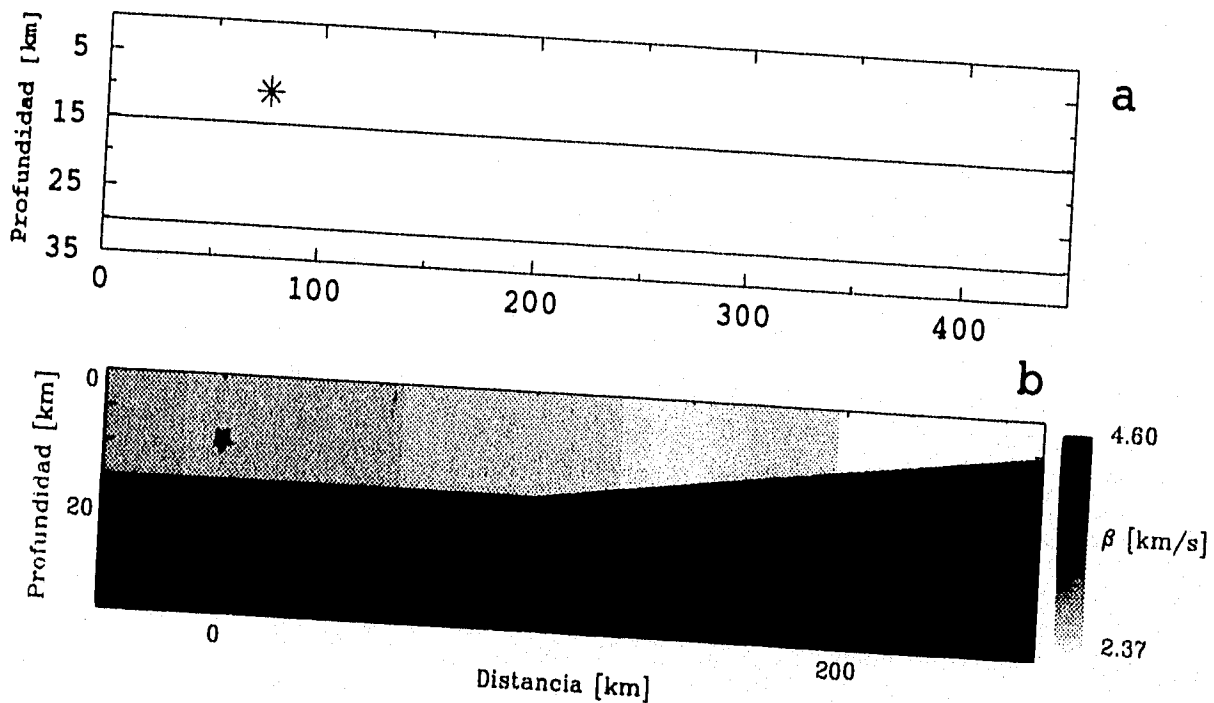
**Fig. 2.** a) Ejemplo del modelo utilizado en la simulación numérica. El modelo corresponde al propuesto por Gusev (MGA). La escala de grises indica la distribución de velocidad para las onda S en km/s. b) Modelo de Gusev con la interfaz irregular modificada (MGD). La estrella indica la posición de la fuente. La Cd. de México puede estar a 300 km de distancia.

### Modelo 2 (Modelo de capas horizontales)

El segundo modelo simplemente consiste de dos capas planas que en teoría es muy similar al modelo de Campillo *et al.*, (1989), con la diferencia que hemos incluido el gradiente de los parámetros mecánicos. La fuente también se encuentra a 10 km de profundidad (figura 3a). Por lo tanto, este modelo permitirá comparar con los resultados obtenidos de los otros modelos, a fin de observar las diferencias que se producen en el campo de desplazamientos debido la forma irregular de la interfaz.

### Modelo 3 (Modelo con adelgazamiento)

El tercer modelo es con adelgazamiento de la corteza, como lo proponen los modelos gravimétricos. El adelgazamiento inicia a 100 km, a partir de la posición de la fuente, donde la corteza tiene un espesor de 30 km y termina con el espesor de 20 km. Hemos colocado la fuente a la profundidad de 10 km. En la figura 3b se muestra el modelo y el gradiente de velocidad que le hemos asignado.



**Fig. 3.** a) Modelo con la interfaz horizontal (MCH). b) Modelo con adelgazamiento en las capas que representan la corteza (MCA). La escala de grises indica la distribución de velocidad para las onda S en km/s. La estrella indica la posición de la fuente.

#### 4.4 Resultados

Analizamos el campo de desplazamiento en cada uno de los modelos mediante una secuencia de imágenes tomadas cada 2 s. Buscamos determinar el efecto que produce el gradiente horizontal de los parámetros mecánicos y la interfaz irregular en la propagación del movimiento. En las figuras 4 a 7 presentamos la secuencia de estas imágenes en 4 pasos de tiempo (14, 20, 60 y 100 s). Cada una de las figuras presenta el estado de desplazamientos para el modelo 1 y el modelo 2. Los cuatro primeros estados de desplazamiento corresponden al modelo de Gusev (MGA) y sus variantes (MGB, MGC y MGD), y el quinto al modelo 2 (MCH). Esto nos permite comparar diferencias en la propagación entre ellos. En la figura 8 presentamos el estado de desplazamientos únicamente para el modelo 3 (MCA) en 5 pasos de tiempo (24, 44, 60, 80 y 100 s). Junto a cada una de las gráficas hemos colocado una barra que indica la escala de amplitud del campo de desplazamiento para el instante que se muestra en la imagen. En los próximos párrafos, analizamos el estado de desplazamiento de cada uno de los modelos enfocando nuestra atención donde se presentan máximas amplitudes de desplazamiento.

En primer lugar, analicemos el estado de desplazamientos para los modelos 1 y 2. En las imágenes correspondientes a 14 s de tiempo (figura 4) observamos los primeros frentes de onda reflejados y refractados en la superficie libre y en la interfaz. Podemos observar que en los modelos MGA y MGB el comportamiento es similar, frentes de onda con máximos desplazamiento son guiados por la superficie libre y por la interfaz. La forma de los frentes de onda en el modelo MGC es diferente debido a la mayor profundidad de la fuente. En el modelo MGD observamos que la amplitud del desplazamiento es mucho mayor que en los demás modelos. Esto se debe a que los frentes de onda que son reflejados por la interfaz se superponen constructivamente con frentes de onda que se propagan por la superficie libre. En el modelo MCH observamos como el estado de desplazamientos es simétrico respecto a la posición vertical de la fuente. Esto es debido a las reflexiones y refracciones en la interfaz horizontal y a que existe muy poca variación del gradiente de velocidad cercana al punto donde inicia el movimiento.

Posteriormente, la figura 5 muestra el estado de desplazamiento en los diferentes modelos para 20 s de tiempo. Observamos como la energía en los modelos MGA y MGB sigue un comportamiento similar, con la superposición de frentes de onda a la energía que viaja guiada por la superficie libre y por la interfaz. En el modelo MGC se puede observar energía que se propaga por la superficie libre, resultado de la contribución de aquella reflejada por la interfaz. En el modelo MGD observamos que la energía se propaga guiada por la interfaz debido a que la fuente se encontraba cerca de la interfaz. El estado de desplazamientos en el modelo MCH presenta máximos desplazamientos con respecto al estado de desplazamientos que se presenta en 14 s. Esto es debido a los frentes de onda superpuestos constructivamente en energía que viaja guiada por la superficie libre.



Pasemos a observar la secuencia de 60 s (figura 6). Ahora el estado de desplazamientos en el modelo MGB se encuentra más adelante que en los otros modelos debido a que los parámetros mecánicos son constantes. También podemos observar que el contraste de impedancia a lo largo de la interfaz impide que la energía guiada por la capa superior irradie hacia la segunda capa. En la capa superior se presentan dos fenómenos. Energía que únicamente se propagan guiada a lo largo de la superficie y energía que se propagan tanto por la superficie como por la interfaz. Efectivamente, en los modelos MGA y MGB tenemos la energía propagándose guiada por la superficie libre, la cual es el resultado de las contribuciones de los frentes de onda reflejados y refractados por la interfaz. Hemos identificado que esta forma de propagación corresponde a ondas Love. La energía que viaja a lo largo de la superficie corresponde al primer modo fundamental, y la que viaja guiada por la superficie y la interfaz corresponde a modos superiores. En la figura 9 graficamos el desplazamiento contra profundidad de estos modos. Observamos como efectivamente el desplazamiento decrece con la profundidad para el modo fundamental, y es diferente para el modo superior. En los otros modelos, MGC, MGD y MCH, también existe energía guiada por la superficie libre y por la interfaz. Con excepción del modelo MGD, donde ligeramente se observa que aparece el modo fundamental, en los modelos MGC y MGH existe una eficaz excitación de modos superiores.

Finalmente, en la figura 7 presentamos la imagen correspondiente al estado de desplazamientos de los diferentes modelos para un tiempo de 100 s. Observamos que en el modelo MGA sigue dominando el modo fundamental de ondas de Love, con un desplazamiento mayor que el de los demás modelos. En el modelo MGB (la secuencia corresponde a 90 s para fines de comparación respecto a la distancia) se observa también la predominación del modo fundamental de ondas de Love, pero la amplitud del desplazamiento es menor. En los demás modelos, MGC, MGD y MCH, continúan predominando los modos superiores, que viajan guiados por la superficie libre y la interfaz.

Pasemos a observar el estado de desplazamientos del modelo 3 (figura 8). En los primeros 100 km de distancia a partir de la fuente, los estados de desplazamientos (24 y 44 s) son similares a los del modelo 2. En 44 s observamos energía que es guiada por la superficie libre y la interfaz. En este instante observamos modos superiores excitados antes de iniciar el adelgazamiento de las interfaces. Posteriormente observamos el estado de desplazamientos a 60 s, donde se observa que continúa la excitación de modos superiores canalizados por la capa superior. Por último, los estados de desplazamientos a 80 y 100 s muestran que la energía es guiada por la superficie y la interfaz, pero adicionalmente existen modos que son guiados únicamente por la superficie libre, los cuales tienen mayor amplitud. A diferencia del modelo 2, en este caso tenemos que el efecto que produce el adelgazamiento en el campo de desplazamientos, es precisamente canalizar la energía, provocando la excitación de modos superiores guiados por la superficie libre, fenómeno que no sucede en el modelo 2.

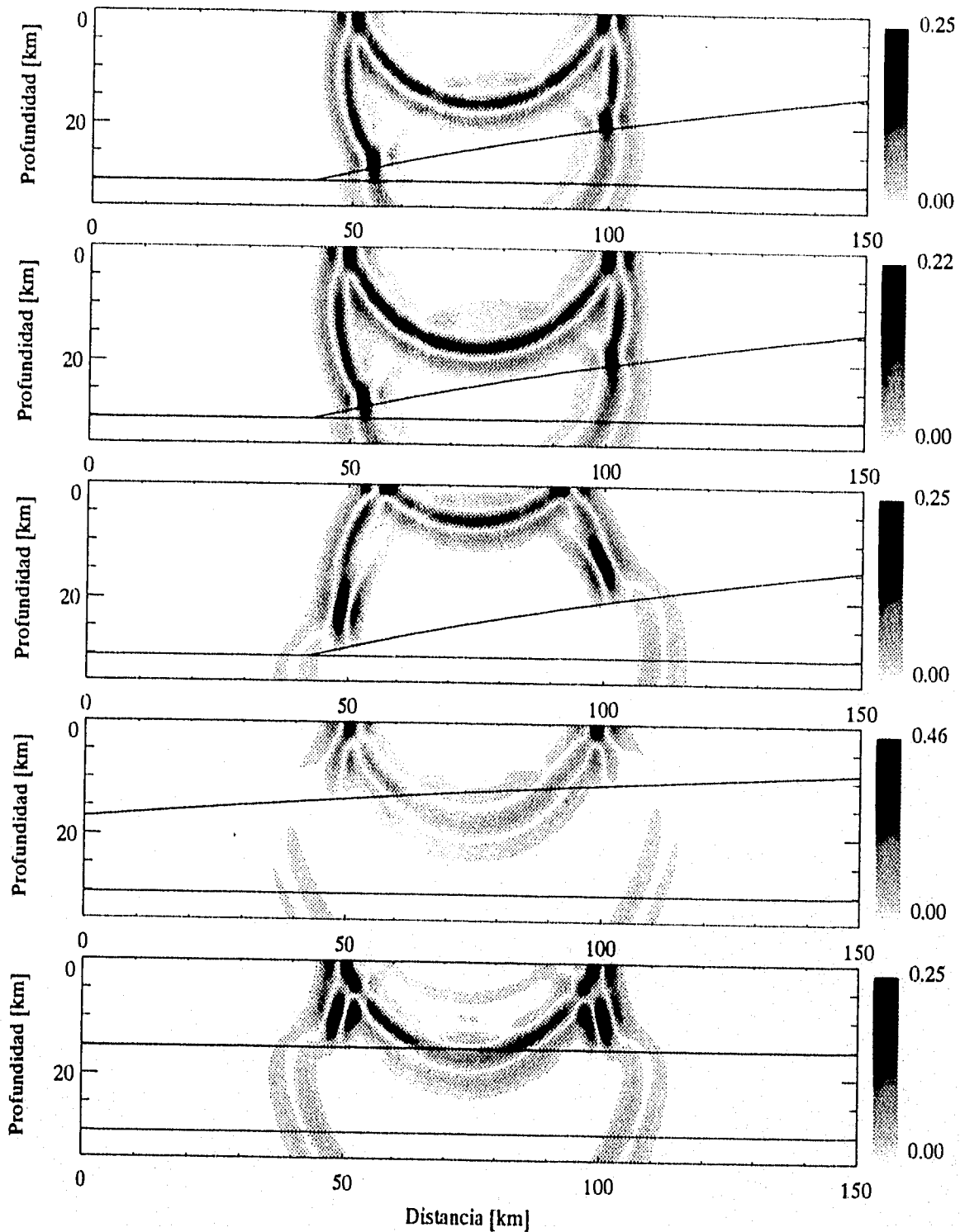


Figura 4. Estado de desplazamientos de los modelo 1 y 2 a 14 s de que inicio el movimiento. Las cuatro primeras imagenes corresponden al modelo del Gusev (MGA, MGB, MGC y MGD). La quinta imagen corresponde al modelo 2 (MCH). Observese que la longitud de los modelos comprende los primeros 150 km.

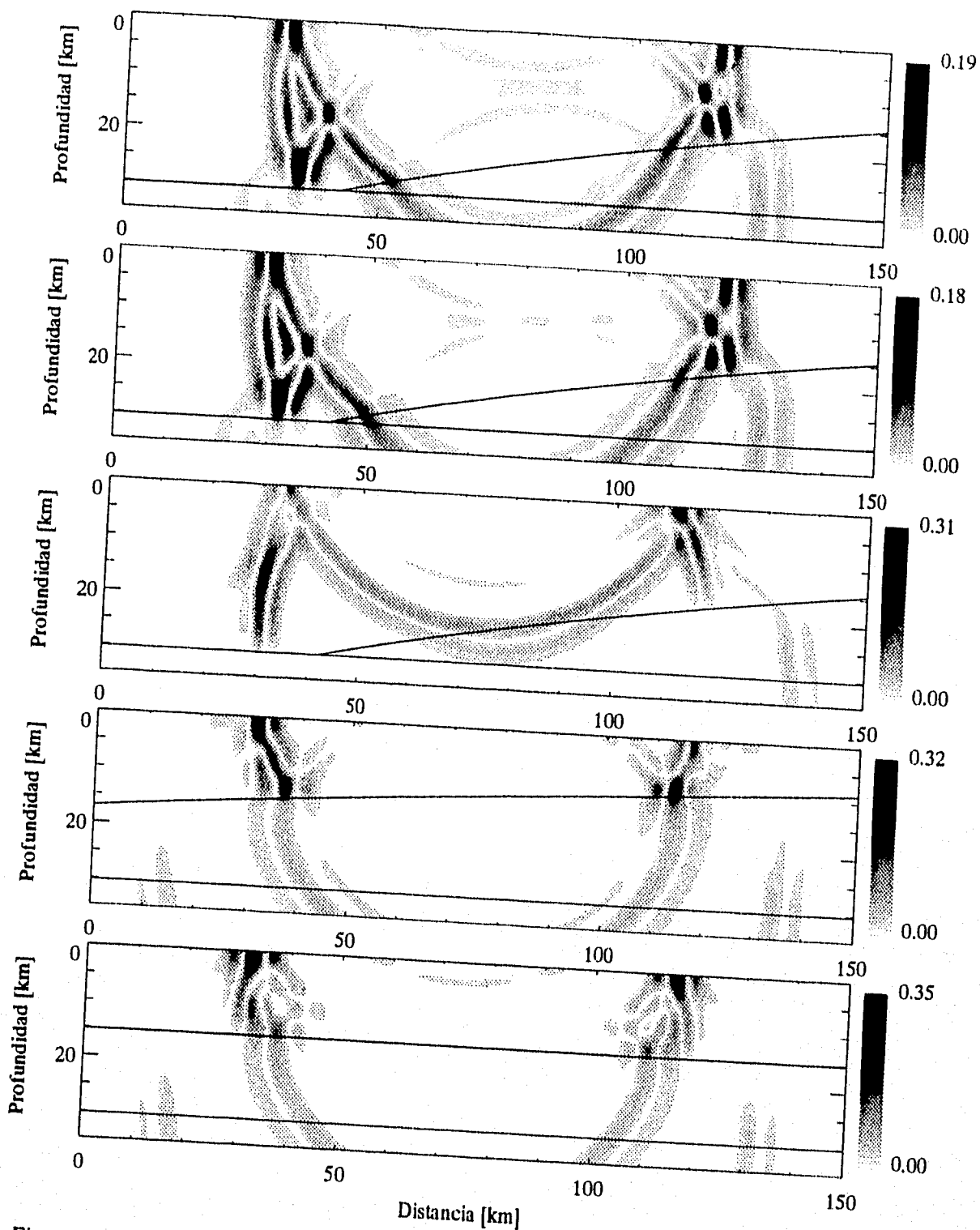


Figura 5. Estado de desplazamientos de los modelo 1 y 2 a 20 s de que inicio el movimiento. Las cuatro primeras imagenes corresponden al modelo del Gusev (MGA, MGB, MGC y MGD). La quinta imagen corresponde al modelo 2 (MCH). Observese que la longitud de los modelos comprende los primeros 150 km.

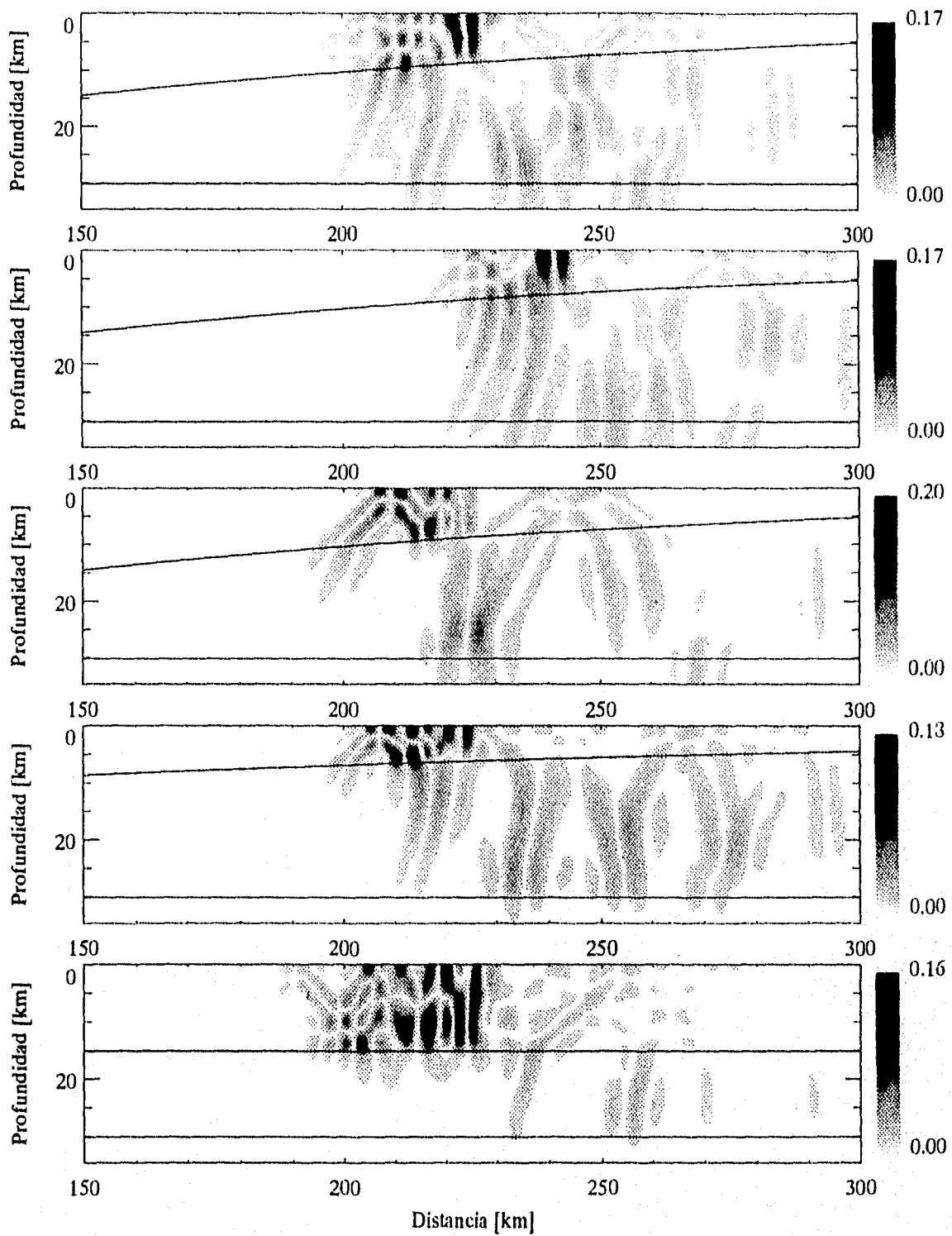


Figura 6. Estado de desplazamientos de los modelo 1 y 2 a 60 s de que inicio el movimiento. Las cuatro primeras imagenes corresponden al modelo del Gusev (MGA, MGB, MGC y MGD). La quinta imagen corresponde al modelo 2 (MCH). Observese que la longitud de los modelos es de 150 a 300 km.

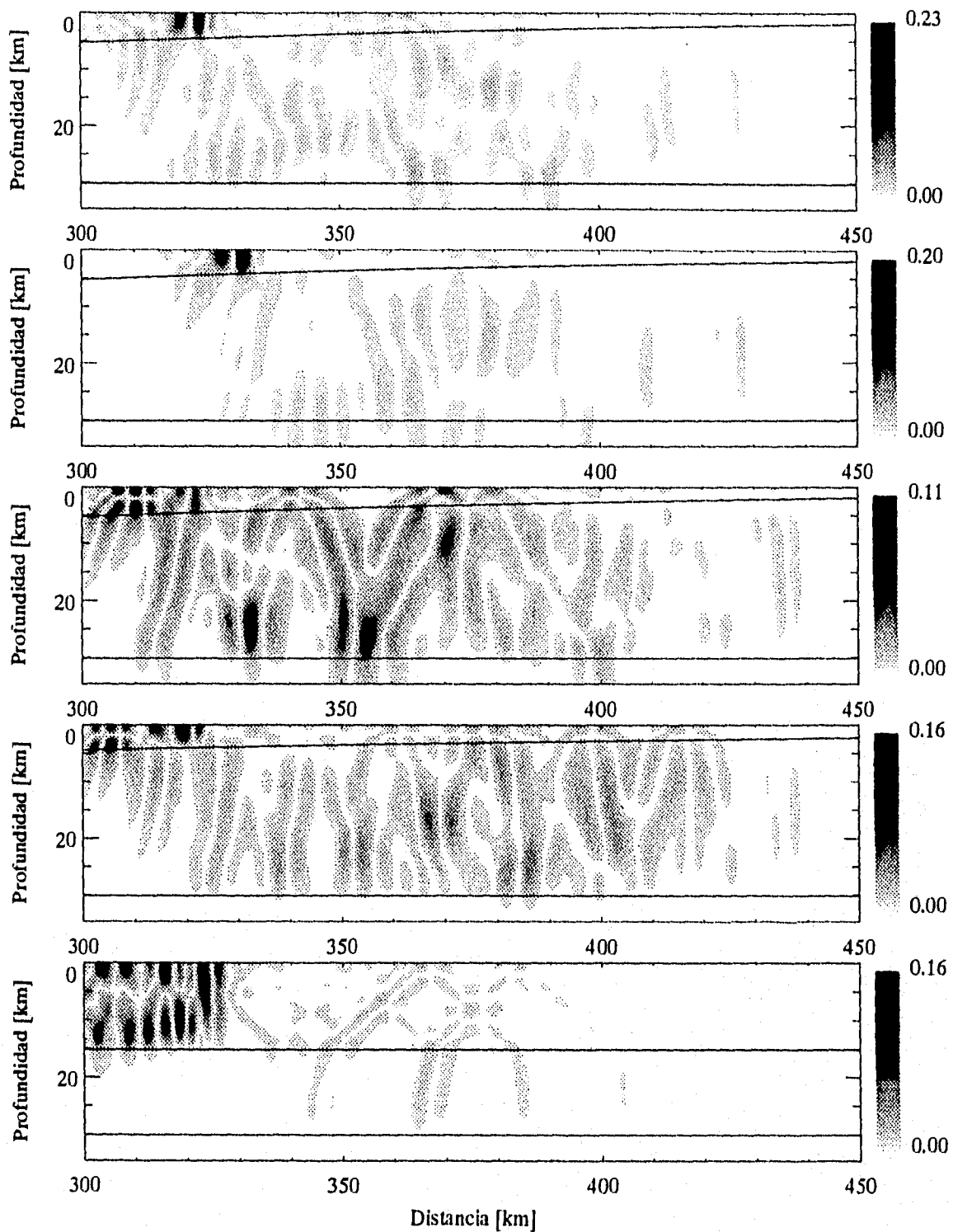


Figura 7. Estado de desplazamientos de los modelo 1 y 2 a 100 s de que inicio el movimiento. Las cuatro primeras imagenes corresponden al modelo del Gusev (MGA, MGB, MGC y MGD). La quinta imagen corresponde al modelo 2 (MCH). Observese que la longitud de los modelo es de 300 a 450 km.

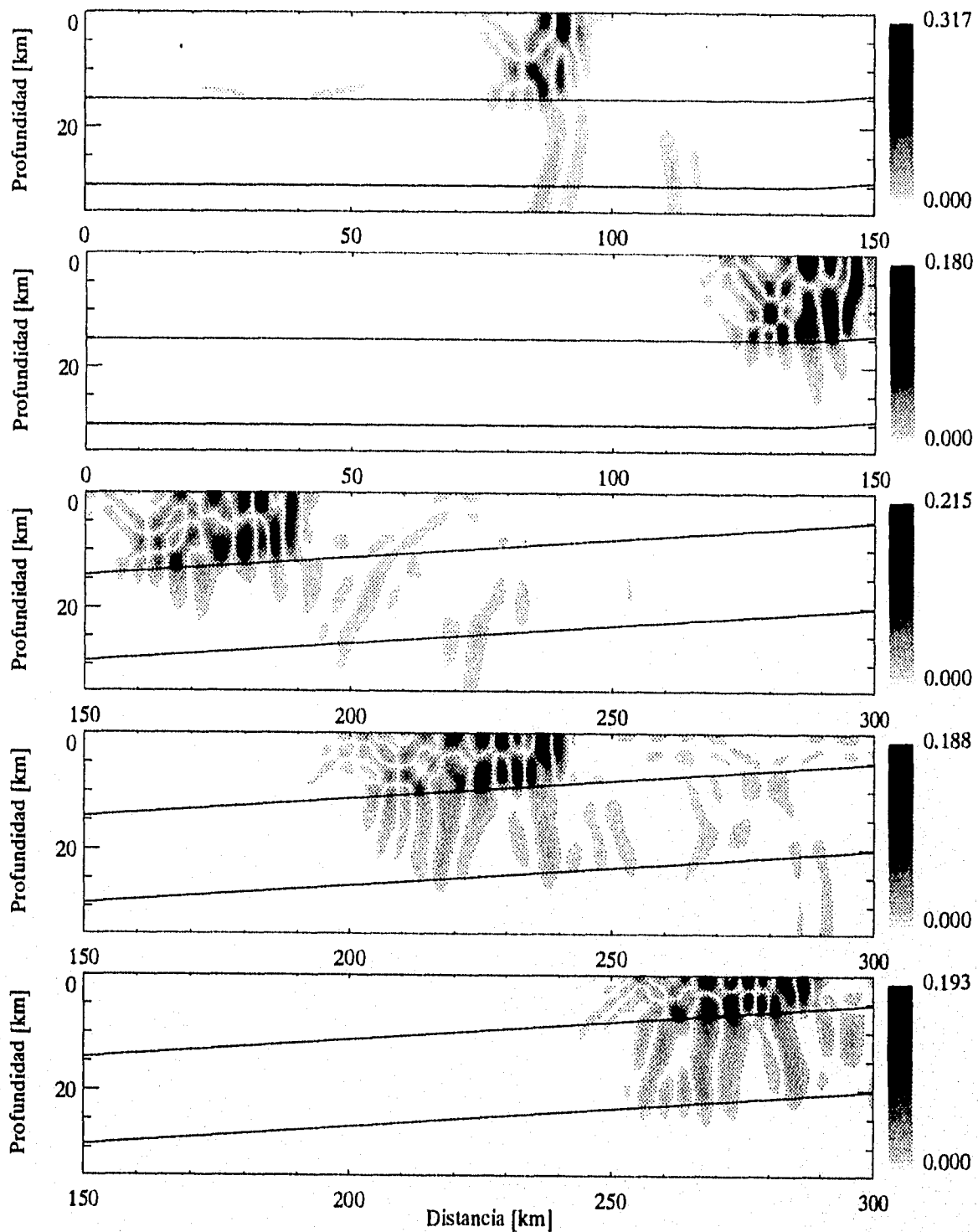
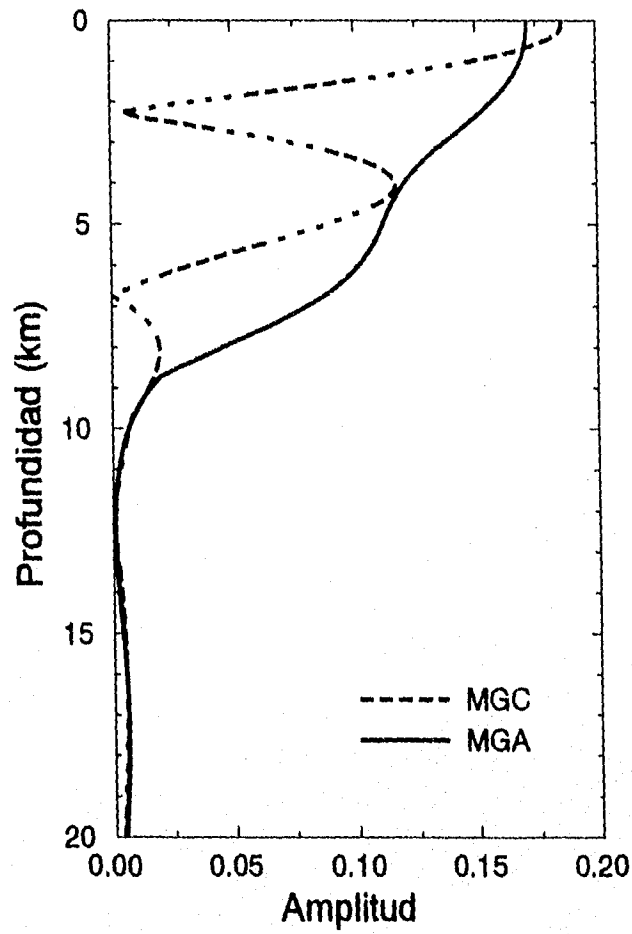


Figura 8. Estado de desplazamientos del modelo 3 en 24, 44, 60, 80 y 100 s después de que inicio el movimiento. En las primeras dos imagenes (24 y 44 s) la longitud del modelo corresponde de 0 a 150 km. En las tres restantes imagenes la longitud del modelo comprende de 150 a 300 km.



**Fig. 9.** Desplazamiento con la profundidad de los modos excitados por los modelos MGA y MGC. La posición del desplazamiento para el modelo MGA corresponde a 150 km de distancia epicentral, y para el modelo MGC la distancia epicentral es de 135 km.

En las figuras 10 a 12 graficamos los sismogramas sintéticos para cada uno de los diferentes modelos. En los sintéticos del modelo MGA (figura 10) se observa claramente un pulso que aumenta su amplitud con la distancia. Hemos identificado este pulso como el modo fundamental de ondas de Love. También observamos a partir de 125 km de distancia, se presentan cortos trenes de onda después del pulso. Estos trenes de onda corresponden a modos superiores que fueron excitados débilmente durante la propagación del movimiento. Para el modelo MGB (figura 10), los sismogramas sintéticos en comparación a los del modelo MGA, muestran un pulso que se propaga a velocidad de grupo mayor, con la amplitud permaneciendo casi constante en función de la distancia. Podemos observar que casi no existen trenes de onda posteriores al pulso, lo cual indica que durante la propagación no se excitaron modos superiores. Los sintéticos del modelo MGC (figura 11) muestran grandes amplitudes en distancias menores de 125 km, después de esta distancia la amplitud disminuye. Este mismo comportamiento lo presentan los sintéticos de los modelos MGD (figura 11) y MCH (figura 12). Aunque los sintéticos en los modelos MGD y MCH, muestran trenes de ondas con amplitudes que permanecen constantes después de 200 km de distancia. En el modelo MCH observamos trenes de onda resultado de la excitación únicamente de modos superiores. En los sintéticos del modelo 3 (figura 12) observamos precisamente la diferencia que se presenta con los sintéticos del modelo 2. A distancias mayores de 100 km el adelgazamiento canaliza la energía por la capa superior y se presentan trenes de onda con mayor amplitud.

A manera de resumen, en la figura 13 dibujamos el pico de velocidad (PV) como una función de la distancia para los diferentes modelos. Esta figura nos permite observar la amplificación debido a cada uno de los modelos. En la distancia cero el PV es máximo para todos los casos. En todos los modelos, el PV decrece rápidamente dentro de los primeros 100 km, debido a la expansión geométrica de ondas de cuerpo (ondas S). Alrededor de 125 km de distancia, el PV debe su existencia a la expansión geométrica de ondas superficiales. Después de 150 km de distancia observamos que el PV (que corresponde a ondas superficiales) tiene mayor amplitud en el modelo MGA. Podemos observar la diferencia en amplificación del modelo MGB con respecto al modelo MGA, debido a la falta del gradiente horizontal de los parámetros mecánicos dentro del modelo. Pero más aun, observamos grandes diferencias a grandes distancias entre los modelos MGA y MGC (al menos un factor de 3) debido solo a la profundidad de la fuente. Esta observación también se puede extender al comparar el PV en los modelos MGD y MCH con respecto al del modelo MGC. Observamos que después de 150 km de distancia el decaimiento de amplitud del PV es similar en los modelos MGD y MCH. Esto probablemente se deba a que la fuente se encontraba cercana a la interfaz en ambos casos. Por último, observamos que la amplitud del PV es similar en los modelos MGB y MCA después de 150 km. Posiblemente la distancia en que empezó el adelgazamiento en el modelo MCA no ha influido en el campo de desplazamiento lo suficiente para que exista mayor amplificación, o que es necesario igualar la distancia de este modelo con la de los demás.



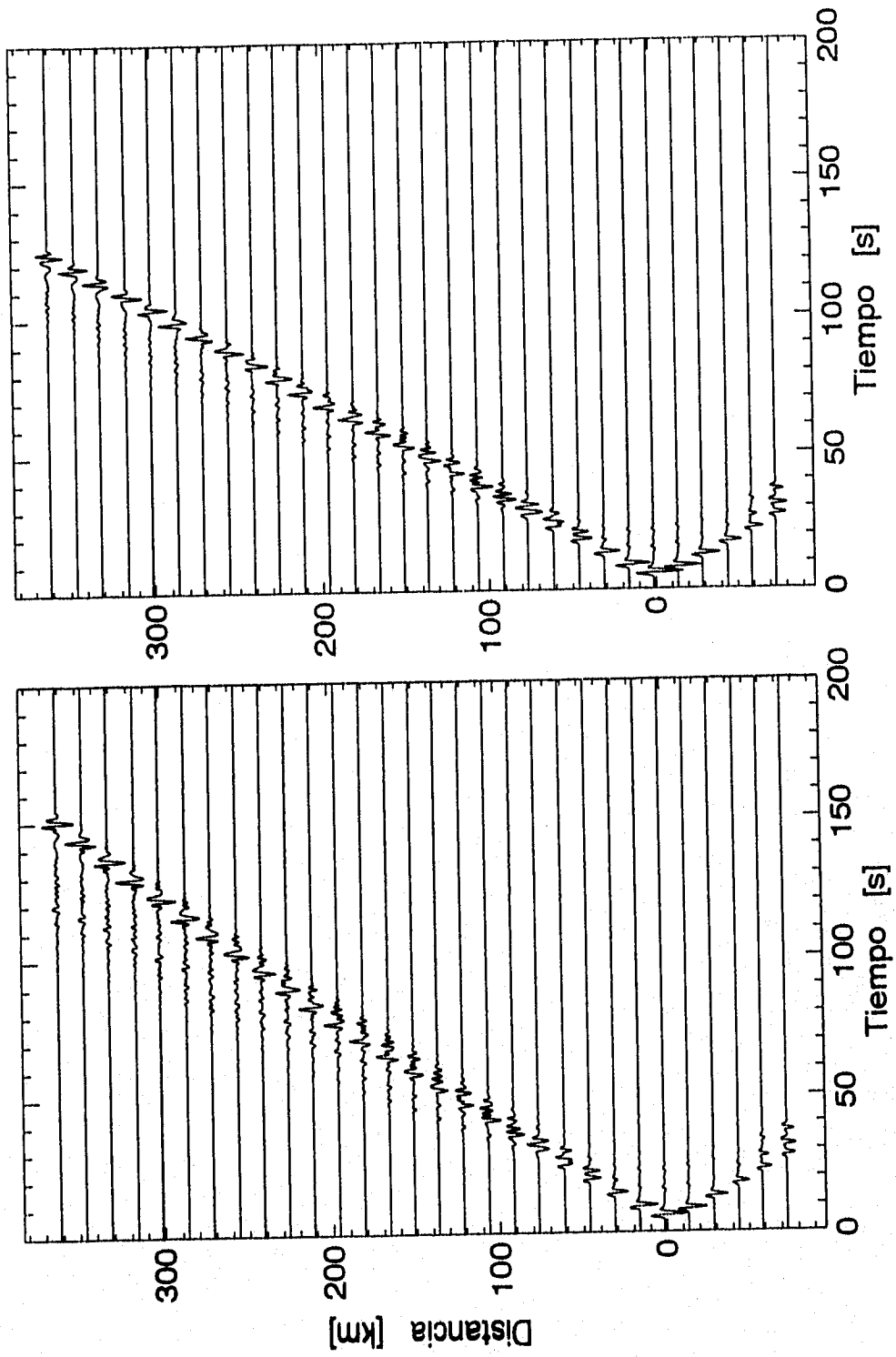


Figura 10. Sismogramas sintéticos del los modelos MGA (izq.) y MGB (der.). En cada sección, la amplitud de las trazas esta escalada al máximo de amplitud.

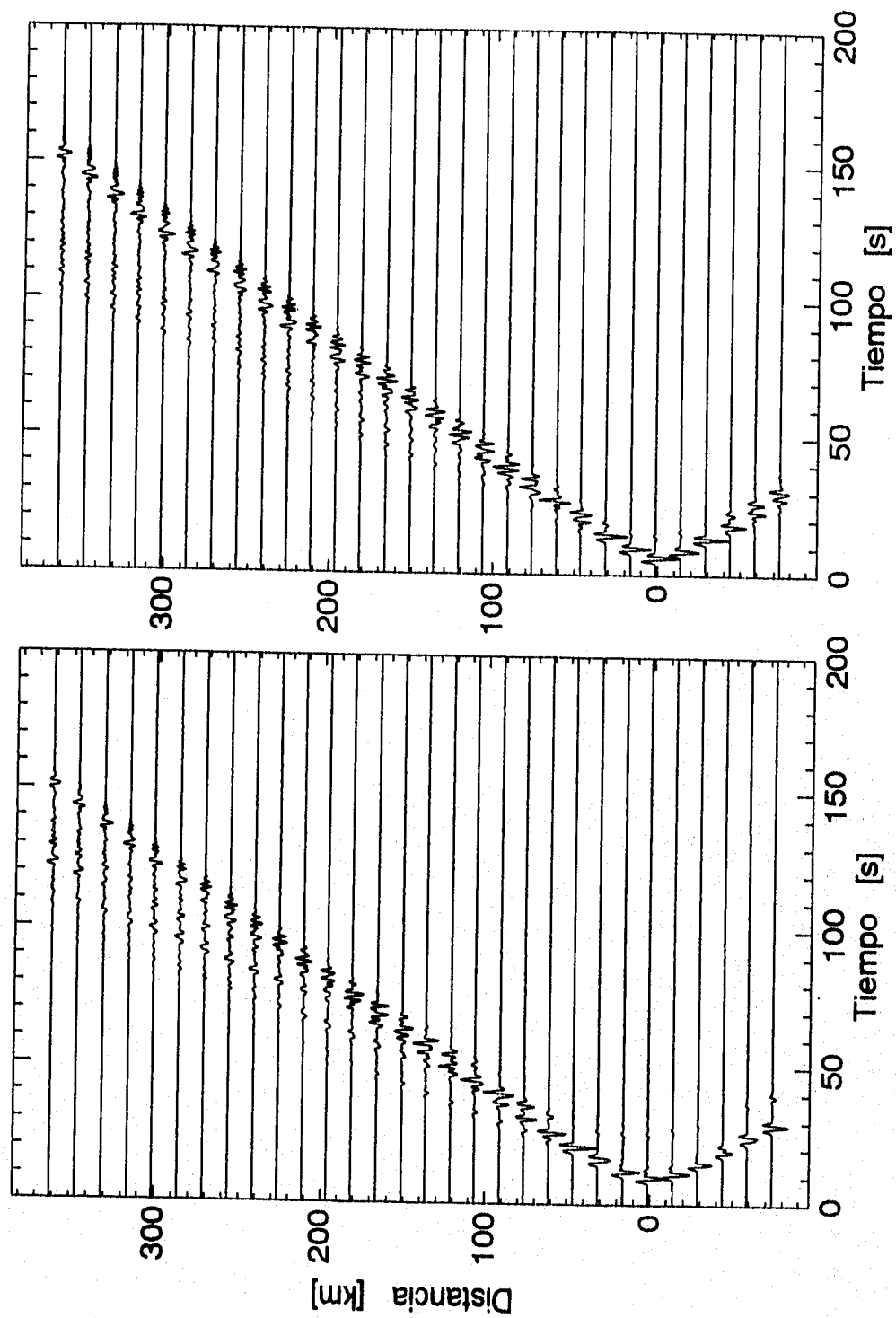


Figura 11. Sismogramas sintéticos de los modelos MGC (izq.) y MGD (der.). En cada sección, la amplitud de las trazas está escalada al máximo de amplitud.

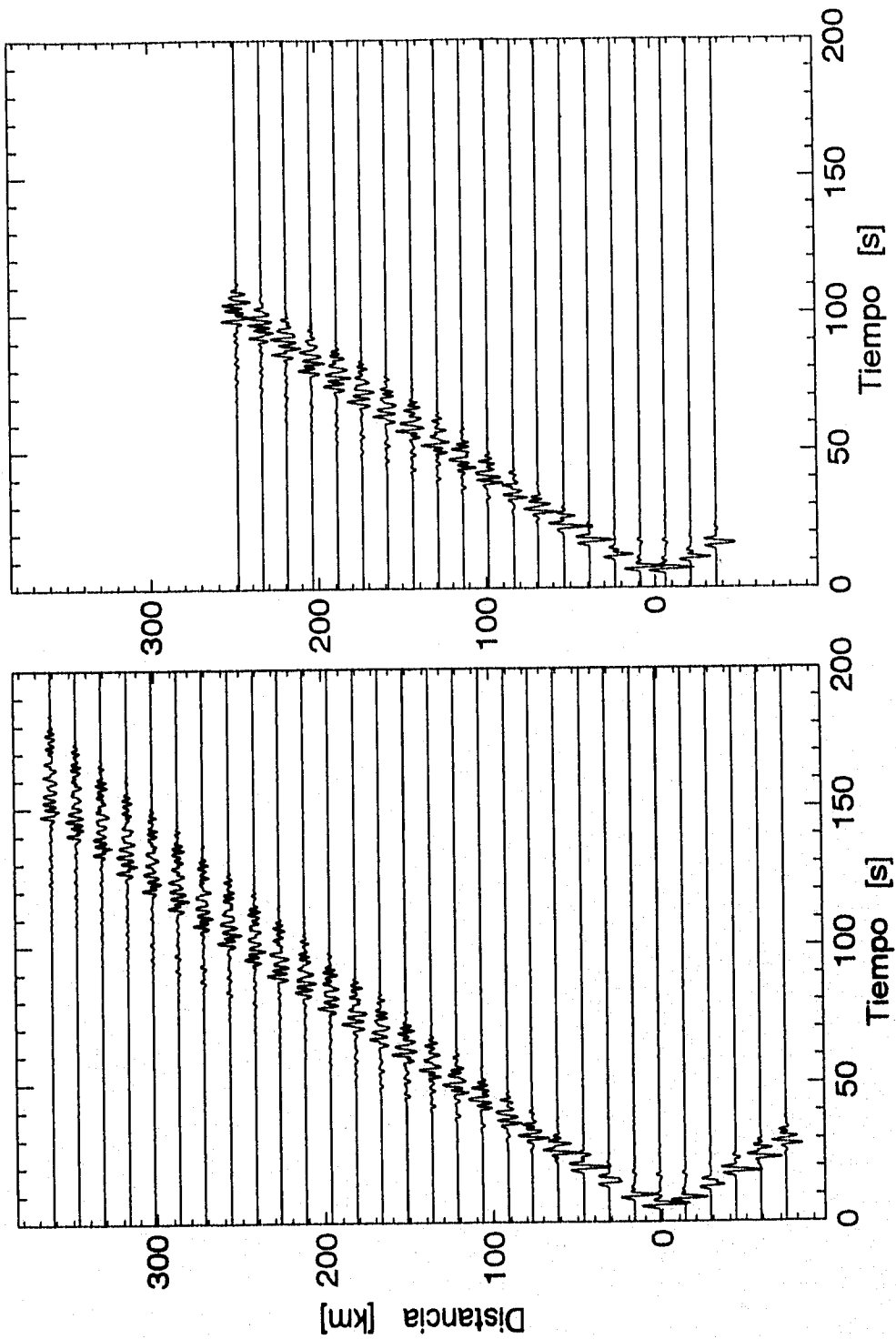
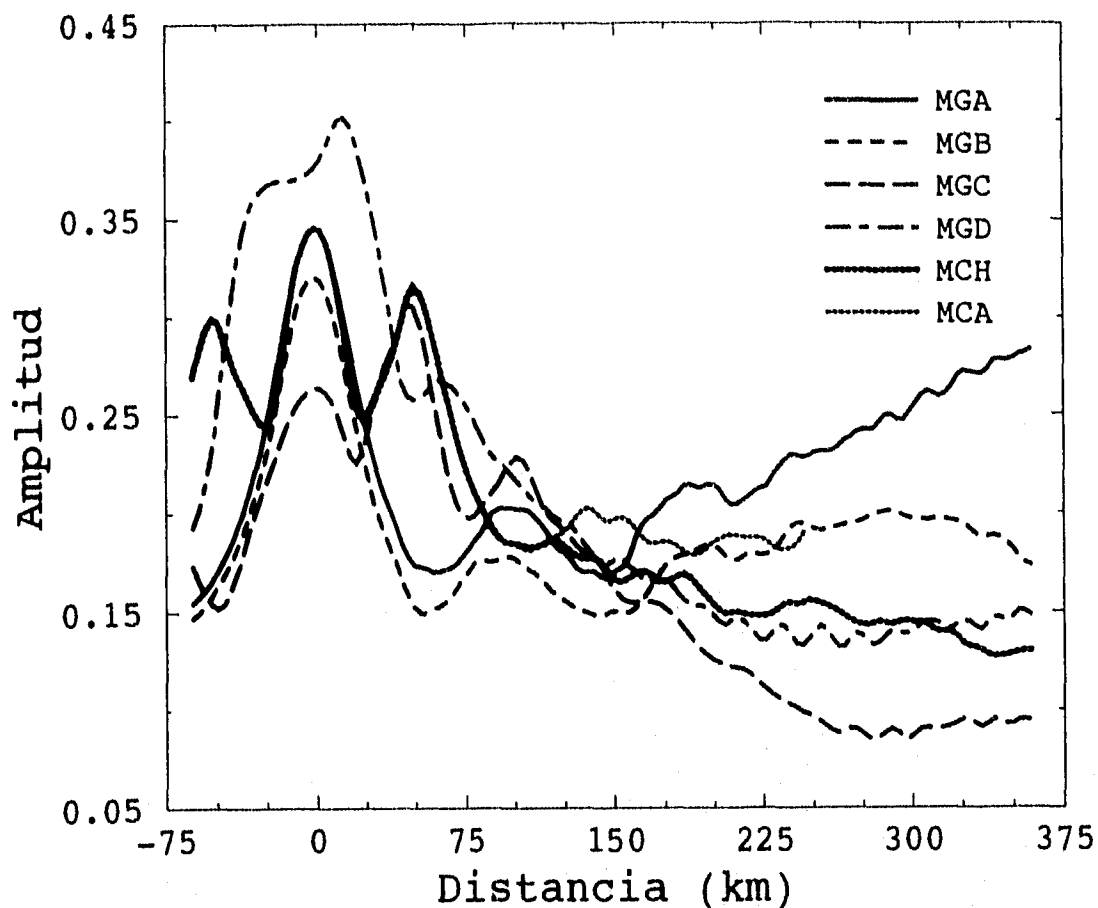


Figura 12. Sismogramas sintéticos de los modelos MCH (izq.) y MCA (der.). En cada sección, la amplitud de las trazas esta escalada al máximo de amplitud.



**Fig. 13.** Pico horizontal de velocidad como una función de la distancia para todos los modelos propuestos en este estudio

#### 4.6 Conclusiones

Los métodos de diferencias finitas han tenido ventajas y desventajas sobre otras técnicas para el cálculo de sismogramas sintéticos en medios lateralmente heterogéneos. Muchos de los otros métodos están restringidos a casos donde las variaciones del medio son mucho mayores a la escala de las longitudes de onda sísmica, tal como la técnica de haces Gaussianos (Cerveny et al., 1982) y otros esquemas teóricos de rayos. En contraste, los métodos de diferencias finitas no están restringidos a variaciones de velocidad en un rango particular de tamaño, relativo a la longitud de onda sísmica. Las limitaciones básicas para los métodos numéricos es la velocidad de la computadora (el tiempo de costo del CPU y la memoria disponible). Esto restringe el tamaño de la rejilla y el número de pasos en el que pueden ser calculados sobre un razonable espacio de tiempo. Para los métodos de diferencias finitas, un mínimo puntos de rejilla por longitud de onda sísmica son necesarios para obtener cálculos confiables.

En este capítulo hemos empleado el esquema de diferencias finitas desarrollado por Moczo (1989) para simular la respuesta sísmica de modelos de la corteza en 2D ante la incidencia de ondas SH. Tales modelos han sido construidos tomando como antecedente los modelos de la corteza existentes en la literatura y restringiendo los parámetros por nuestras observaciones del análisis de datos. El tiempo de CPU que requirió cada uno de los modelos fué de alrededor de 60 minutos, en la computadora Cray Y4MP de la DGSCA, UNAM (la velocidad a la que corrió el programa fué de 166 MFlops y requirió 12.5 megapalabras Cray de memoria viva).

Encontramos que los modelos de la estructura de la corteza en el centro de México son propuestos por estudios de refracción (Valdés *et al.*, 1986), inversión de curvas de dispersión de ondas superficiales (Campillo *et al.*, 1989) e interpretación de datos gravimétricos (Molina-Garza y Urrutia-Fucugauchi, 1994, Campos-Enriquez y Garduño-Monroy, 1995). Sin embargo, y para fines de explicar la amplificación del regional en el centro de México, los modelos anteriores no reportan heterogeneidades laterales a la escala de la corteza que nos sugieran que es la causa más probable de la amplificación. A fin de incorporar tal variación lateral en la corteza, construimos tres tipos de modelos donde hemos incluido, dentro de lo que representamos como corteza, un gradiente horizontal de velocidad y densidad y una interfaz irregular propuesta por Alexander Gusev (comunicación personal). La variación lateral de velocidad y densidad es en promedio similar a los valores promedio del modelo de Campillo *et al.*, (1989). Efectivamente, nuestro análisis de la dispersión de ondas superficiales en periodos mayores de 8 s y los resultados de Chávez-García *et al.*, (1995), muestran que este modelo presenta mejor acuerdo con las observaciones.

El primero de estos modelos es el que incorpora la interfaz irregular (modelo MGA), modelo que también analizamos sin gradiente de velocidad y densidad (modelo MGB), variando la profundidad de la fuente (modelo MGC) y suavizando la forma de la interfaz (modelo MGD). El segundo modelo es con la interfaz horizontal (modelo MCH), y el tercer modelo con adelgazamiento de la corteza (modelo MCA). Encontramos que el modelo que mayor amplifica el tren de ondas superficiales es el modelo MGA. Esto se debe a que durante la propagación principalmente se excitó el modo fundamental de ondas de Love. Por el contrario, en los modelos MGC, MGD y MGH, donde la fuente está cercana a la interfaz, existe una eficaz excitación de modos superiores conducidos por la superficie y la interfaz irregular. Existen claras diferencias de la distribución de energía entre los modos fundamental y superiores de Love. Si la fuente está cercana a la interfaz (modelos MGC y MGD) los modos superiores son excitados y la energía es canalada por la interfaz irregular. Si la fuente es más superficial, mucha de la energía es canalada por la superficie libre.

Estos resultados preliminares indican que la profundidad de la fuente afecta significativamente la cantidad de amplificación regional. Este fenómeno ha sido sugerido por Singh *et al.*, (1988), quienes señalan que la amplificación del movimiento del terreno

**ESTA TESIS NO DEBE  
SALIR DE LA BIBLIOTECA**

producido por los sismos del 19 y 21 de septiembre de 1985, podría deberse a diferencias entre la energía liberada a diferentes profundidades. Los resultados de los modelos MGB y MCH muestran que un gradiente horizontal de velocidad y una estructura irregular lateral son necesarios para amplificar significativamente las ondas superficiales, lo cual sugiere una posible explicación a la amplificación regional. Sin embargo, aun el factor de amplificación entre los modelos MGA y MGC no se aproxima lo suficiente al factor de amplificación (aproximadamente 10 en frecuencias menores de 1 Hz) que sugieren los resultados de Ordaz y Singh (1992). Por lo tanto, restricciones adicionales se deben incorporar a estos modelos, ya sea que uno presente mayor amplificación o el otro mayor atenuación. Hacemos notar que todos nuestros resultados son para ondas SH, las cuales han generado ondas superficiales que deben su existencia principalmente a la capa donde son atrapadas. Un fenómeno superficial más realista puede incluir la simulación numérica mediante ondas P-SV, cuya existencia además está relacionada a los esfuerzos en superficie libre. También recordemos que en ninguno de los modelos hemos incluido atenuación. Por lo tanto, sugerimos que futuras simulaciones numéricas para estudiar el fenómeno de amplificación regional, además de incluir variaciones laterales de velocidad y estructuras irregulares, deberán incluir el análisis de ondas P-SV e incluir atenuación.

### Conclusiones generales

La amplificación regional del movimiento sísmico observada en el centro del país es uno de los factores que convierte a la Cd. de México (una de las ciudades más pobladas del mundo) en zona alto riesgo sísmico. Esto se debe a que dicha amplificación es significativa en frecuencias similares a aquellas que son posteriormente amplificadas por las arcillas del Valle de México. Con el propósito de mejorar nuestro conocimiento de la distribución espacial de este fenómeno, analizamos tres tipos diferentes de datos: 1) registros de velocidad obtenidos en un experimento de refracción a gran escala realizado frente a las costas de Guerrero; 2) registros de aceleración obtenidos durante el sismo del 24 de octubre de 1993,  $M_s=6.6$ ; y 3) datos de magnitud reportados por el Servicio Sismológico Nacional (SSN) durante 1993.

Con el fin de encontrar diferencias en la forma de propagación de la energía sísmica y observar a qué distancia de la costa hacia la Cd. de México se manifiestan cambios significativos en la amplificación del movimiento sísmico, exploramos cada uno de los datos mediante diferentes técnicas. Analizamos las series de tiempo (registros de velocidad y aceleración) mediante: 1) identificación de trenes de onda entre pares de estaciones, filtrando los registros en varias bandas de frecuencia; 2) análisis de las variaciones de energía de la señal como una función de la velocidad de grupo y la frecuencia, mediante la técnica del filtrado múltiple. En cuanto a los datos proporcionados por el SSN, analizamos el comportamiento del residual de magnitud (relativo al promedio de toda la red de estaciones) para la mayoría de las estaciones en función de cuatro parámetros: la magnitud y profundidad del sismo, el acimut y la distancia entre el epicentro y la estación.

Por otro lado, exploramos cuáles de las causas avanzadas para explicar este fenómeno presentan una mejor correlación con las observaciones analizadas, utilizando un esquema de diferencias finitas desarrollado por Moczo (1989) para simular la respuesta sísmica de modelos de la corteza en dos dimensiones (2D) ante la incidencia de ondas SH. Construimos tres tipos de modelos donde hemos incluido variaciones laterales. El primer modelo incorpora un gradiente lateral en los parámetros mecánicos (velocidad y densidad), y una interfase irregular propuesta por Alexander Gusev (comunicación personal). Analizamos este modelo cambiando la profundidad de la fuente, sin el gradiente de los parámetros mecánicos y modificando la interfase. El segundo y el tercer modelo, también tienen un gradiente horizontal en los parámetros mecánicos. El segundo modelo

simplemente consta de una interfase horizontal y el tercer modelo incluye el adelgazamiento en las capas que representan la corteza.

Resultados de las series de tiempo (registros de velocidad y aceleración) muestran que fuertes variaciones laterales dentro de la estructura de la corteza afectan la propagación del movimiento sísmico en su trayecto desde la zona de subducción hacia el centro del país. Este tipo de variaciones se encuentra ya presentes en distancias menores de 60 km de distancia. Diferencias en la velocidad de grupo de una onda de Rayleigh identificada en dos trazas de velocidad registradas con un diferencia de 15 km así lo sugieren. En distancias mayores de 100 km y períodos menores de 8 s, encontramos que el efecto de la heterogeneidad en la corteza es más notable. A pesar de que los registros de velocidad tienen la desventaja de que el espaciamiento entre estaciones sísmicas es demasiado grande para la banda de frecuencia que ha sido registrada, ellos muestran claramente gran amplificación del tren de ondas P para distancias mayores de 140 km a partir de la costas de Guerrero hacia la Cd. de México. Adicionalmente, los resultados de los registros de aceleración muestran que para períodos menores de 8 s, la dispersión de ondas superficiales varía significativamente del modelo promedio de velocidad entre la costa y la Cd. de México.

Por otra parte, valores positivos de residual de magnitud en función de la distancia epicentral y el acimut, se presentan en la mayoría de las estaciones ubicadas en el centro del país con respecto a las demás estaciones. Esto indica que los sismos ubicados a más de 500 km de distancia y al sureste del centro del país, producen mayor duración en los registros que la que producen sismos de menor distancia epicentral. Este comportamiento sugiere que: 1) la duración en los registros del Valle de México no es exclusivamente un fenómeno local, 2) la amplificación regional en el centro del país puede estar relacionado a la estructura bajo la parte central del Eje Volcánico Transmexicano, y 3) dado que los efectos más importantes aparecen a grandes distancias epicentrales, entonces, tal amplificación parece estar relacionado a la propagación de ondas superficiales.

Resultados preliminares del modelado de ondas SH muestran que tanto un gradiente horizontal de velocidad y una estructura irregular lateral son necesarios para amplificar las ondas superficiales. Más aún, encontramos que la profundidad de la fuente afecta significativamente dicha amplificación. Esto sugiere una explicación adicional al fenómeno de amplificación regional. Sin embargo, aun no hemos alcanzado el factor de amplificación (aproximadamente 10 en frecuencias menores de 1 Hz) que sugieren los resultados de Ordaz y Singh (1992). Sugerimos que futuras simulaciones numéricas para estudiar el fenómeno de amplificación regional, además de incluir variaciones laterales de velocidad y estructuras irregulares, deberán incluir el análisis de ondas P-SV y atenuación. Por otra parte, la amplificación regional esta tomada en cuenta para las estimaciones de riesgo sísmico en la Cd. de México. Esto de debe a que dichas estimaciones están basadas en registros acelerográficos obtenidos en la zona de lomas, los cuales evidentemente incluyen la amplificación regional. Sin embargo, se debe tomar en cuenta que nuestros



resultados han mostrado que la amplificación regional también afecta otras ciudades importantes del centro del país. En esas ciudades no se cuenta con la riqueza de datos disponibles en la Cd. de México. Por lo tanto las estimaciones de riesgo sísmico han utilizado procedimientos probabilistas que no han considerado la amplificación regional. Es entonces que se debe solventar las deficiencias que tienen estas ciudades para que cuenten con los avances logrados en la Cd. de México en materia de riesgo sísmico.

Finalmente, la metodología que hemos empleado es una de las primeras de su tipo para explicar el fenómeno de amplificación regional. Las explicaciones que aquí se sugieren se unen a las pocas hipótesis que existen sobre dicho fenómeno. Hasta el momento este trabajo reúne los avances que se han logrado y toca más a fondo la magnitud de este importante efecto de trayecto. Nuestros resultados no nos permiten relacionar directamente el fenómeno de amplificación con la existencia de enormes valles de depósitos blandos, material fundido o adelgazamiento de la corteza bajo el centro del país. Pero claramente, los resultados sugieren que la amplificación está relacionada con heterogeneidades laterales a escala de la corteza, como lo sugiere la hipótesis de Chávez-García *et al.*, (1994). Sin embargo, falta ampliar, con más detalle de lo alcanzado hasta el momento, nuestro conocimiento sobre la estructura de la corteza entre la zona de subducción y Eje Volcánico Transmexicano. Esto es de suma importancia, debido a que actualmente la sismología mexicana ha señalado que es necesario considerar en forma conjunta los efectos de fuente, trayecto y sitio a fin de mejorar nuestra comprensión del fenómeno sísmico que afecta el centro de nuestro país y especialmente a la Cd. de México.

## **Reconocimientos**

Agradezco a la Coordinación de Ingeniería Sismológica del Instituto de Ingeniería de la UNAM, las facilidades que me ha brindado para el desarrollo de esta tesis. A todos los integrantes de la Coordinación, por su apoyo cuando fue requerido. A mi director de tesis, Dr. Francisco J. Chávez García agradezco la paciencia, estímulo y amistad que me ha brindado durante el desarrollo de este trabajo.

Extiendo mis agradecimientos a las siguientes personalidades que integraron el jurado de examen de grado, por valiosos comentarios y sugerencias. Dr. Francisco Sánchez Sesma, Dr. Shri Krishna Singh Singh, Dr. Francisco José Chávez García, Dr. Mario Ordaz Schröder y Dr. Alexander Gusev.

El Servicio Sismológico Nacional proporcionó amablemente los datos de magnitud. Los datos de aceleración fueron amablemente facilitados por las Coordinaciones de Instrumentación sísmica del Instituto de Ingeniería de la UNAM y del CENAPRED. Los datos de velocidad fueron obtenidos durante el proyecto "Estudio del riesgo sísmico asociado a la estructura de la corteza en las zonas sísmicamente activas mediante perfiles sísmicos profundos" (RISICO), financiado por la Comunidad Económica Europea (CII\*.0635.MJR) y el CONACYT (0722-T9109). Los cálculos de diferencias finitas fueron llevados a cabo en la supercomputadora Cray Y4MP de la DGSCA, UNAM. Parte de este trabajo ha sido financiada por el CONACYT (400325-5-2405PT).

## REFERENCIAS

- Aki, K. (1969). Analysis of the seismic coda of local earthquake as scattered waves, *J. Geophys. Res.*, **74**, 615-631.
- Aki, K. and B. Chouet (1975). Origin of coda waves, attenuation, and scattering effects, *J. Geophys. Res.*, **80**, 3322-3342.
- Aki, K. and P.G. Richards (1980). *Quantitative Seismology*, W.H. Freeman and Co., San Francisco.
- Burger, R.W., P.G. Somerville, J.S. Barker, R.B. Herrmann, and D.V. Helmberger (1987). The effect of crustal structure on strong ground motion attenuation relations in Eastern North America, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **77**, 420-439.
- Campa, M.F. and Coney, P.J. (1993). Tectonic-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico, *Can. Journal of Earth Sciences*, **20**, 1040-1050.
- Campillo, M., J.C. Gariel, K. Aki and F.J. Sánchez-Sesma (1989). Destructive strong ground motion in Mexico City: Source, path and site effects during great 1985 Michoacan earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **79**, 1718-1735.
- Campos-Enriquez, J.O. and V.H. Garduño-Monroy (1995). Los Azufres silicic center (Mexico): inference of caldera structural elements from gravity, aeromagnetic, and geoelectric data, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **67**, 123-152.
- Canas, J.A. (1986). Estudio del factor anelástico Q de la coda de los terremotos correspondientes a las regiones Central y Oriental del Eje Volcánico de México, *Geoffs. Int.*, **25**, 503-520.
- Cárdenas, M. (1993). La atenuación sísmica entre las costas del Pacífico y el Distrito Federal, Bsc Thesis, Facultad de Ingeniería, UNAM, 37 pp.
- Červený, V., Popov, M.M., and Pšenčík, I. (1982). Computation of Wave Fields in Inhomogeneous Media - Gaussian Beam Approach. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, **70**, 109-128.
- Chávez-García, F.J., F.J. Sánchez-Sesma, M. Campillo y P.Y. Bard (1994). El terremoto de Michoacán de septiembre de 1995: efectos de fuente, trayecto y sitio, *Física de la Tierra*, **6**, 157-200. Ed. Complutense, Madrid.

- Chávez-García, F.J., J. Ramos-Martínez, and E. Romero-Jiménez (1995). Surface-wave dispersion analysis in Mexico City, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **85**, 1116-1126.
- Dziewonski, A. M., S. Bloch, and M. Landisman (1969). A technique for the analysis of transient seismic signals, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **59**, 427-444.
- Emmerich, H. and M. Korn (1987). Incorporation of attenuation into time-domain computations of seismic wave fields, *Geophysics*, **52**, 1252-1264.
- Gutiérrez, C y S.K. Singh (1988). Evidencias de amplificación de fases sísmicas con trayectoria hacia dentro del continente respecto a trayectorias a lo largo de la costa del Pacífico, en México, *GEOS*, 155
- Havskov, J. and M. Macias (1983). A coda-length magnitude scale for some mexican stations, *Geofis. Int.*, **22**, 205-213.
- Herrmann, R.B. (1987). *Computer Programs in Seismology*. Saint Louis University.
- Lee H.K. and C. Valdés (1985). HYPO71PC: A personal computer version of the HYPO71 earthquake location program, Open File Report 85-749, United States Department of the Interior, Geological Survey, National Center for Earthquake Research.
- Moczo, P. (1989). Finite-difference technique for SH-waves in 2-D media using irregular grids: application to the seismic response problem, *Geophys. J. Int.*, **99**, 321-329.
- Molina-Garza, R. and Urrutia-Fucugauchi, J. (1994). Deep crustal structure of central Mexico derived from interpretation of bouguer gravity anomaly data, *J. Geodynamics*, **17**, 181-201.
- Mooney H.M. and B.A. Bolt (1966). Dispersive characteristics of the first three Rayleigh modes for a single surface layer, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **56**, 43-67.
- Ordaz, M. y S.K. Singh (1992). Source spectra and spectral attenuation of seismic waves from Mexican earthquake, and evidence of amplification in the hil zone of Mexico City, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **82**, 24-43.
- Pardo, M. and G. Suárez (1995). Shape of the subducted Rivera and Cocos plates in southern Mexico: Seismic and tectonic implications, *J. Geophys. Res.*, **100**, 12,357-12,373.
- Phillips, W.S. and K. Aki (1986). Site amplification of coda waves local earthquakes in central california, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **76**, 627-648.

- Quaas, R.W., J.A.P Otero, S.M. Medina, J.M.A. Espinosa, H.B. Aguilar y M.E. González (1993). Base Nacional de Datos de Sismos Fuertes: *Catalogo de Estaciones Acelerográficas 1960-1992*, Sociedad Mexicana de Ingeniería Sísmica, México.
- Rodríguez, M., J.O. Campos-Enriquez and E. Nava (1995). Seismic attenuation, gravity, and crustal structure under the basin of Mexico City, *Geophys. Res. Let.*, (en prensa)
- Singh, S.K., L. Astiz, and J. Havskov (1981). Seismic gaps and recurrence period of large earthquakes along the Mexican subduction zone: a reexamination, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **71**, 827-843.
- Singh, S.K., E. Mena, R. Castro, and C. Carmona (1987). Empirical prediction of ground motion in Mexico City from coastal earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **77**, 1862-1867.
- Singh, S.K., E. Mena y R. Castro (1988). Some aspects of source characteristics of the 19 September Michoacán earthquake and ground motion amplification in and near Mexico City from strong motion data, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **78**, 451-477.
- Singh, S.K. and M. Ordaz (1993). On the origin of long coda observed in the lake-bed strong-motion records of Mexico City, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **83**, 1298-1306.
- Singh, S.K., R. Quaas, M. Ordaz, F. Mooser, D. Almora, M. Torres, and R. Vásquez (1995). Is there truly a "hard" rock site in the Valley of Mexico? *Geophys. Res. Let.*, **22**, 481-484.
- Suteau, A.M. and J.H. Whitcomb (1979). A local earthquake coda magnitude and its relation to duration, moment  $M_0$ , and local Richter magnitude  $M_L$ , *Bull. Seism. Soc. Am.*, **69**, 353-368.
- Valdés, M.C., W.D. Mooney, S.K. Singh, R.P. Meyer, C. Lommitz, J.H. Luetgert, C.E. Helsley, B.T.R. Lewis, and M. Mena (1986). Crustal structure of Oaxaca, Mexico, from seismic refraction measurements, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **76**, 547-563.

## La Técnica del Filtrado Múltiple

La técnica del filtrado múltiple puede resolver complejas señales compuestas de varios periodos dominantes que llegan a la estación de registro simultaneamente. Envoltentes de la amplitud espectral instantanea se obtienen del sismograma original por filtrarlo con un filtro pasa banda en una estrecha banda de frecuencia. La continuidad de los máximos de envoltente como una función del periodo o la frecuencia, pueden representar modos de propagación de una onda superficial. Cuando mutuamente se analizan las componentes ortogonales del movimiento, los resultados pueden ser utilizados para estudiar la vibración del sitio de registro en tres dimensiones, en términos de la elipticidad y la fase para cada modo de propagación observado. Determinaciones cuantitativas de refracción lateral y separación del tipo de ondas también puede ser posible (Dziewonski *et al.*, 1969).

La técnica del filtrado múltiple se utiliza para estudiar las variaciones de la amplitud (o energía) de una señal como una función de la velocidad (tiempo) y el periodo (frecuencia). Es deseable, por lo tanto, que la función filtrante tenga una buena resolución en la vecindad inmediata de cada frecuencia central y valor de velocidad. La función gaussiana es apropiada para estos requerimientos.

Si  $\omega_n$  denota la frecuencia central para la  $n$ -ésima columna, la función ventana puede ser escrita

$$H_n(\omega) = e^{-\alpha \left( \frac{\omega - \omega_n}{\omega_n} \right)^2} \quad (1)$$

La transformada de Fourier de  $H_n(\omega)$  es

$$h_n(t) = \frac{\sqrt{\pi} \cdot \omega_n}{2\alpha} e^{-\frac{\omega_n^2 t^2}{4\alpha}} \cos(\omega_n t) \quad (2)$$

La resolución es controlada por el parametro  $\alpha$ , cuyo valor depende de la naturaleza en la dispersión del sismograma.

Otra importante propiedad de la función Gaussiana es que de todas las posibles funciones de banda no limitada, el producto de sus duraciones RMS es un mínimo. Esto significa que la resolución en tiempo y frecuencia, la cual puede ser medida como  $1/D_w D_f$ , es

mayor para la función Gaussiana que para cualquier otro tipo de función de banda no limitada. En el procesamiento de maquina, sin embargo, es usualmente conveniente truncar los extremos de baja amplitud de la función (2) a fin de obtener cálculos innecesarios, siempre que llegue a ser una función de banda limitada.

Designemos a BAND como un relativo ancho de banda, entonces los límites superior e inferior del filtro simétrico, denotados como  $\omega_{l,n}$  y  $\omega_{u,n}$ , respectivamente, son

$$\omega_{l,n} = (1 - \text{BAND})\omega_n \quad (3a)$$

$$\omega_{u,n} = (1 + \text{BAND})\omega_n \quad (3b)$$

El parámetro  $\beta$ , el cual describe el decaimiento de la función ventana, es determinado por el valor deseado de la función en los límites de banda

$$\beta = \ln \left[ \frac{H_n(\omega_n)}{H_n(\omega_{l,n})} \right] = \ln \left[ \frac{H_n(\omega_n)}{H_n(\omega_{u,n})} \right] \quad (4)$$

El parámetro  $\alpha$  de las ecuaciones (1) y (2) puede ser expresado en términos de BAND y  $\beta$ ,

$$\alpha = \beta / \text{BAND}^2 \quad (5)$$

y la función ventana es

$$H_n(\omega) = \begin{cases} 0 & \text{;for } \omega < (1 - \text{BAND})\omega_n \\ e^{-\alpha \left( \frac{\omega - \omega_n}{\omega_n} \right)^2} & \text{;for } (1 - \text{BAND})\omega_n \leq \omega \leq (1 + \text{BAND})\omega_n \\ 0 & \text{;for } \omega > (1 + \text{BAND})\omega_n \end{cases} \quad (6)$$

La transformada inversa de Fourier del espectro sísmico es ventaneada por la función anterior dando solo la función filtrada en fase para cada  $\omega_n$ . El conocimiento de la

cuadratura de la función de tiempo también se requiere para la evaluación de las amplitudes espectrales instantáneas  $A_n(t)$  y las fases  $\phi_n$ , las cuales son definidas como

$$A_n(t)e^{i\phi_n(t)} = h_n(t) + iq_n(t) \quad (7)$$

Las funciones de tiempo en fase y de cuadratura son designadas por  $h_n(t)$  y  $q_n(t)$ . El espectro de cuadratura  $Q_n(\omega)$  se encuentra fácilmente del espectro en fase,

$$Q_n(\omega) = H_n(\omega)e^{i\frac{\pi}{2}} \quad (8)$$

En términos de las series de Fourier, donde  $a_k$  y  $b_k$  denotan los coeficientes coseno y seno del espectro in-phase, y  $a'_k$  y  $b'_k$  son los correspondientes coeficientes del espectro de cuadratura,

$$a'_k = -b_k, \quad b'_k = a_k \quad (9)$$

Después de una transformación inversa las amplitudes instantáneas y las fases son

$$\begin{aligned} A_n(t) &= [h_n^2(t) + q_n^2(t)]^{1/2} \\ \phi_n(t) &= \tan^{-1}[q_n(t)/h_n(t)] \end{aligned} \quad (10)$$

### ***Descripción del algoritmo***

- 1) Un sismograma digitizado en una tasa constante es introducido al programa, de tal forma que su digitización sea suficiente para prevenir el aliasing por la presencia de altas frecuencias en el sismograma.
- 2) La función de tiempo es convertida a serie de senos y cosenos utilizando el algoritmo de la transformada rápida de Fourier.
- 3) Distorsiones instrumentales de amplitud y fase pueden ser removidas en el dominio complejo en esta etapa, por corregir las partes real e imaginaria de la respuesta instrumental



4) El arreglo de las frecuencias centrales, la cual esta relacionada por una tasa constante, es evaluada por los filtros. La longitud de la serie de tiempo y la tasa de muestreo determina la frecuencia de los componentes armonicas obtenidas de las series de Fourier. Aquellos armonicos que se encuentran cercanos a cada miembro del arreglo son seleccionados y sustituidos como frecuencias centrales para el proximo proceso.

5) Un arreglo de tiempos se encuentra para los valores preseleccionados de velocidad de grupo.

6) El filtrado se logra por ventanear el espectro sísmico con una función filtro la cual es simétrica alrededor de la corriente frecuencia central.

7) La cuadratura del espectro es formada por el cálculo de las amplitudes espectrales instantaneas y las fases.

8) La trasformada inversa de Fourier del espectro de fase y cuadratura son calculadas con el mismo algoritmo para la trasformada rápida de Fourier.

9) Las amplitudes y las fases espectrales instantaneas son calculadas para cada uno de los grupos de tiempos de arribo.

Los procedimietos del 6 al 9 son repetidos para cada frecuencia central.