

03091
2



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO

UNIDAD ACADÉMICA DE CICLOS PROFESIONAL Y DE POSGRADO
DEL COLEGIO DE CIENCIAS Y HUMANIDADES

INSTITUTO DE GEOFISICA

POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

El movimiento sísmico en el Valle de México.
efecto de la heterogeneidad lateral al campo
incidente y contribución del parque inmobiliario
al movimiento observado

T E S I S
QUE PARA OBTENER EL TITULO DE:
DOCTOR EN CIENCIAS
P R E S E N T A:
MARTIN CARDENAS SOTO

MEXICO, D.F.

2000

2000



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis 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.



PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA



Of. No. PCT/JOCE/783/00

Asunto: Asignación de jurado para
examen de grado.

MARTIN CARDENAS SOTO
Estudiante de Doctorado
Sismología
Presente,

El Comité Académico del Posgrado, reunido en sesión ordinaria el 26 de septiembre del año en curso, aprobó a los siguientes investigadores como su jurado de examen de grado para defender la tesis titulada "El movimiento sísmico en el Valle de México. Efecto de la heterogeneidad lateral al campo incidente y contribución del parque inmobiliario al movimiento observado":

Dr. Luis Esteva Maraboto	Presidente
Dr. Cinna Lomnitz Aronsfrau	Vocal
Dr. Shiri Krishna Singh	Vocal
Dr. Mario Ordaz Schroeder	Vocal
Dr. Francisco Chávez	Secretario
Dr. Javier Aviles López	Suplente
Dr. Pierre Yves Bard	Suplente

Sin otro particular por el momento, recibe un saludo cordial.

Atentamente,
"POR MI RAZA HABLARA EL ESPIRITU"
Ciudad Universitaria, a 26 de septiembre del 2000.
EL COORDINADOR DEL PROGRAMA


DR. J. OSCAR CAMPOS ENRIQUEZ

c.c.p. Tutor
c.c.p. Miembros del Jurado
c.c.p. Archivo

El movimiento sísmico en el Valle de México. Efecto de la heterogeneidad lateral al campo incidente y contribución del parque inmobiliario al movimiento observado

CONTENIDO

RESUMEN	1
INTRODUCCION	5
PARTE I	12
La propagación del movimiento sísmico en el centro de México. El efecto de la variación lateral de la estructura de la corteza.	
Resumen	12
1 Introducción	13
2 Estructura de la corteza en el centro de México	17
2.1 Marco tectónico	17
2.2 Modelos sismológicos	19
2.3 Modelos en base a estudios gravimétricos	22
3 Monitoreo del movimiento sísmico en México central	22
3.1 Datos de velocidad	23
3.2 Análisis de datos	24
3.2.1 Caracterización de las formas de onda	25
3.2.2 Inversión generalizada: parámetros de fuente trayecto y sitio	30
3.2.3 Análisis de las características de dispersión	40
3.2.4 Velocidades de fase entre pares de estaciones	45
4 El movimiento incidente en el Valle de México	51
4.1 Datos de aceleración del arreglo Roma	52
4.2 Análisis del campo de ondas	52
4.2.1 Estudio de las formas de onda	54
4.2.2 Estudio de correlación	68
5 Conclusiones	79

PARTE 2	81
La contribución del parque inmobiliario al movimiento de campo libre Estudio de interacción suelo-estructura mediante análisis de movimientos fuertes y mediciones de vibración ambiental.	
Resumen	81
1 Introducción	82
2 Interacción Suelo-Estructura (ISE)	85
2.1 Efectos de ISE	85
2.2 Modelos de cono para el cálculo de la función de impedancia	88
2.3 Un sistema de un grado de libertad	94
2.4 Modelado numérico del campo difractado	97
3 Datos de aceleración	97
3.1 ISE: efectos sobre la respuesta estructural	100
3.1.1 Edificio Jalapa	101
3.1.2 Edificio Plaza Córdoba	108
3.2 ISE: efectos en el movimiento de campo libre	116
3.2.1 Análisis del movimiento del suelo	117
3.2.2 Cálculo del campo de onda difractado	123
4 Mediciones de vibración ambiental	126
4.1 Selección de inmuebles	126
4.2 El edificio Plaza Córdoba	128
4.2.1 Análisis en el dominio de la frecuencia	128
4.2.2 Análisis en el dominio del tiempo	131
4.3 El Hotel Bamer	133
4.3.1 Análisis en el dominio de la frecuencia	135
4.3.2 Análisis en el dominio del tiempo	139
4.4 Arreglo Tlahuac	140
5 Conclusiones	143
CONCLUSIONES GENERALES	145
REFERENCIAS	149

RESUMEN

A quince años de los sismos de Michoacán de septiembre de 1985, los efectos de sitio y recientemente los efectos de trayecto, son dos temas centrales de la sismología en México. El interés de los diferentes grupos que trabajan en los efectos de sitio se debe a la excepcional duración del movimiento del terreno observada en la zona de lago de la ciudad de México. Los grupos que trabajan sobre los efectos de trayecto buscan explicar una anómala amplificación regional del movimiento sísmico observada en el centro del país. Estudios recientes sobre estos dos temas señalan que la duración del movimiento en el Valle de México está relacionada con la amplificación regional provocada por la presencia del Eje Volcánico Transmexicano (EVTM). Esto indica que, al avanzar en la comprensión del problema de amplificación regional, estaremos mejorando nuestro conocimiento sobre el movimiento observado en el Valle de México. Este es precisamente el objetivo de este estudio. Esta tesis está dividida en dos partes. Por un lado, se estudian las características de propagación del campo incidente en el centro del país, y por otro lado, se realiza un estudio de Interacción Suelo Estructura con un acento particular sobre el movimiento observado en el Valle de México.

La primera parte de esta tesis aborda el tema de los efectos de trayecto en el movimiento incidente en el centro de México. Para ello, por un lado se lleva a cabo el análisis de un juego de datos de velocidad de alta calidad registrados en un arreglo de siete estaciones sísmicas de banda ancha situado en el centro del país. Por otro lado, mediante el empleo de registros de movimientos fuertes en un arreglo de estaciones en pozo en el DF se realiza un estudio del campo de ondas que se propaga en el Valle de México. El análisis de datos de velocidad muestra que los efectos de trayecto en el movimiento registrado en el centro del país ocasionan amplificación y aumento de la duración en períodos menores de 5 s en sitios dentro del EVT M. Esta amplificación y aumento de la duración aparece en sitios considerados como terreno firme, libres de efectos locales de sitio. Sin incluir la respuesta sísmica de la cuenca de México, el área donde se observan esos fenómenos coincide con depósitos vulcano-sedimentarios de edad Oligoceno – Mioceno. Esta observación apoya la hipótesis planteada en estudios previos que señalan la importancia de la presencia del EVT M sobre el movimiento sísmico que se registra en el centro del país. En períodos mayores de 5 s se observa que la energía sísmica se propaga eficazmente en el modo fundamental de ondas de Rayleigh, pero solo para trayectorias norte-sur. Los resultados de este estudio sugieren que los efectos de trayecto a la propagación del movimiento sísmico entre la costa y el centro del país se producen mediante los siguientes mecanismos: a) la variación lateral de la estructura de la corteza, y b) el contraste de impedancia de depósitos vulcano-sedimentarios del EVT M entre estratos más competentes del Cretácico.

La respuesta sísmica de la zona de lago de la ciudad de México es estudiada mediante registros de movimientos fuertes. El análisis de los datos se realiza en los dominios del tiempo y la frecuencia. En los registros obtenidos en la zona de lago se observa que los pulsos monocromáticos asociados con la duración del movimiento en el Valle de México, aparecen predominantemente en períodos cercanos al período fundamental del sitio, T_0 . Mediante un análisis de correlación se muestra que la resonancia 1D

de los estratos superficiales complica el campo de onda que se registra entre estaciones y entre componentes del movimiento. Ese efecto ocurre en periodos cortos y para profundidades menores de 50 m. Se observa que el campo de onda en periodos cercanos a T_0 no presenta una dirección preferencial y se propaga con velocidades similares a las que predice la curva de dispersión de ondas superficiales del modelo de velocidad del subsuelo. Estas observaciones no aplican para registros con profundidades mayores a 100 m ni para registros de la zona de lomas y transición. A periodos mayores que el periodo propio del sitio, se observa que el campo de onda está formado por ondas superficiales que provienen de dos direcciones diferentes: a) ondas que se propagan en la dirección epicentral con la velocidad que predice el modelo teórico de dispersión entre la costa y el DF y b) ondas que se originan en algún otro límite geológico alrededor del Valle de México.

La segunda parte de la tesis explora la posible influencia de los efectos de Interacción Suelo-Estructura (ISE) sobre el movimiento en "campo libre" de la zona de lago de la ciudad de México. Esta línea de investigación se basa en estudios recientes que han mostrado que la presencia del parque inmobiliario en zonas densamente urbanizadas puede modificar el movimiento del terreno en la vecindad de los edificios. El objetivo de este estudio es determinar si el campo de ondas que se propaga en las capas superficiales de la zona de lago de la ciudad de México está afectado por el parque inmobiliario. Presentamos los resultados del análisis de movimientos fuertes y mediciones de vibración ambiental en y entorno a tres edificios situados en la zona de lago de la ciudad de México. El estudio de ISE muestra la importancia de los efectos de interacción inercial sobre la respuesta estructural y el movimiento circundante a la base de los edificios. La magnitud de estos efectos es función del contraste de rigidez entre los edificios y el suelo. Resultados de simulaciones numéricas muestran que el campo de onda radiado desde la cimentación de un edificio puede ser registrado a distancias de centenas de metros del edificio. La amplitud del desplazamiento del suelo depende de la contribución del momento de balanceo de la estructura, y de la relación entre las frecuencias de ISE y la frecuencia fundamental del sitio.

Los resultados a partir de mediciones de vibración ambiental, muestran que la estimación de la función de transferencia (definida por la amplitud relativa y frecuencia predominante del cociente espectral del componente horizontal entre vertical) en sitios dentro de la ciudad presenta variaciones importantes, tanto entre componentes horizontales, como en la amplificación para puntos muy cercanos entre sí. Estas variaciones desaparecen con las prácticas usuales de calcular promedios entre componentes horizontales y de aplicar un suavizado espacial a las mediciones antes de elaborar curvas de isoperiodos. Estos procedimientos permiten disfrazar los efectos de ISE, sin embargo, ello no quiere decir que desaparezcan.

Finalmente, los resultados de esta investigación sugieren que para comprender el movimiento observado en Valle de México es necesario incluir tanto efectos de trayecto como de sitio. Los efectos de trayecto al movimiento sísmico que se registra en el centro del país se traducen en los fenómenos de amplificación regional y un incremento sustancial de la duración del movimiento del terreno. Estos fenómenos están presentes en el movimiento incidente al centro del país, cuya interacción con la respuesta sísmica de la cuenca de la ciudad de México complica el estudio del movimiento observado.

Sin embargo, esta relación solo ocurre para periodos mayores que el periodo fundamental del sitio, T_0 . En periodos cercanos a T_0 , la respuesta sísmica del Valle de México esta controlada por la contribución de efectos 1D y 2D de la cuenca. En esos periodos, el denso ambiente urbanizado de la ciudad introduce un factor adicional que deberá tomarse en cuenta para futuros estudios de riesgo sísmico.

manifiesta en amplificación e incremento de la duración del movimiento sísmico para ambas estaciones, no corresponde a efectos locales. Estas características no se observan al este del EVT_M, siendo la sierra nevada el límite geológico de referencia. El trayecto fue caracterizado por los residuales de fuente, dependientes de la frecuencia, y un factor de calidad regional. La evaluación de estos parámetros sugiere que la propagación del movimiento sísmico es afectada por la variación lateral en la estructura de la corteza. Por otra parte, se realiza un estudio sobre la dispersión del campo de onda durante su trayecto. Se observa que la energía sísmica que proviene de los sismos de la brecha sísmica de Ometepe y de dos eventos de la región de las costas de Colima, se propaga eficientemente en periodos mayores de 5 s. En periodos menores a 5 s, el campo de onda que registra el arreglo es fuertemente dispersado por la heterogeneidad de la corteza superior, y la energía es transportada fundamentalmente por modos superiores de ondas superficiales. Al analizar la dispersión de esos modos superiores y compararla con la velocidad de fase que predice el modelo teórico de dispersión de ondas de Rayleigh entre la costa y el DF, se obtiene la velocidad de fase entre pares de estaciones. Las diferencias observadas en las curvas de velocidad de fase entre los diferentes trayectos muestra que son causa de la presencia de los materiales sedimentarios de origen volcánico del EVT_M.

El movimiento observado en el valle de México fue estudiado mediante datos de movimientos registrados en un arreglo de 5 estaciones (tres en superficie y dos en pozo) localizado en la colonia Roma de la ciudad de México. El análisis de los datos se realiza en los dominios del tiempo y la frecuencia. Se compara la respuesta sísmica en sitios de la zona de lomas con respecto a una estación en pozo. Esta comparación muestra que no existe diferencia entre el movimiento registrado en ambos sitios, es decir se trata del mismo campo incidente. El análisis de los registros filtrados alrededor de varios periodos (1 a 10 s) muestra que para periodos mayores que el periodo del sitio, T_0 , el movimiento del suelo en todas las estaciones es similar. En periodos cercanos a T_0 no existe similitud en la forma de onda entre los registros de las diferentes estaciones, tanto de superficie como de pozo. Se observa que los pulsos monocromáticos asociados con la duración del movimiento en la Valle de México dominan la amplitud del registro en periodos cercanos a T_0 . Estos trenes de onda no se observan en la misma banda de periodo en los registros de las estaciones en pozo. Mediante un análisis de correlación se muestra que la resonancia de los estratos superficiales complica el campo de onda que se registra entre estaciones y entre componentes del movimiento. Este efecto ocurre en periodos cortos y para profundidades menores a 50 m. Entre 30 y 102 m de profundidad, el movimiento del suelo es similar en el componente vertical en una amplia banda de periodo. En los componentes horizontales el movimiento del suelo está correlacionado entre 3 y 4 s de periodo. Posteriormente se determinaron direcciones y velocidades de propagación del campo de onda que cruza el arreglo utilizando las estaciones en superficie. Los resultados muestran que la energía sísmica en periodos largos se propaga coherentemente en la dirección del epicentro al arreglo. En periodos cortos la dirección predominante de la energía de propagación es hacia el Este, con una gran dispersión. Las velocidades de fase, para todos los periodos, están en acuerdo con las curvas de dispersión predichas por la estratigrafía bajo el sitio.

Efectos de sitio

La segunda parte de la tesis aborda los efectos de sitio y su relación a la duración del movimiento sísmico en el Valle de México. En particular, se considera que un posible efecto adicional, que ha recibido poca atención hasta ahora "la posible contribución del parque inmobiliario existente al movimiento del terreno en la Ciudad de México". En efecto, en todos los estudios que hemos mencionado de la respuesta sísmica de la Ciudad de México, la respuesta *dinámica* de las estructuras que conforman la ciudad es completamente ignorada. Sin embargo, es conocido que la interacción suelo-estructura puede afectar la respuesta natural de cualquier edificación, especialmente aquellas levantadas en suelos blandos. La interacción entre la vibración de las estructuras y el movimiento del terreno requiere dos condiciones: suelo muy blando y coincidencia entre los períodos propios de la estructura y los de las capas de suelo blando. Ambas condiciones se satisfacen en la zona de lago de la Ciudad de México, donde se ha señalado que los efectos de Interacción Suelo-Estructura (ISE) pueden ser considerables para estructuras de períodos medios y largos (Avilés y Pérez-Rocha, 1998). La importancia de estos efectos ha sido ampliamente estudiada, tanto desde el punto de vista teórico (Bard y Wirgin 1995; Wirgin y Bard, 1996; Bard *et al.*, 1996; Guéguen *et al.*, 1999; Guéguen *et al.*, 2000) como experimental (Bermúdez, 1997; Guéguen y Bard, 1998; Cárdenas *et al.*, 1999, 2000). Esos estudios han mostrado que los efectos pueden ser considerables y que la continuación de esta línea de investigación se justifica ampliamente.

El objetivo de esta línea de investigación es profundizar en la investigación realizada sobre la relación entre la presencia de edificios en la Ciudad de México y el movimiento del terreno llamado "libre". En este trabajo utilizamos, por una parte, un enfoque teórico, mediante modelos numéricos de la interacción entre la vibración de estructuras y la propagación de ondas en el terreno. Por otra parte, utilizamos un enfoque instrumental, a través del análisis de parte de la enorme cantidad de registros acelerográficos acumulados por los temblores recientes en la densa red de acelerógrafos de la Ciudad de México. Muchos de estos registros se encuentran en el interior de diversas estructuras, o en "campo libre" en la proximidad inmediata de los edificios instrumentados. Nuestro objetivo es determinar la importancia de la presencia del parque inmobiliario en la zona de lago de la Ciudad de México en el movimiento del terreno usualmente considerado como movimiento de "campo libre".

Para alcanzar ese objetivo se han recopilado datos acelerográficos obtenidos durante temblores recientes en la red acelerográfica de la Ciudad de México y dos edificios instrumentados. Además se han realizado mediciones de vibración ambiental tanto en edificios como en el "campo libre". El análisis de esta base de datos se ha realizado con un enfoque distinto del utilizado en estudios previos. En efecto, estos registros ya han sido analizados en la óptica de la respuesta dinámica de estructuras (*e.g.*, Meli *et al.*, 1993; Alcorta, 1995). En este trabajo se utiliza esta base de datos para explorar el acoplamiento entre la vibración de las estructuras y el movimiento del terreno circundante a las mismas. Esta segunda parte de la tesis consta de cuatro partes:

PARTE 1

LA PROPAGACIÓN DEL MOVIMIENTO SÍSMICO EN EL CENTRO DE MÉXICO. EL EFECTO DE LA VARIACIÓN LATERAL DE LA ESTRUCTURA DE LA CORTEZA

Resumen

En este estudio se aborda el tema de los efectos de trayecto en el movimiento incidente en el centro de México. Para ello, por un lado, se analizan datos de velocidad de 19 eventos de la zona subducción ($3.6 < M < 4.9$) registrados en un arreglo de siete estaciones sísmicas de banda ancha (tres componentes) situado en el centro del país. Por otro lado, mediante el empleo de registros de movimientos fuertes ($M > 7$) en arreglos verticales y de superficie se estudia el campo incidente y observado en el Valle de México. El objetivo de esta parte primera es el de comprender más a fondo las causas del fenómeno de amplificación regional y su relación con el movimiento incidente en el Valle de México.

En el análisis de los datos de velocidad se emplea un método de inversión generalizada para separar las contribuciones de fuente, trayecto y sitio. Se muestra que mediante tal inversión es factible determinar confiablemente los parámetros de fuente y las funciones de respuesta de sitio. Se realiza un análisis de los registros en el dominio del tiempo y la frecuencia. Los resultados muestran que la respuesta del sitio se manifiesta en amplificación e incremento de la duración del movimiento sísmico para dos estaciones situadas en la parte Este del EVTm, siendo la sierra nevada el límite geológico de referencia. El trayecto es caracterizado mediante los residuales de fuente, dependientes de la frecuencia, y un factor de calidad regional. Al análisis de los efectos de trayecto contribuyen además resultados de un estudio de los registros. Los resultados muestran que la propagación sísmica se comporta de modo distinto. En periodos cortos, el campo de onda es fuertemente dispersado por la heterogeneidad de la corteza superior, y la energía es transportada fundamentalmente por modos superiores de ondas superficiales. En periodos largos, la propagación sísmica muestra fundamentalmente la contribución del mecanismo de la fuente y el efecto de la geometría y propiedades elásticas de las interfaces de la corteza.

Por otra parte, se analizan datos de movimientos fuertes. Se trata de registros de tres sismos de magnitud mayor a 7, dos de ellos de fallamiento inverso y uno de falla normal. Los datos analizados son los registros de estos eventos en un arreglo de 5 estaciones (tres en superficie y dos en pozo) localizado en la colonia Roma de la ciudad de México. El análisis de los datos se realiza en los dominios del tiempo y la frecuencia. Se compara la respuesta sísmica en sitios de la zona de lomas con respecto a una estación en pozo. Esta comparación muestra que no existe diferencia entre el movimiento registrado en ambos sitios, es decir se trata del mismo campo incidente. El análisis de los registros filtrados alrededor de varios periodos (1 a 10 s) muestra que para periodos mayores que el periodo del sitio, T_0 , el movimiento del suelo en todas las estaciones es similar. En periodos cercanos a

To no existe similitud en la forma de onda entre los registros de las diferentes estaciones, tanto de superficie como de pozo. Se observa que los pulsos monocromáticos asociados con la duración del movimiento en la Valle de México dominan la amplitud del registro en periodos cercanos a To. Estos trenes de onda no se observan en la misma banda de periodo en los registros de las estaciones en pozo. Mediante un análisis de correlación se muestra que la resonancia de los estratos superficiales complica el campo de onda que se registra entre estaciones y entre componentes del movimiento. Este efecto ocurre en periodos cortos y para profundidades menores a 50 m. Posteriormente se determinaron direcciones y velocidades de propagación del campo de onda que cruza el arreglo utilizando las estaciones en superficie. Los resultados muestran que la energía sísmica en periodos largos se propaga coherentemente en la dirección del epicentro al arreglo. En periodos cortos la dirección predominante de la energía de propagación es hacia el Oeste, con una gran dispersión. Las velocidades de fase, para todos los periodos, están en acuerdo con las curvas de dispersión predichas por la estratigrafía bajo el sitio.

1 Introducción

La ciudad de México puede ser seriamente afectada por ondas sísmicas generadas a más de 300 km de distancia. Los graves daños ocasionados en la ciudad de México, durante sismos de subducción, se deben a la amplificación del movimiento del suelo generada por una suave capa de arcilla que cubre la zona de lago (Chávez-García *et al.*, 1994). Sin embargo, se ha mostrado que el movimiento sísmico observado en "terreno firme" dentro del Valle de México se encuentra ya amplificado con respecto a sitios firmes a la misma distancia epicentral a lo largo de diferentes trayectorias (Singh *et al.*, 1988; Ordaz y Singh, 1992; Singh *et al.*, 1995a; Cárdenas 1998a, Shapiro *et al.*, 1997). Actualmente se sabe que dicha amplificación ocurre en la banda de periodos (2 a 4 s) en la cual las capas blandas del suelo del Valle de México han jugado un papel relevante en el movimiento sísmico que afecta la ciudad (*e.g.* Chávez-García *et al.*, 1994b). Se han planteado varias hipótesis para explicar este fenómeno (*e.g.* Singh *et al.*, 1988; Campillo *et al.*, 1989; Ordaz y Singh, 1992; Singh *et al.*, 1995a; Cárdenas *et al.*, 1997; Cárdenas *et al.*, 1998a; Shapiro *et al.*, 1997, Yamamoto *et al.*, 1997). Todas ellas coinciden de que se trata de variaciones laterales a pequeña y/o a gran escala dentro de la corteza que afectan la propagación de las ondas sísmicas a través de esta. Sin embargo, el conocimiento que tenemos actualmente de la estructura profunda de la corteza es limitado. Sólo han aparecido estudios de la estructura promedio entre la costa y el Distrito Federal (*e.g.* Campillo *et al.* 1996; Valdés y Meyer, 1996, Gomberg *et al.*, 1988a,b, Fuentes, 1997; Iglesias, 2000).

Sabemos que la corteza no es una estructura perfectamente estratificada, sino que es compleja, con variaciones laterales de velocidad sísmica y densidad en varias escalas. Presenta además formas irregulares en la superficie e irregularidades geométricas de las interfases con la profundidad. Pardo y Suárez (1995), por ejemplo, mostraron que la forma de la interfase entre la placa subducida y la placa continental es irregular y que el ángulo de buzamiento de la placa cambia a lo largo de la trinchera (Figura 1-1). Es importante entender cómo tales complejidades afectan las ondas sísmicas que viajan a través de ellas. Para el caso de México, la estructura de la corteza se ve complicada por la disposición oblicua del Eje Volcánico Transmexicano (EVTM) con respecto a la zona de subducción del Pacífico. Sin embargo, la

presencia de este arco volcánico solo es parte de un efecto de trayecto sobre las ondas que viajan desde la costa hacia el centro del país. Esto es debido a que los materiales volcánicos complicaron la propagación sísmica con longitudes de onda no mayores a 7 Km, espesor máximo de las rocas que constituyen el EVTM. (e.g. Mooser *et al.*, 1996). Para longitudes de onda mayor, Gomberg *et al.* (1988a y 1988b), Fuentes (1997) e Iglesias (2000) han mostrado que existen diferencias en la estructura profunda de la corteza para diferentes trayectorias entre la zona de subducción y el centro del país.

Esta observación sugiere la propagación sísmica tiene la contribución de la variación lateral (geometría y propiedades elásticas) de la estructura de la corteza, y del mecanismo de la fuente. Algunos resultados al respecto han sido previamente observados por Lomnitz (1982) y Nava *et al.* (1985) del estudio de las réplicas del sismo de Huajuapán de León ($M=7.0$, Prof.=74 Km) ocurrido el 24.10.1980 en Oaxaca. Estos autores muestran que los registros de ese evento se caracterizan por fases sísmicas de gran amplitud que se originan por refracción en la interface que forman la placa de Cocos y el manto superior. Lomnitz (1982) denominó a estas fases, ondas de placa. Nava *et al.* (1985) sugieren que las ondas de placa amplifican el movimiento del suelo en una amplia gama de frecuencia hacia trayectorias perpendiculares a la costa. Sin embargo, Singh *et al.* (1995b) mediante el análisis de sismogramas regionales de eventos de profundidad intermedia ($50 \leq H \leq 80$) muestran que la onda de placa es una fase convertida S a P en la superficie libre. Por ello, la onda de placa (Lomnitz, 1982) o fase convertida (Singh *et al.*, 1995b) no proporciona información de la placa que subduce (Singh *et al.*, 1995b). El mecanismo de amplificación sísmica por contraste de impedancia es bien conocido. 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. Los resultados de Burger *et al.* (1987) muestran que las relaciones de atenuación para movimientos fuertes del terreno están afectadas por tales reflexiones. Una consecuencia directa de la irregularidad de la placa subducida y la placa continental (Pardo y Suárez, 1995), es que habrá diferencias en la profundidad del Moho a diferentes distancias de la costa hacia el centro del país.

Este mecanismo de amplificación de sísmica (contraste de impedancia debido a interfaces dentro de la corteza) fue propuesto por *et al.* (1998a). Este autores utilizan datos de experimentos de refracción a gran escala para estudiar el fenómeno de amplificación regional. Observan que para frecuencias mayores de 1 Hz el movimiento del suelo es amplificado en trayectorias hacia el interior del continente a distancias mayores de 100 Km de la costa. La hipótesis planteada por Ordaz y Singh (1992) para explicar tal amplificación sugiere la presencia de un enorme valle de depósitos sedimentarios. Posteriormente Singh *et al.* (1995a) y Shapiro *et al.* (1997) propusieron que tal valle estaba conformado por sedimentos vulcano – sedimentarios de baja velocidad (edad Mioceno – Oligoceno) producto de la formación del EVTM.

Cárdenas *et al.* (1997) y Furumura y Kennett (1998) mediante la simulación numérica de propagación de ondas en modelos corticales 2D, muestran que la profundidad de la fuente está relacionada con la eficiente propagación de ondas superficiales en distancias regionales. Furumura y Kennett (1998) sugieren que la amplificación y duración del movimiento de suelo en el centro de México se debe a la eficiente propagación de las ondas Lg guiadas por la corteza y retroalimentados por fases refractas en la placa subducida. Los resultados de éstos autores fueron obtenidos a partir de simulaciones numéricas de propagación de ondas en modelos 2D y 3D que incluyen: a) la estructura del modelo cortical de

velocidad de Váidez *et al.* (1986), b) la geometría de la interface que subduce propuesta por Pardo y Suárez, (1995), c) la presencia del EVTm con los estratos de baja velocidad sugeridos por Singh *et al.* (1995a) y Shapiro *et al.*, (1997), y d) valores de atenuación obtenidos por Yamamoto *et al.* (1997).

Campillo *et al.* (1989) señalan que entre 2 y 4 s de periodo el campo de onda incidente en la ciudad de México durante los sismos de septiembre de 1985 estuvo controlado por ondas Lg. Chávez-García *et al.* (1995) y Barker *et al.* (1996) muestran que en periodos menores de 5 s el campo de onda que se observa en el Valle de México tiene contribuciones de ondas superficiales generadas en las fronteras del EVTm. Chávez-García *et al.* (1995) y recientemente Lomnitz *et al.* (1999) proponen que el movimiento observado en la zona de lago de la ciudad de México podría ser el resultado de la interacción de ondas guiadas por estratos profundos con la propagación sísmica dentro de la cuenca de México. Estas observaciones sugieren que el movimiento observado en la zona de lago de la ciudad de México, por ejemplo, resulta de una combinación de efectos de sitio y de trayecto.

A quince años de los sismos de Michoacán de septiembre de 1985, los efectos de sitio y recientemente los efectos de trayecto, son dos temas centrales que ocupa a la sismología en México. El interés de los diferentes grupos que trabajan en los efectos de sitio se debe a la excepcional duración del movimiento del terreno observada en la zona de lago de la ciudad de México (*e.g.* Bard *et al.*, 1988; Sánchez-Sesma *et al.*, 1988), fenómeno observado también en la zona de lomas (Singh y Ordaz, 1993). Los grupos que trabajan sobre los efectos de trayecto buscan explicar la amplificación regional del movimiento sísmico, observada en el centro del país (*e.g.* Ordaz y Singh, 1992; Cárdenas *et al.*, 1997, 1998a; Shapiro *et al.*, 1997). Estudios recientes señalan que la duración del movimiento en el Valle de México está relacionada con la amplificación regional provocada por la presencia del EVTm (*e.g.* Shapiro *et al.* 1997; Furumura y Kennett, 1998). Esto indica que, al avanzar en la comprensión del problema de amplificación regional, estaremos mejorando nuestro conocimiento sobre el movimiento observado en el Valle de México.

En efecto, sabemos (ver por ejemplo Sánchez-Sesma, 1987; Aki, 1988) que existe una relación estrecha entre amplificación del movimiento sísmico e incremento de la duración del mismo. Esta relación depende del mecanismo que ocasiona la amplificación y del tipo de onda predominante. El fenómeno de amplificación regional, dada su magnitud, debe tener repercusión en la duración del movimiento. Dos resultados recientes apuntan en esa dirección y sugieren que probablemente sea muy difícil dissociar los efectos de la amplificación regional de los efectos de sitio observado en el Valle de México:

3. El análisis detallado de los acelerogramas registrados en el Valle de México el 19 de septiembre de 1985 (Chávez-García *et al.*, 1995) sugiere que, a pesar de las enormes diferencias en el movimiento observado en las diferentes zonas geotécnicas, a bajas frecuencias el movimiento es muy similar en todas las estaciones. En períodos intermedios se observa en los registros ondas superficiales que se propagan independientemente de la zona geotécnica con velocidades inferiores a 1 km/s.

4. Singh *et al.* (1995) registraron tres temblores provenientes de la zona de subducción en dos acelerógrafos de alta sensibilidad, instalados en rocas volcánicas del Oligoceno, señaladas por estudios geológicos como las más firmes del Valle de México. En estas estaciones se observa que el movimiento sísmico es amplificado hasta por un factor de 10 con respecto a la curva de atenuación promedio entre la costa y el DF.

Estos resultados sugieren que no es posible disociar la respuesta sísmica de las diferentes zonas geotécnicas, pues no es posible considerar el movimiento del terreno en ninguna de ellas como representativo del movimiento incidente. Es decir, no existe en el Valle de México un sitio que podamos llamar terreno firme (Singh *et al.*, 1995). Esto sugiere que si logramos avanzar en la comprensión del fenómeno de amplificación regional, estaremos dando pasos significativos para entender la respuesta sísmica del Valle de México.

Estos son los problemas que se atacarán en este estudio. La tesis está dividida en dos partes que siguen dos líneas de investigación: a) analizar más allá de lo alcanzado hasta el momento los efectos de trayecto, es decir, el fenómeno de amplificación regional, y b) ampliar nuestro conocimiento sobre la duración del movimiento sísmico en la Ciudad de México. En esta primera parte se aborda el tema de los efectos de trayecto en el movimiento incidente en el centro de México. Para ello, por un lado, se lleva a cabo el análisis de un juego de datos de velocidad de alta calidad registrados en un arreglo de siete estaciones sísmicas de banda ancha situado en el centro del país. Por otro lado, mediante el empleo de registros de movimientos fuertes en arreglos de estaciones en pozo en el DF se realiza un estudio del campo de ondas que se propaga en el Valle de México. Antes de presentar los resultados del análisis de los dos juegos de datos empleados en este estudio (velocidad y aceleración), se incluye un capítulo que resume la tectónica de la zona de subducción y la estructura de la corteza en el centro de país.

2 La estructura de la corteza en el centro de México

A continuación se presenta una recopilación de las investigaciones realizadas sobre la estructura de la corteza en el centro de México. Primero se hace una breve descripción del marco tectónico de la zona de subducción y su relación con la presencia del EVTm. Posteriormente se presentan los modelos de velocidad propuestos en base a estudios de propagación de ondas. Estos modelos representan en promedio la estructura de la corteza y el manto superior de la parte centro y sur de México. Finalmente, se presentan algunos de los modelos que han sido propuestos con base en estudios gravimétricos.

2.1 Marco tectónico

La evolución tectónica del centro de México se inició hace 25 Ma. La actividad tectónica a lo largo de la costa del Pacífico del sureste de México está relacionada con la subducción de las placas de Cocos y Rivera bajo esta región. Diferencias en la geometría de la subducción y en la tasa de convergencia entre las placas de Cocos y Rivera se reflejan en diferencias en las tasas de sismicidad observada (Figura 1-1). Actualmente, la investigación sismotectónica se concentra en: a) comprender la dinámica de la subducción de las placas de Rivera y Cocos bajo la placa de Norteamérica, y b) estudiar las consecuencias de tal subducción con la complejidad de la corteza continental, por ejemplo, la controversial posición de EVTm con respecto a la zona de subducción (Figura 1-1).

Actualmente la sismicidad relacionada con la subducción de la placa de Rivera bajo el bloque de Jalisco es baja. Se han documentado no más de seis grandes sismos ($M_s > 7.0$) desde 1837. Pardo y Suárez (1995) concluyeron con base en hipocentros de microsismos registrados localmente e hipocentros relocalizados de eventos telesísmicos, que la placa de Rivera subduce con una pendiente casi constante de aproximadamente 50° con una profundidad máxima de acoplamiento sismogénico de 40 Km.

La placa de Cocos subduce bajo la placa de Norteamérica con una velocidad relativa que aumenta hacia el sureste, a largo de la trincheras, de 4.8 (cm/a) cerca de $104.5^\circ W$ a 7.5 cm/a alrededor de los $94^\circ W$ (DeMets *et al.*, 1991). La edad de la placa de Cocos varía a lo largo de la trincheras, con saltos asociados a zonas de fracturas. Las zonas de fractura más importantes en el flanco este de la dorsal del Pacífico (EPR) son la de Orozco (OFZ) y la de O'Gorman (OGFZ) (Figura 1-1). Hacia el este, la dorsal de Tehuantepec (TR) intersecta a la trincheras alrededor de los $95^\circ W$. Esta dorsal es el rasgo batimétrico más sobresaliente en la placa de Cocos en la región. La litosfera oceánica es más joven hacia el noroeste de la TR por 10 a 25 Ma con respecto de la ubicada hacia el sureste (Couch y Woodcock, 1981).

El margen continental del sur de México presenta muchas de las características típicas de un margen truncado, integrado por terrenos de origen alóctono (*e.g.*, Karig *et al.*, 1978; Beck, 1991). Datos paleomagnéticos recientes indican una relativa estabilidad en la zona desde el Cretácico medio, sin

evidencias de desplazamientos (Bohnel *et al.*, 1992), implicando que el proceso de transporte de terrenos ha cesado.

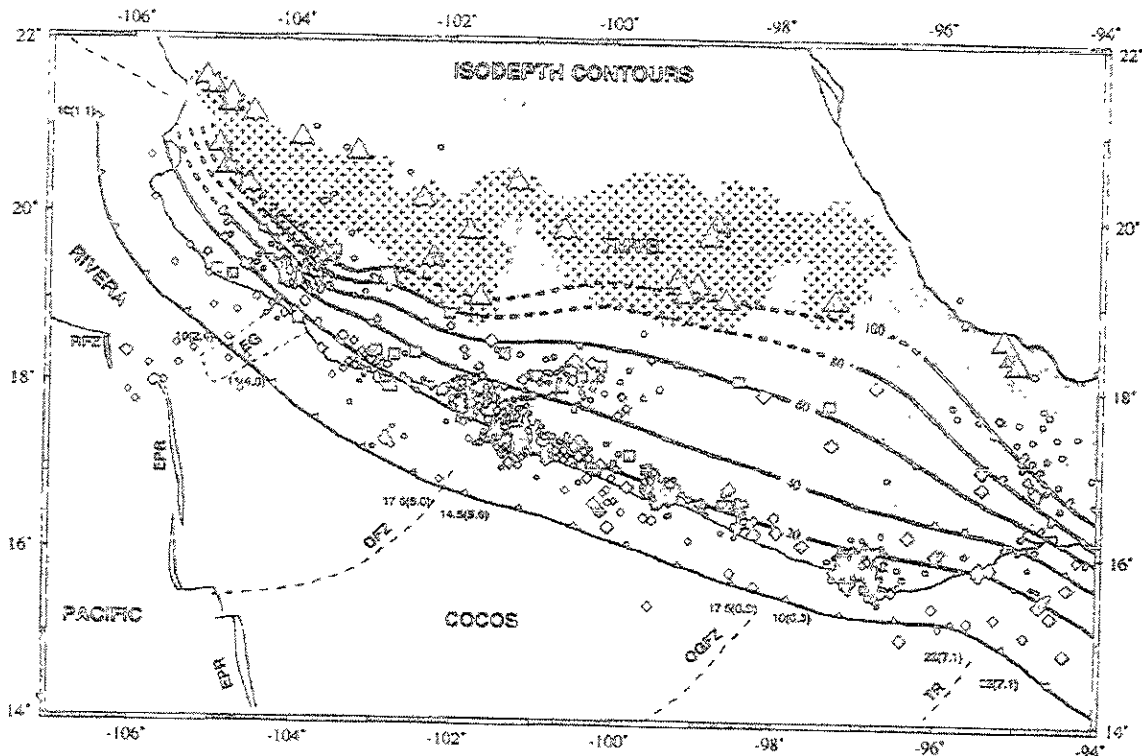


Figura 1-1. Configuración de la cima de la zona de Wadati-benioff de la placa oceánica subducida bajo la placa de Norteamérica. Los contornos de profundidad están trazados cada 20 km. Las líneas punteadas indican interpolación. Los contornos de profundidad están trazados cada 20 km. Las líneas negras indican vulcanismo 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, 1995a].

El Eje Volcánico Transmexicano (EVTM) es una provincia volcánica con tendencia general este-oeste que se extiende por más de 1000 km a través de México central (Figura 1-1). Se localiza alrededor de los 19°N, tiene entre 20 y 150 km de ancho (Delgado-Granados *et al.*, 1993) y está cortado por una secuencia de grabenes con orientación oblicua respecto del rumbo del arco volcánico (Nixon, 1982). La orientación de la faja volcánica no es paralela a la trinchera, sino oblicua con respecto a la zona de subducción del Pacífico. El arco volcánico que inició su evolución en el Mioceno, ha presentado mayor actividad durante el Plioceno-Cuaternario. A lo largo del EVTMM se encuentran una gran variedad de estructuras, grandes estrato-volcanes, conos cineríticos monogenéticos de pequeñas y medianas dimensiones y numerosos centros silíceos. Se han propuesto varias hipótesis para explicar la orientación diagonal del EVTMM con respecto a la Trinchera, y su relación con la subducción de la

litósfera oceánica. Estas hipótesis se pueden dividir en dos grupos. El primero agrupa las que favorecen una asociación directa entre la subducción y el volcanismo (e.g. Molnar y Sykes, 1969; Demant y Rooin, 1975; Nixon, 1982; Burbach *et al.*, 1984; Suárez y Singh, 1986). El segundo las que sugieren que el EVT no tiene relación directa con la subducción a lo largo de la Trinchera y explican su origen como el resultado de zonas de debilidad en la corteza continental del sur de México, debida a episodios anteriores de deformación (e.g. Mooser, 1972; Gastil y Jensky, 1973; Shurbet y Cebull, 1984; Johnson y Harrison, 1989).

2.2 Modelos con base a datos sismológicos

La estructura de la corteza en el centro de México ha sido inferida mediante experimentos sísmicos de refracción, datos de gravedad e inversión de ondas superficiales. Un resumen de algunos de estos experimentos es presentado 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 (Figura 1-2). Posteriormente, Campillo *et al.* (1989) a fin de explicar las características de los desplazamientos verticales en los registros obtenidos en la ciudad de México durante los sismos de septiembre de 1985, modifica el modelo de Valdés *et al.* (1986). Esta modificación consistió en eliminar una capa superficial de baja velocidad.

Para fines de caracterizar el movimiento sísmico en el centro del país, Chávez-García *et al.* (1995) muestran que el modelo de velocidad propuesto por Campillo *et al.* (1989) es el que presenta mejor acuerdo entre las observaciones y la teoría en períodos mayores de 8 s. A períodos menores, Chávez-García *et al.* (1995) encuentran que la velocidad de grupo predicha para el modo fundamental de ondas de Love es mayor que el observado en la banda de 7 a 10 s de período dentro del Valle de México. Cárdenas (1996) mostró que curvas de dispersión de ondas superficiales en estaciones acelerométricas entre 100 y 250 km de distancia entre la costa y el D.F., presentan variaciones que no predicen las curvas teóricas obtenidas a partir de este modelo para períodos menores de 8 s. Se debe tomar en cuenta que el modelo de Campillo *et al.* (1989) es un modelo promedio entre el centro del país y la zona de subducción.

Recientemente, han sido propuestos dos modelos promedio en estructura y velocidad para la corteza entre las costas del Pacífico y la ciudad de México. Por un lado, Campillo *et al.* (1996) realizan una inversión de datos de dispersión de velocidad de grupo obtenidos del análisis de registros individuales. Ellos estiman la estructura de la corteza entre la zona de subducción y la ciudad de México. La estructura de la corteza media (de 5 a 30 km de profundidad) está bien definida, mientras que la estructura superficial y profunda no se puede resolver debido al rango limitado de períodos de los datos de dispersión. La capa superficial de baja velocidad propuesta por Valdés *et al.* (1986) en la región de Oaxaca no está presente en el modelo propuesto. La Figura 1-3 muestra el modelo obtenido por Campillo *et al.* (1996), donde también se muestran para fines de comparación los modelos obtenidos

por Valdés *et al.* (1986), Gomberg *et al.* (1988a; 1988b) y Campillo *et al.* (1989). Por otra parte, Valdés-González y Meyer (1996) después de analizar tiempos de arribo de ondas P y S de las replicas del sismo del 14 de marzo de 1979 ($M_s=7.6$) ocurrido en Petatlan, proponen un estructura de velocidades compresionales y de corte entre Petatlan y la ciudad de México. Este modelo es muy similar al propuesto por Valdés *et al.* (1986) y actualizado por Campillo *et al.* (1996) en los 45 km que representan la corteza.

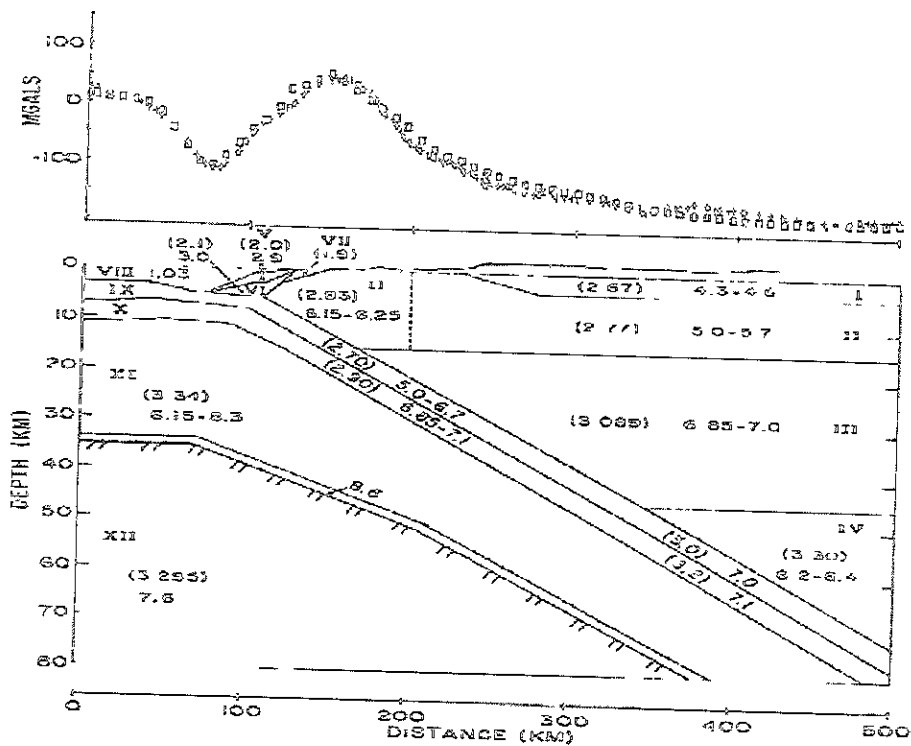


Figura 1-2. Modelo estructural para la región de Oaxaca propuesto por de Valdés *et al.* (1986). Los números en cada bloque corresponden a la velocidad compresional en km/s. Los números entre paréntesis indican la densidad en g/cm^3 . Las líneas discontinuas separan zonas con diferentes velocidades.

Estudios más recientes llevados a cabo por Fuentes (1997) e Iglesias (2000) proponen modelos de velocidad de la estructura de la corteza y el manto superior a lo largo de varias trayectorias para la parte sur del país. Los estudios de estos autores incluyen registros de alta calidad de instrumentos de banda ancha y refinadas técnicas de inversión que emplean el modelo de Campillo *et al.*, (1996) como modelo inicial. Los resultados muestran que en la banda de 5 a 20 s periodo existen diferencias en la forma en que se dispersan las ondas dentro de la corteza en función de la trayectoria analizada. Los resultados sugieren que esas diferencias pueden ser asociadas a la heterogeneidad de la corteza superior en periodos intermedios, y a las propiedades elásticas y geometría del acoplamiento entre el manto superior y la corteza inferior en periodos largos.

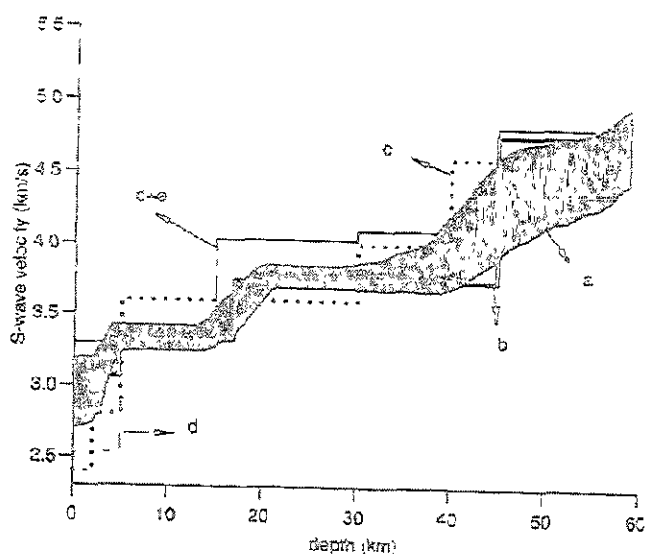


Figura 1-3. Comparación de diversos modelos de velocidad de ondas de corte para la estructura de la corteza continental en el centro de México. a y b: De la inversión de datos y el promedio para cuatro capas propuesto por Campillo *et al.* (1996). c: De la inversión de velocidad de fase (Gomberg *et al.*, 1988ab). d: De datos de refracción obtenido por Valdés *et al.* (1986), asumiendo un sólido de Poisson. e: Modelo propuesto por Campillo *et al.* (1989) sin la capa de baja velocidad del modelo e.

Un estudio a gran escala con el fin de explorar a estructura de la corteza y el manto superior de México fue realizado por Gomberg *et al.* (1988a y 1988b). Ellos instalaron tres estaciones sísmicas de periodo largo en el norte de México, las cuales registran sismos que ocurren a lo largo de la zona de subducción del Pacífico mexicano y a distancias mayores de 25° al suroeste de donde se instaló el arreglo. Gomberg *et al.* (1988a) utiliza simultáneamente medidas de velocidad de fase de ondas superficiales y datos de tiempo de viaje de ondas de cuerpo para determinar modelos de estructura. Sus resultados revelan que el espesor promedio de la corteza en el norte de México es aproximadamente de 40 km, en acuerdo con Meyer *et al.* (1961). En la parte sur, Gomberg *et al.* (1988b) muestran que la estructura de la litósfera no es resuelta satisfactoriamente debido a la presencia del EVT_M. Estos autores reportan codas de gran amplitud después del arribo de modos fundamentales en muchos de los sismogramas, lo que indica la presencia de fuertes heterogeneidades laterales en la estructura en el sur de México. Además observan que el modo fundamental de ondas superficiales en periodos menores de 20 s es afectado por “scattering”, lo cual atribuyen a cambios estructurales o al relieve topográfico del centro del país que afecta el paso del movimiento sísmico.

Gomberg *et al.* (1988b) señalan que las velocidades de corte en la litósfera inferior de la región estudiada son muy bajas, 4.3 km/s justo bajo el Moho a una profundidad cerca a 80 km. Ellos sugieren que la corteza inferior y la litósfera en la zona del EVT_M tiene un zona de baja velocidad de corte entre 25 y 30 km de profundidad con velocidades de aproximadamente 3.3 km/s. Estos resultados son consistentes con la

hipótesis de Molnar y Oliver (1969), la cual sugiere que la fase S_n no se propaga a través de EVT_M debido a que la litósfera en la región está adelgazada, es débil y altamente atenuante. Los resultados de Gomberg *et al.* (1988ab) están de acuerdo con esas ideas y sugieren que el EVT_M es una heterogeneidad que afecta a toda la litósfera.

Un estudio dirigido a mejorar y complementar modelos a gran escala del manto superior en Norte América, fue llevado a cabo por Alesina *et al.*, (1996). Estos autores construyen imágenes 3D de la velocidad de onda S utilizando una técnica de inversión de onda basada en la teoría linealizada del "scattering" de ondas superficiales. Estos autores utilizan 275 registros de ondas de Rayleigh en el rango de periodos de 40 a 150 s. Con los datos disponibles estudian heterogeneidades laterales con longitudes de onda de varios cientos de kilómetros y profundidades hasta 300 km. Alesina *et al.*, (1996) encuentran que la capa más superficial, de 25 km a 100 km de profundidad, se caracteriza por una anomalía que varía lateralmente de bajas velocidades al noroeste del país a altas velocidades en la península de Yucatán. Este rasgo coincide con la región cubierta por rocas volcánicas del terciario y Cuaternario (Bally *et al.*, 1989), con un mínimo de baja velocidad aproximadamente bajo el EVT_M. Una anomalía similar es observada por Van der Lee y Nolet (1995) y Van der Lee (1996).

2.3 Modelos con base en estudios gravimétricos

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-Enríquez y Garduño-Monroy (1995). Estos autores proponen modelos en los que 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 (Figura 1-4). 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-Enríquez y Garduño-Monroy, 1995). Estos resultados se pueden relacionar con la zona de baja velocidad debajo del EVT_M reportada por Gomberg *et al.* (1988ab) y Alesina *et al.* (1996). Algunas implicaciones sísmicas pueden relacionarse con las ideas de Molnar y Oliver (1969) y Canas (1986), quienes 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 debido a que el Moho (transición entre el manto y la corteza) se encuentra relativamente poco profundo bajo el centro del país.

3 Monitoreo del movimiento sísmico en México central

A continuación se presentan los resultados del análisis de una base de datos de velocidad de alta calidad con el propósito de estudiar la forma en que se dispersan las ondas superficiales en el centro del país. El

análisis de los registros se lleva a cabo en la banda de periodos donde resulta complicado caracterizar el campo de ondas que se propaga de la zona de subducción. Se trata de explorar los datos en periodos menores de 5 s, pues como se ha explicado en la sección anterior, los modelos corticales de velocidad predicen adecuadamente las observaciones solo para periodos mayores. Para ello, se ha llevado a cabo un experimento sísmico en el centro de México, en el cual se registraron principalmente temblores de subducción. A continuación se describe el proceso de recopilación y selección de datos, y posteriormente se presentan los resultados de los análisis empleados. Los métodos de análisis fueron: a) análisis cualitativo de las formas de onda para diferentes trayectorias epicentro – estación, b) inversión generalizada para el estudio de las características de fuente, trayecto y sitio, y c) análisis de las características de dispersión, con especial atención a periodos menores de 5 s.

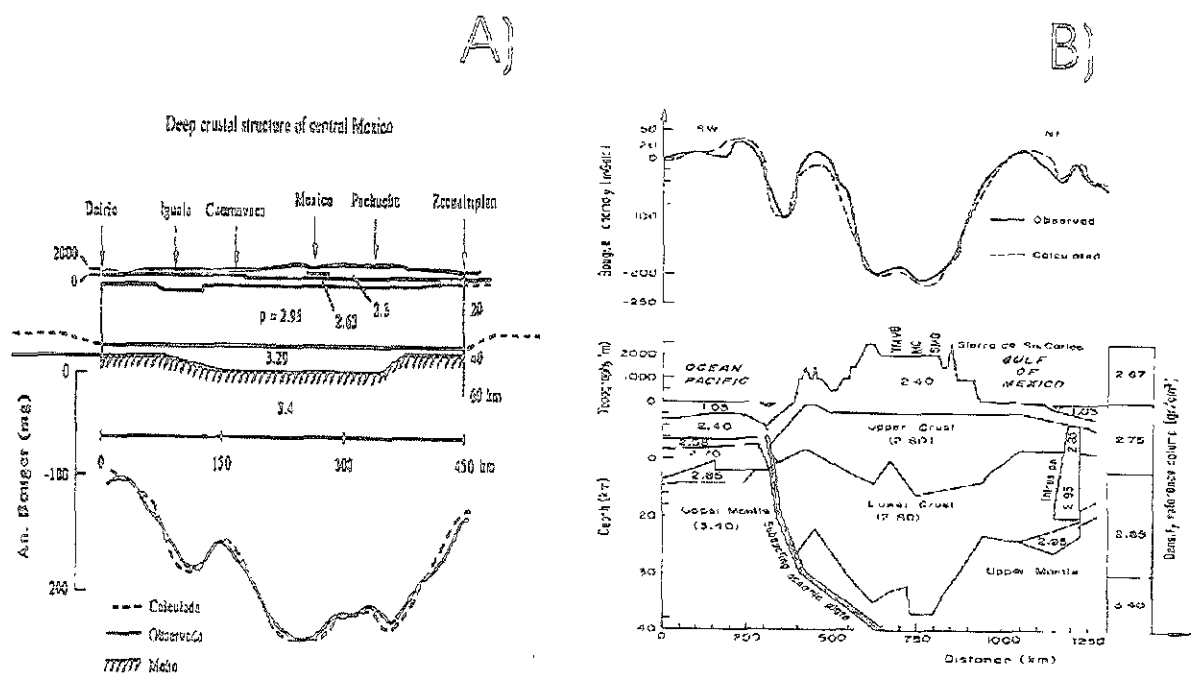


Figura 1-4. Modelos de la corteza continental para el centro de México propuestos en base a estudios gravimétricos. a) Modelo de Molina-Garza y Urrutia-Fucugauchi (1994). b) Modelo de Campos-Enríquez y Garduño-Monroy (1995).

3.1 Datos de velocidad

La campaña de recopilación de datos se llevo a cabo del 19 de febrero al 23 de abril de 1997. Se instalaron a lo largo de un perfil E-W sobre el EVTm, 4 estaciones sísmicas portátiles Reftek con sismómetros de banda ancha Guralp. En la Figura 1-5, se muestra la localización de estas estaciones (triángulos) y los eventos que se emplearan en este estudio (círculos). Los equipos fueron facilitados por el Centro Nacional de Prevención de Desastres (CENAPRED). Cada una de las estaciones sísmicas consta de un registrador (DAS), sensor de 40 s de periodo propio, disco duro SCSI, antena para GPS, panel solar, una batería de 12

V y cables de comunicación. El primer día se instalaron las estaciones TEHU y CALO. El día 21 de febrero se instaló la estación TEJU y el día 24 de febrero la estación CRXI. Se programaron los Reftek para registrar la velocidad del terreno en forma continua en bloques de 300 segundos, con una velocidad de muestreo de 40 Hz. En esta forma de registro los discos duros SCSI tienen capacidad para almacenar la información de 13 días. Durante el experimento regularmente se daba mantenimiento a dos estaciones un día por semana. Los eventos registrados suman un total de 86 sismos regionales y 10 telesismos que aparecen en 2, 3 y 4 estaciones en sus tres canales de registro. En la estación CALO, se registraron 65 eventos volcánicos (al parecer del Popocatepetl) y 10 más de los cuales no se pudo obtener su localización.

Con el propósito de contar con una mayor cobertura de estaciones, se solicitó al SSN los datos de tres estaciones permanentes situadas en el centro del país. Las estaciones son PLIG, YAIG y CUIG (indicadas por cuadros en la Figura 1-5), que completan adecuadamente la distribución geográfica de las estaciones portátiles. Las estaciones del SSN consisten de un sismómetro STS-2 conectado a un digitizador Quanterra de 24-bit. Los datos continuos de velocidad se encuentran muestreados a 20 Hz.

Los datos seleccionados para este estudio fueron registrados en al menos en seis estaciones. Con esta restricción, el número de eventos analizados se redujo a 18. Con el fin de uniformizar los registros, los datos de las estaciones portátiles fueron remuestreados con una cadencia de 20 Hz. En la Tabla 1-1 se muestran los parámetros relevantes de estos eventos y las estaciones que los registraron. En esa tabla se puede observar que la magnitud de los eventos se encuentra entre 3.6 y 4.9, es decir se trata de sismos pequeños, por lo cual las profundidades reportadas tienen una gran incertidumbre. La localización de los epicentros indica que en su mayoría se trata de eventos de la zona de subducción de la región de la placa de Cocos. Dos de los eventos ocurrieron frente a las costas de Colima, un evento en el volcán Popocatepetl (evento 5, $M_c = 3.6$) y un evento dentro del continente (evento 17, $M = 4.7$).

3.2 Análisis de datos

El análisis de los datos se llevó a cabo sobre los tres componentes del movimiento, el vertical y los dos horizontales rotados en la dirección radial y transversal al epicentro. El procedimiento que se empleó consistió en:

- a) Identificación de trenes de onda que se puedan correlacionar dentro del arreglo de estaciones. Se realizó una inspección visual de las formas de onda registradas filtradas en frecuencias menores de 1 Hz.
- b) Inversión Generalizada. Este esquema es una inversión conjunta para resolver efectos de fuente, trayecto y sitio (Boatwright *et al.*, 1991; Fletcher y Boatwright, 1991; Field y Jacob, 1995).
- c) Estudio de las variaciones de la amplitud de los registros de velocidad en el dominio del tiempo y el periodo mediante la Técnica del Filtrado Múltiple (TFM) (Dziewonski *et al.*, 1969 y Herrmann, 1987).

- d) Por último se calcularon las velocidades de fase entre pares de estaciones para diferentes trayectorias, a fin de cuantificar las características de velocidad dentro del arreglo de estaciones.

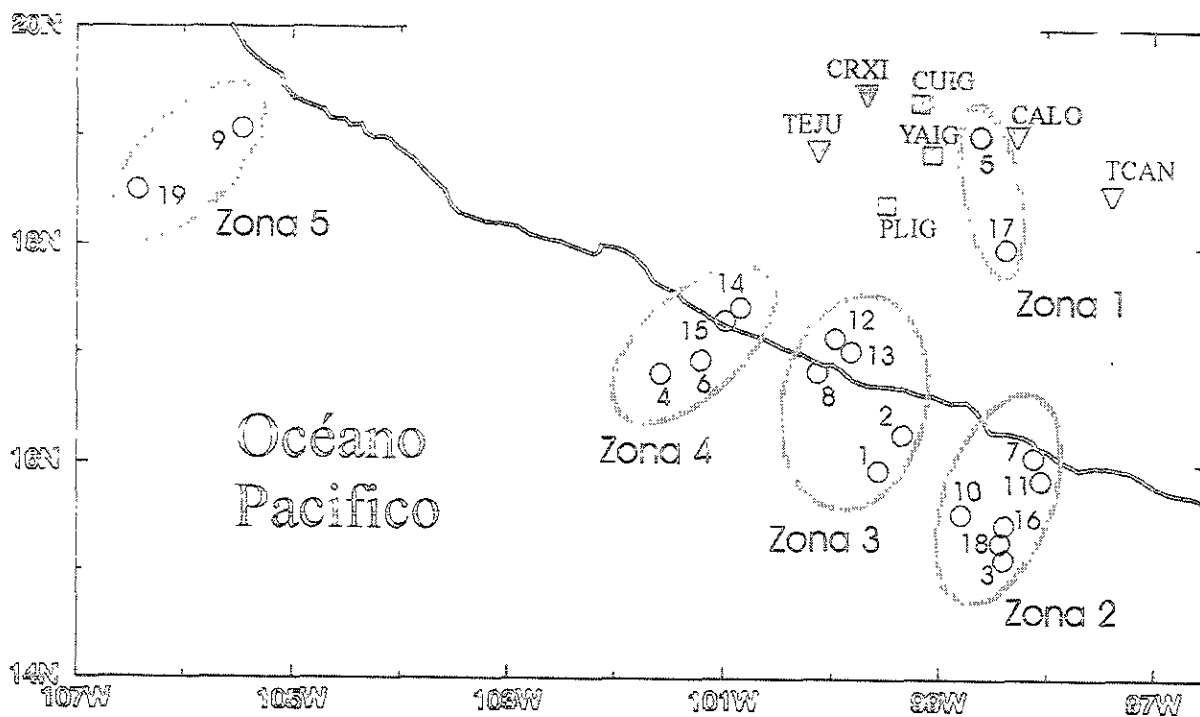


Figura 1-5. Mapa de la porción central de México donde se muestra la distribución de epicentros y estaciones sísmicas utilizados en este estudio. Las estaciones permanentes del Servicio Sismológico Nacional (SSN) son representadas mediante cuadros; las estaciones portátiles instaladas durante la campaña de adquisición de datos se muestran en triángulos. Los círculos indican la localización de los epicentros reportados por el SSN y cuyos eventos fueron registrados en al menos 6 de las 7 estaciones del arreglo. Los epicentros han sido agrupados en 5 zonas para su estudio. El área sombreada representa la superficie del Eje Volcánico Transmexicano.

3.2.1 Caracterización de las formas de onda

Para llevar a cabo una descripción del campo de ondas que se propaga entre el epicentro y cada una de las estaciones se han agrupado los epicentros en 5 zonas (Fig. 1-5). Los epicentros de los eventos 5 y 17 forman la zona 1. El primero ocurrió en el volcán Popocatepetl y el segundo dentro del continente. Los epicentros en la zona de subducción de la placa de cocos constituyen las zonas 2, 3 y 4. Los eventos debidos a la subducción de la placa Rivera constituyen el grupo E. Con el fin de describir los registros se han elegido los dos eventos de la zona 1 y solo un evento de las zonas restantes, pues para estos últimos, se observa que las trazas están afectadas por la trayectoria que siguen las ondas. Solo se toman en cuenta los componentes vertical y radial, pues el componente transversal, que además del modo fundamental, tiene la contribución de modos superiores de ondas de Love. En la Figura 1-5 se grafican las formas de onda sobre el mapa de localización de las estaciones para cada uno de los eventos. La escala de amplitud y tiempo de

inicio es común a todos los registros. Veamos en primer lugar los registros del evento 5. Se trata de un sismo volcánico registrado en seis estaciones. En la estación TCAN no se encontraron los registros de este evento, lo cual posiblemente se debe a la baja relación señal – ruido por la baja magnitud ($M_c = 3.6$) del evento. La forma de onda registrada en la estación más cercana al epicentro, CALO, sugiere que se trata de un explosión freática. En CALO se observan las mayores amplitudes en comparación a los registros de los demás sitios. En la estación TEJU la señal tiene amplitud similar al ruido. En el componente radial de la estación CRXI se observan duraciones similares a las que se observan en el componente radial de la estación CUIG.

Veamos ahora las trazas registradas para el evento 17. Destaca un gran arribo impulsivo de la onda P en la estación CALO, y de menor amplitud en las estaciones YAIG y CUIG. Esto sugiere que el mecanismo de ruptura está orientado en la dirección norte – sur. También se observa claramente el arribo de la onda S en todas las estaciones. En las estaciones CUIG y CRXI nuevamente se observa que la duración del movimiento sísmico es mayor que en el resto de las estaciones. La coda de los registros en CUIG y CRXI está acompañada de arribos cuya amplitud decaen conforme aumenta el tiempo.

Pasemos a discutir los registros de los eventos de la zona de subducción. En los registros del evento 10, que se encuentra dentro de la zona 2, se observa un pulso de periodo largo en todas las estaciones. En las estaciones CUIG y CRXI, este pulso es enmascarado por un paquete de ondas dispersado que aumenta la duración del registro con respecto a la de las otras estaciones. La amplitud de este tren de ondas es similar a la que se observa en la estación PLIG, más cercana al epicentro, y en la estación CALO. Para los eventos de las zonas 3 y 4 no se observa el pulso de periodo largo, pero en los registros de las estaciones CRXI y CUIG se observa una amplificación en comparación a los sitios próximos al epicentro, y larga duración de los registros en relación a las demás estaciones de la red. Finalmente, en cuanto a los registros del evento 9, zona 5, nuevamente observamos un pulso de periodo largo. Este pulso se ve con mucha claridad en los registros de las estaciones TEJU, PLIG, YAIG y con menor amplitud en la estación TCAN. En las estaciones CALO, CRXI y CUIG este pulso se observa más claramente. En CRXI y CUIG se presentan considerables amplificaciones e incremento de la duración del movimiento sísmico con respecto a los registros del resto de las estaciones.

De las observaciones anteriores podemos concluir que movimiento sísmico que se registra en las estaciones CRXI y CUIG, localizadas dentro del EVTm, está afectado por algún efecto de sitio de carácter regional. Se observa que la estación CALO que también se encuentra dentro de las rocas volcánicas del EVTm, no presenta amplificación e incremento de la duración. A continuación se realiza un estudio formal de fuente trayecto y sitio con el fin de obtener mayor información sobre este fenómeno.

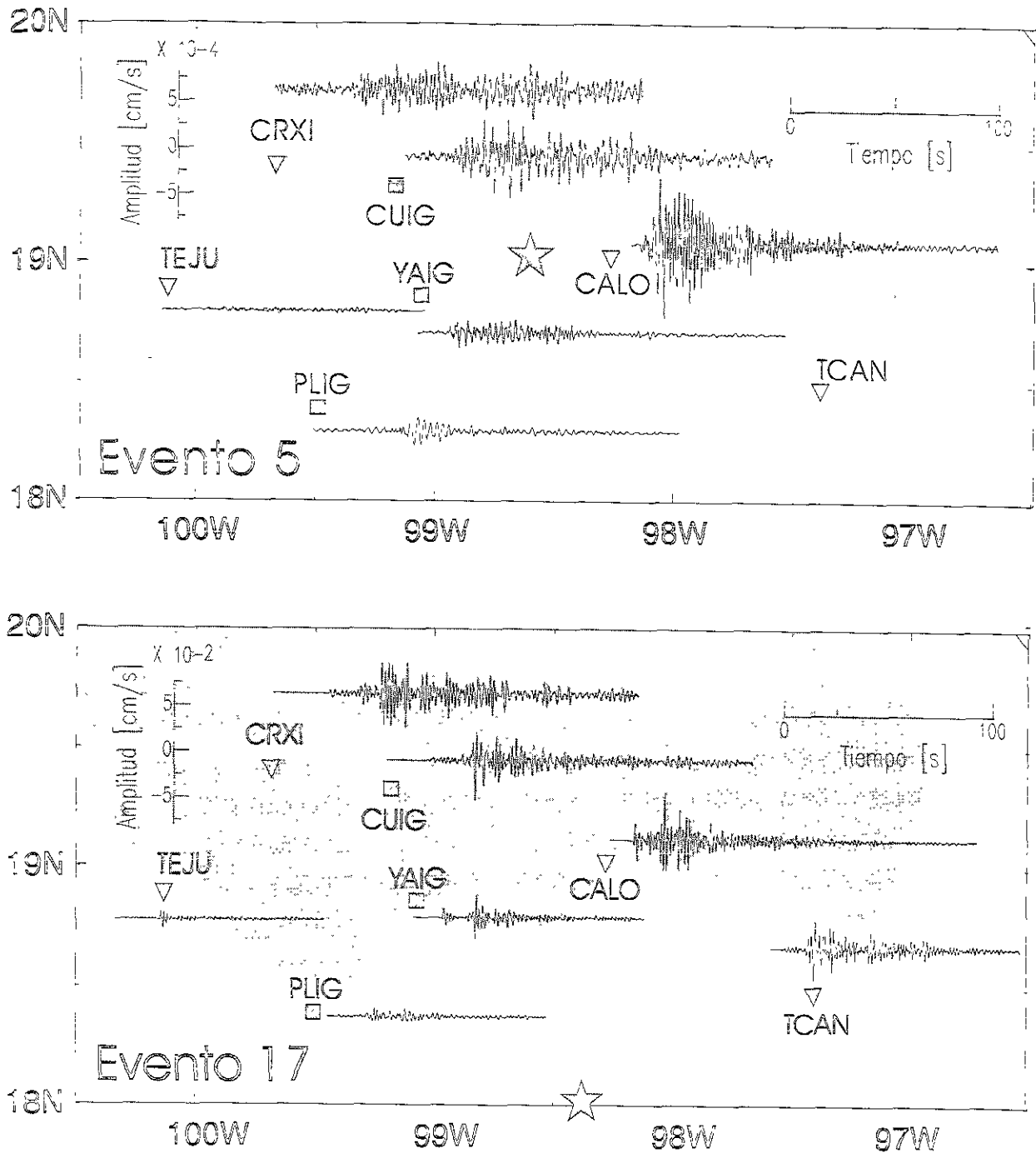


Figura 1-6. Registros de velocidad en el componente radial de los eventos 5, 17, 10, 2, 14 y 9 filtrados mediante un filtro pasabajos con una frecuencia de corte de 1 Hz. La escala de amplitud y tiempo de inicio es común a todas las trazas. La estrella indica la localización del epicentro para los eventos 5 y 17. El área sombreada representa el Eje Volcánico Transmexicano.

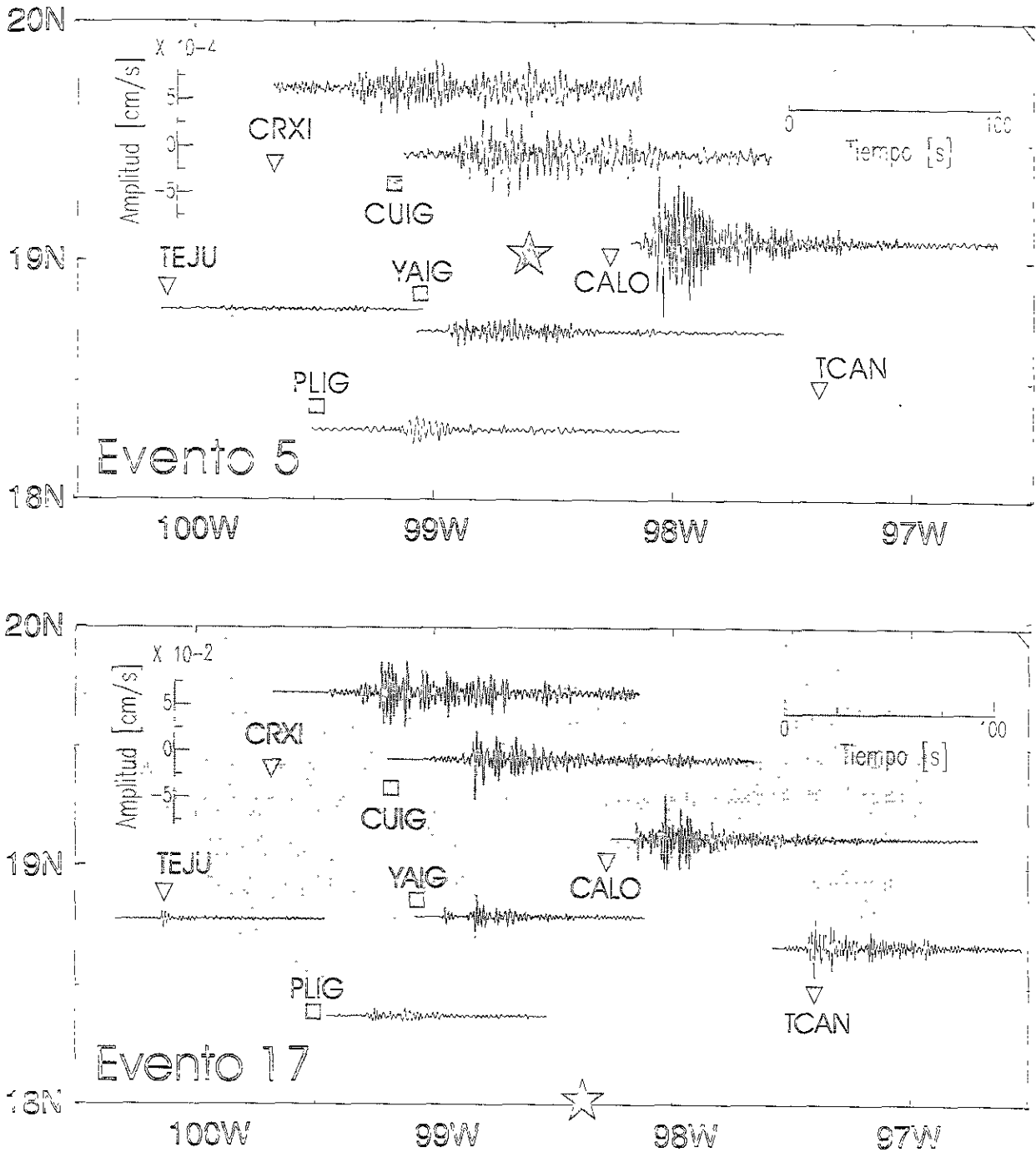


Figura 1-6. Registros de velocidad en el componente radial de los eventos 5, 17, 10, 2, 14 y 9 filtrados mediante un filtro pasabajos con una frecuencia de corte de 1 Hz. La escala de amplitud y tiempo de inicio es común a todas las trazas. La estrella indica la localización del epicentro para los eventos 5 y 17. El área sombreada representa el Eje Volcánico Transmexicano.

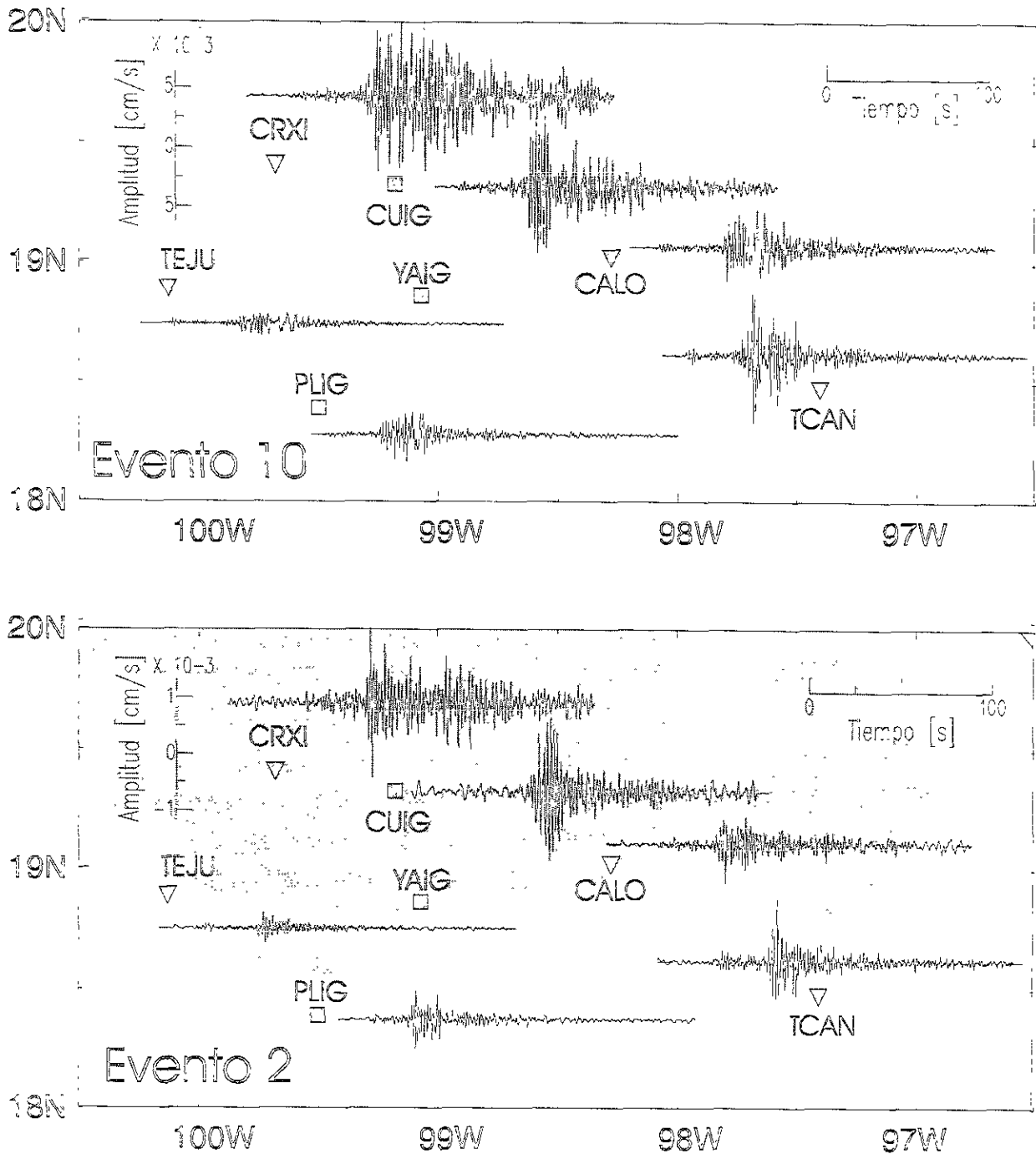


Figura 1-6. (Continuación) Registros de velocidad en el componente radial de los eventos 10 y 2 filtrados mediante un filtro pasabajas con una frecuencia de corte de 1 Hz. La escala de amplitud y tiempo de inicio es común a todas las trazas. El área sombreada representa el Eje Volcánico Transmexicano.

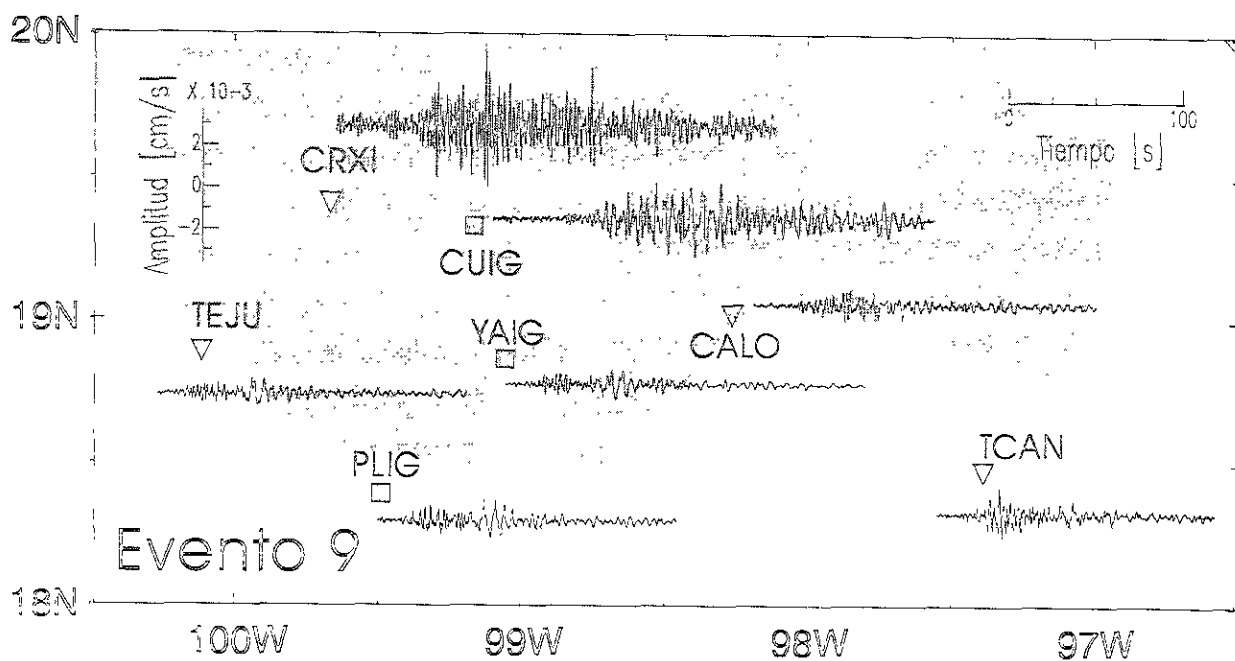
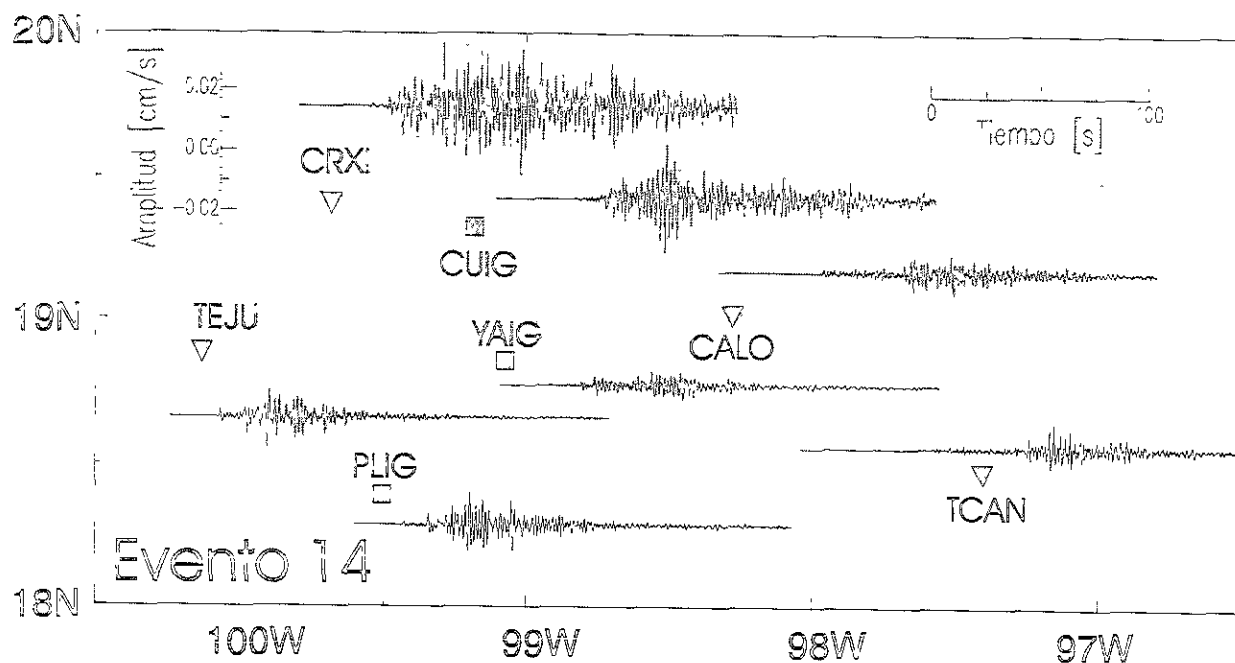


Figura 1-6. (Continuación) Registros de velocidad en el componente radial de los eventos 14 y 9 filtrados mediante un filtro pasabajos con una frecuencia de corte de 1 Hz. La escala de amplitud y tiempo de inicio es común a todas las trazas. El área sombreada representa el Eje Volcánico Transmexicano.

3.2.2 Inversión Generalizada: parámetros de fuente, trayecto y sitio

A continuación se presentan los resultados de un inversión simultánea para parámetros de fuente y respuesta de sitio. El procedimiento de inversión es un método de mínimos cuadrados que utiliza la descomposición de valores singulares. La inversión se realiza en dos partes. En la primera se obtienen los parámetros de fuente y atenuación. En la segunda parte se proyecta los residuales de la primera inversión sobre los términos de sitio. Para este estudio se han seleccionado únicamente los eventos localizados frente a las costas de Guerrero y Oaxaca. Los datos que se emplean corresponden a eventos de la zona 1 y 2. El análisis se hace sobre los espectros de amplitud de Fourier del paquete de ondas S de todas las estaciones en sus tres componentes del movimiento (vertical, radial y transversal). El procedimiento que seguimos está basado en Boatwright *et al.* (1991). El esquema supone una red de I sitios en la cual J eventos han sido registrados (no es necesario que cada sitio registre todos los eventos). La amplitud espectral del J -ésimo evento registrado en el I -ésimo sitio, $O_{ij}(f)$, puede escribirse en el dominio de la frecuencia como el producto de un término de fuente, $E_j(f)$, un término de trayecto, $P_{ij}(f)$, y un término de sitio, $S_i(f)$:

$$O_{ij}(f) = E_j(f)P_{ij}(f)S_i(f), \quad (1-1)$$

tomando el logaritmo natural a ambos lados de la ecuación,

$$\ln O_{ij}(f) = \ln E_j(f) + \ln P_{ij}(f) + \ln S_i(f), \quad (1-2)$$

El término de fuente de la ecuación (1) es parametrizado como:

$$E_j(f) = \frac{2\pi f U_j}{\sqrt{1 + (f/fc)^4}}, \quad (1-3)$$

donde U_j es el nivel de amplitud espectral en baja frecuencia y fc es la frecuencia de esquina de la fuente. Esta ecuación es la aproximación de Boatwright *et al.*, (1978) para el espectro de ondas de corte en campo lejano propuesto por Brune (1970). El efecto de trayecto en la ecuación (1-1) es modelado como

$$P_{ij}(f) = r_y^{1/2} e^{-\pi f(t^* - T_{ij}/Q)}, \quad (1-4)$$

donde $r_y^{1/2}$ es el factor de expansión geométrica para ondas superficiales, T_{ij} es el tiempo de viaje de ondas de corte. Q es el factor de calidad regional independiente de la frecuencia, y t^* es el término de atenuación cerca del receptor (Futterman, 1962). Con esta parametrización, el problema se reduce a obtener, a partir de las observaciones, $2J$ parámetros de fuente (un U y una fc para cada evento), dos parámetros de atenuación (Q y t^*), y los términos de respuesta de sitio dependientes de la frecuencia [$S_i(f)$]. Si el espectro observado está dado en N frecuencias discretas, entonces hay $2J+2+IN$ incógnitas para resolver.

Sustituyendo las ecuaciones (4) y (3) en la ecuación (2) se encuentra que la dependencia de fc es no lineal. La no linealidad es removida por una aproximación con los dos primeros términos de su expansión en series de Taylor. Así, para determinados valores iniciales, los cambios en las frecuencias de esquina de la fuente necesarias para minimizar la diferencia entre las observaciones calculadas y las predichas son entonces resueltas.

Debido a que el número de parámetros es grande ($2J+2+IN$), la inversión se realiza en dos etapas. Primero, todos los términos de respuesta de sitio se igualan a cero ($\ln S_i(f_n)=0$, para toda i y n). A continuación los siguientes dos pasos son repetidos hasta que la solución converge:

1. Después de corregir los datos en cada sitio con la actual estimación de la respuesta de sitio ($\ln O'_k = \ln O_k - \ln S_i$), la siguiente ecuación es resuelta para $2J+2$ parámetros de fuente y trayecto.:

$$\ln E_i(f_n) + \ln P_k(f_n) = \ln O'_k(f_n) \quad (1-5)$$

donde k representa la k -ésima observación e i y j son funciones implícitas de k .

2. Nuevas estimaciones de la respuesta de sitio son obtenidas, independientemente para cada frecuencia, del residual promedio entre las observaciones y los efectos de fuente y trayecto previamente determinados en cada sitio:

$$\ln S_i(f_n) = \sum_{k=1}^K [\ln O_k(f_n) - (\ln E_j(f_n) - \ln P_k(f_n))] \quad (1-6)$$

donde K representa el número total de eventos registrados en el sitio i .

El residual que se ajusta a cada registro, $S_k(f_n)$, puede ser obtenido al no considerar el residual promedio, es decir eliminando la sumatoria de la ecuación anterior. Este residual representa el mejor ajuste de un decaimiento exponencial a la forma del logaritmo de la amplitud espectral a una frecuencia elegida por encima de la frecuencia de esquina y la frecuencia en la cual un espectro es dominado por ruido. $S_k(f_n)$ puede ser descompuesto en un espectro de respuesta de sitio y un residual de espectro de fuente como

$$\ln S_k(f_n) = \ln S_i(f_n) + \ln \varepsilon_j(f_n) \quad (1-7)$$

donde $\varepsilon_j(f)$ es el residual del espectro de fuente para el j -ésimo sismo, que es la diferencia entre el mejor modelo espectral que se ajusta al espectro observado y el modelo de ω^2 para el término de fuente $E_j(f)$. La expresión (1-7) es similar a la expresión lineal

$$\chi(r) = \chi_o + mr \quad (1-8)$$

propuesta por Hough *et al.* (1988). En esa expresión $\chi(r)$ es una función que depende de las características de la fuente, el trayecto y el sitio, χ_o representa el efecto de sitio y m es el efecto regional que describe la atenuación durante todo el trayecto (Anderson y Hough, 1984).

A partir de las estimaciones de la frecuencia de esquina, f_c , y el nivel de amplitud en baja frecuencia en la fuente, U_o , se determinaron los parámetros de fuente de cada uno de los eventos siguiendo a Boatwright *et al.* (1991). El momento sísmico fue determinado mediante la relación:

$$M_{oj} = \frac{4\pi\rho_o\beta_o^3}{F_{ln}^c} \zeta U_{oj}, \quad (1-9)$$

donde $F_{ln}^c = \exp(\ln F^c) = 0.55$ es el patrón de radiación promediado logaritmicamente para ondas S (Boore y Boatwright, 1984), $\rho_o = 2.8$ (g/cm³) y $\beta_o = 3.5$ (km/s), son la densidad y velocidad de ondas S en la fuente, respectivamente. El radio de la falla, r_j , y el momento sísmico fueron combinados para calcular la caída de esfuerzos de Brune (1970)

$$\Delta\sigma_j = \frac{7}{16} \frac{M_{oj}}{r_j^3}, \quad (1-10)$$

donde r_j está relacionado con f_c mediante

$$r_j = \frac{2.34\beta_o}{2\pi f_c}, \quad (1-11)$$

(Brune, 1970). La energía sísmica radiada se obtiene con la expresión

$$E_{sj} = 8\pi\rho_o\beta_o \left(\frac{\langle F^c \rangle}{F_{ln}^c} \right) \left(\sum_n \varepsilon_j^2(f_n) E_j^2(f_n) df_n + (2\pi f_{cj}^2 \alpha_{oj})^2 / f_u \right) \quad (1-13)$$

donde $\langle F^c \rangle$ es el valor cuadrático medio del patrón de radiación, igual a 0.63 para ondas S. f_u es la frecuencia que marca el límite superior de la sumatoria, debido a la banda limitada de los registros. Se eligió 2.5 Hz, pues una inspección a los espectros de amplitud muestra que esta frecuencia es un promedio de la frecuencia de corte para todos los eventos.

Parámetros de fuente

Se han obtenido los parámetros de fuente, trayecto y sitio utilizando los espectros de amplitud de una ventana de 45 s de duración del paquete de ondas S para cada componente del movimiento. Se realizaron un máximo de tres interacciones sobre las frecuencias de esquina en el paso 1 antes de continuar con el paso 2. Posteriormente, cinco interacciones condujeron a una reducción del 10% en la varianza de los datos. La solución final es independiente de la frecuencia de esquina inicial (0.6 Hz). De los dos parámetros de atenuación, t^* permaneció fijo, y se resolvió el sistema al dejar variar Q. Esta elección significa que el parámetro más confiable para caracterizar el trayecto será Q. Las estimaciones de la respuesta de sitio permanecen no se alteraran debido a esta elección (Field y Jabob, 1995).

En la Figura 1-7 se gráfica U_{oi} versus f_{ci} para cada componente. Se observa que parámetros de fuente tienen un error estimado pequeño. También se observa que los valores obtenidos a partir del componente vertical subestiman aquellos obtenidos de los componentes horizontales (radial y transversal), los cuales presentan un buen acuerdo. A excepción de un evento, $\log(U_{oi})$ es una función lineal de f_{ci} . En esa figura también se muestran los valores de Q y el error estándar resultado de la inversión para cada componente (Q = 708, 705, 649 para el componente vertical, radial y transversal, respectivamente). La Figura 1-8 muestra la comparación entre los espectros observados y calculados para el evento 10 componente radial. El espectro calculado se obtiene a partir de la expresión 1 utilizando los resultados de la inversión. Se observa un buen acuerdo para frecuencias menores de la frecuencia de corte. Algunas diferencias ocurren para frecuencias mayores que la frecuencia de corte. Resultados similares se observan en el componente transversal. En los componentes verticales se observa que la amplitud espectral es menor que el de los componentes horizontales en las estaciones CRXI, CUIG y TCAN.

En la Tabla 1-1 se encuentran los valores promedio de U_{oi} y f_{ci} para los componentes horizontales, los cuales han sido utilizados para calcular los restantes parámetros de fuente (M_{op} , r_p , $\Delta\sigma_i$ y E_s) que se muestran en esa tabla. En la Figura 1-9 se grafican los valores de la energía sísmica liberada, E_s , contra los valores del momento sísmico, M_o . En esa figura también se muestran los valores obtenidos por Ordaz y Singh (1994) para varios eventos de subducción. Con excepción de los eventos 3, 4 y 6, se observa que los eventos utilizados en este estudio siguen la relación $E_s = 5 \times 10^{-5} M_o$.

Trayecto

Los valores de Q no corresponden a aquellos valores de atenuación que dependen de la frecuencia siguiendo una expresión de la forma $Q(f) = Q_0 f^n$. Para el caso del centro de México, algunas expresiones para caracterizar la atenuación son $Q_s(f) = 273 f^{0.66}$ (Ordaz y Singh, 1992), $Q_c(f) = (106 \pm 27) f^{(0.69 \pm 0.15)}$ (Valdéz-González y Meyer, 1996) y $Q_c(f) = (173 \text{ a } 182) f^{(0.6 \text{ a } 0.7)}$ (Yamamoto *et al.*, 1997). Los valores de Q_c son derivados de ondas de coda y Q_o es obtenida a partir del decaimiento de la amplitud espectral de ondas S. Esas expresiones han sido obtenidas para eventos de subducción en trayectorias hacia el centro del país. Rebolgar *et al.* (1985) han encontrado que existe un

buen acuerdo entre ambos factores de calidad (Q_c y Q_s) para otras regiones, lo cual es sustentado por la hipótesis de que las ondas de coda están compuestas de ondas S retrodispersadas (Aki, 1980). Por ello, se puede pensar que las discrepancias en las estimaciones del factor de calidad para el centro de México se deben al procedimiento de obtención. Por ejemplo, en la expresión de Q_s derivada por Ordaz y Singh (1992) se utilizaron espectros de movimientos fuertes de sitios a lo largo y perpendicular a la costa. Gusev (Comunicación personal) señala que el valor de Q en función de la frecuencia no es el mejor parámetro para evaluar las características de atenuación de una región, y más si se trata a escala regional. Por ello esos valores no indican la presencia de la amplificación regional observada hacia el centro del país, pues más bien estos indican el nivel de scattering en la corteza superior como el resultado de la absorción del medio (Margerin *et al.*, 1999).

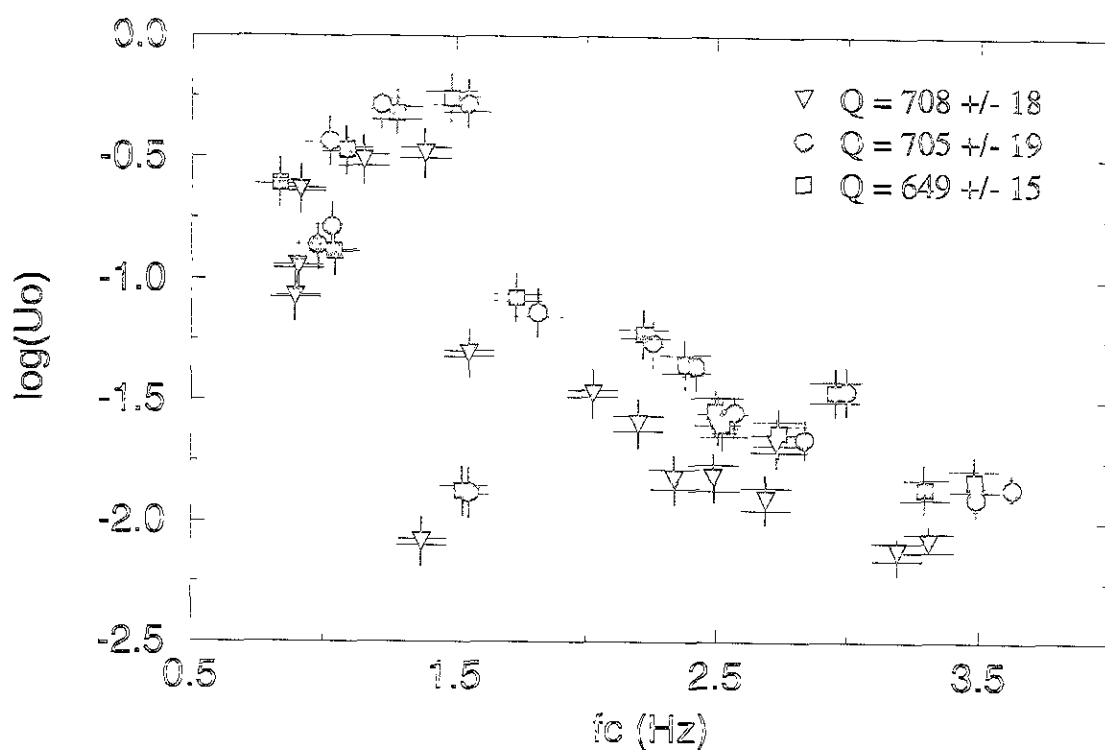


Figura 1-7. Valores de Frecuencia de corte versus amplitud del espectro de fuente obtenidos a partir de la inversión generalizada de los componentes vertical (triángulos), radial (círculos) y transversal (cuadros). Se indica el error estándar para ambos valores. En la parte superior derecha de la figura se muestra el valor del factor de calidad Q y la desviación estándar obtenidos en la inversión. Este valor representa el mejor ajuste del modelo de ω^2 al espectro observado.

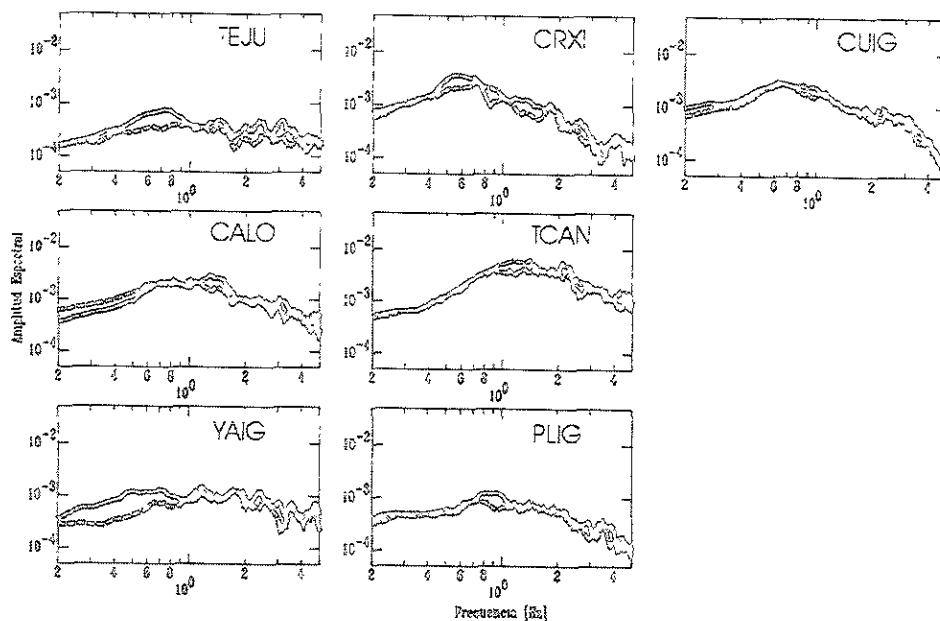


Figura 1-8. Espectro de amplitud de ondas S observado y modelado en el componente radial para el evento 10. Línea continua representa el espectro observado y la línea discontinua el espectro obtenido a partir de la inversión generalizada.

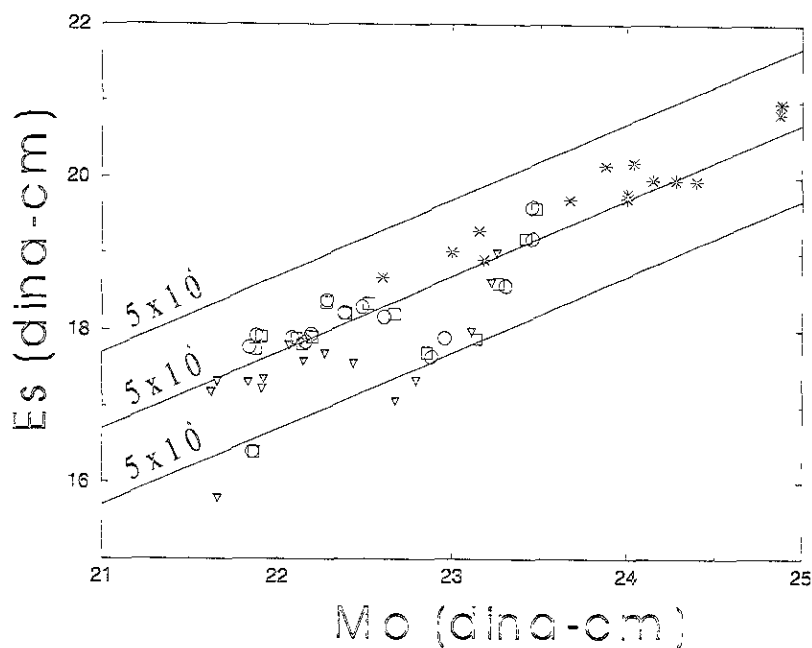


Figura 1-9. Momento sísmico versus Energía sísmica liberada. Los triángulos, círculos y cuadros representan los valores de los componentes vertical, radial y transversal, respectivamente. Los asteriscos representan los valores obtenidos por Ordaz y Singh (1994) a partir de varios eventos de subducción.

Tabla 1-1. Parámetros de los eventos utilizados en este estudio.

Datos del Servicio Sismológico Nacional							Distancia epicentral en km.							Parámetros de fuente*					
No	ddmm	hora local	LongW	LatN	Z	Mc	Teju	Cixi	Calo	Tcan	Cuig	Yaig	Plig	fc	Log(U)	Mo	r	$\Delta\sigma$	Es
01	0203	19:15:10.9	99.56	15.94	35	4.3	331	384	368	362	377		271	2.97	-1.46	22.20	0.45	7.88	18.18
02	0203	20:33:22.6	99.34	16.27	34	4.3	301	348	325	319	339		235	2.40	-1.35	22.30	0.55	7.70	18.00
03	0303	05:46:33.0	98.40	15.12	33	4.5	455	493	432	385	473		380	1.01	-0.87	22.80	1.34	7.05	17.47
04	0403	07:40:39.4	101.58	16.82	10	4.6	275	350	428	480	376		280	0.93	-0.70	22.96	1.42	7.14	17.70
05	0403	15:34:25.4	98.62	19.03	1	3.6	159	119	38.4		67.4	50.6	117						
06	0503	07:12:23.9	101.21	16.94	1	3.9	244	317	388		340	311	242	1.54	-1.88	21.79	0.88	6.60	16.19
07	0503	15:12:14.9	98.12	16.06	17	4.1	378	405	328	277		326	297	3.38	-1.88	21.77	0.39	7.63	17.56
08	1003	07:03:02.1	100.13	16.84	164	4.3	226	288	312		293	250	184	2.52	-1.60	22.06	0.53	7.53	17.62
09	1003	08:34:28.2	105.46	19.07	20	4.9	562	609	758	852	661	673	633						
10	1103	16:50:37.8	98.80	15.54	32	4.7	396	438	390	356	421		324	1.05	-0.45	23.22	1.30	7.52	18.39
11	1503	12:52:58.2	98.05	15.85	17	4.2	402	430	351	298		350	320	3.55	-1.84	21.81	0.37	7.73	17.71
12	1603	02:14:40.6	99.97	17.15	15	4.1	193	251	275	309		212	145	2.53	-1.55	22.10	0.51	7.59	17.73
13	2203	03:49:16.1	99.82	17.03	27	4.9	208	263	275	302	263	218	154	1.24	-0.30	23.36	1.07	7.91	18.99
14	2303	20:23:16.6	100.85	17.43	15	4.7	178	251	326	383	275	246	178	1.52	-0.27	23.39	0.88	8.19	19.39
15	2403	07:09:55.5	100.99	17.31	27	4.3	197	270	346	401	294	266	198	2.79	-1.65	22.00	0.47	7.62	17.69
16	3003	06:55:12.1	98.40	15.44	14	4.5	423		396	352	438	385	347	1.77	-1.10	22.56	0.76	7.55	17.98
17	0304	21:22:31.6	98.38	17.98	49	4.7	210	209	116	117	171	121	127	2.24	-1.25	18.11	0.60	7.72	18.11
18	0504	07:13:09.5	98.43	15.28	18	4.4	438	475	414	370	455	402	352						
19	0804	15:23:41.4	106.43	18.50	10	4.9	666	718	864	953	770	777	732						

*Los parámetros de fuente tienen las siguientes unidades:

Frecuencia de esquina, f_c (Hz),

Nivel de amplitud espectral de la fuente, U (cm/s)

Momento sísmico, M_0 (dina-cm)

Radio de la ruptura, r (km)

Caída de esfuerzos, $\Delta\sigma$ (bar)

Energía sísmica, E_s (dina-cm)

Fletcher y Boatwright (1991), Hasegawa (1985) y Margerin *et al.* (1999) sugieren que la atenuación intrínseca, Q_i , están relacionados con el atrapamiento de ondas Lg en la corteza como resultado de reflexiones postcríticas en la corteza inferior y/o el moho. Los valores de Q en este estudio son obtenidos mediante el mismo procedimiento de que emplea Fletcher y Boatwright (1991). Por comparación, los valores de Q_i determinados de la propagación de ondas Lg en zonas estables es del orden de 1500 (Hasegawa, 1985). Siguiendo la propuesta de Margerin *et al.* (1999), que dice que el valor del factor de calidad intrínseco, Q_i , puede ser determinado del valor de Q_c en frecuencias alrededor de 10 Hz, se deduce que las expresiones de Q_c propuestas por Valdéz-González y Meyer (1996) y Yamamoto *et al.*, (1997) predicen aproximadamente los valores de Q_i de este estudio. El valor total de la atenuación puede ser expresado como:

$$\frac{1}{Q_t} = \frac{1}{Q_i} + \frac{1}{Q_c} \quad (1-14)$$

con Q_i siguiendo los valores de este estudio y Q_c siguiendo las expresiones de Valdéz-González y Meyer (1996) o Yamamoto *et al.*, (1997) para la región de Guerrero. Por lo pronto, no se discutirá más sobre el significado físico de Q , ya sea que dependa o no de la frecuencia. Los valores de Q obtenidos de la inversión generalizada representan el mejor ajuste de espectro de ondas S mediante el modelo de ω^2 .

Continuando con la evaluación del trayecto, se pueden seguir las hipótesis de Anderson y Hough (1984) al considerar que los residuales de fuente contienen un efecto regional que describe la atenuación durante todo el trayecto. Fletcher y Boatwright (1991) mediante una inversión generalizada como la empleada en este estudio, expresan los residuales de fuente como una función de la distancia epicentral y la frecuencia. Esos autores señalan que las amplitudes mínimas se deben a la aparición de arribos directos, y las amplitudes máximas, son una consecuencia de las reflexiones supercríticas en interfaces profundas incluyendo el moho. En la Figura 1-10 se muestran los residuales de fuente en un diagrama tiempo frecuencia. En esa figura también se indica el número de observaciones a diferentes distancias epicentrales. Se observa que para frecuencias mayores de 1 Hz aparecen algunos mínimos a distancias menores de 250 Km, sin embargo, el mínimo mejor definido se encuentra a 275 Km de distancia. Es muy probable que para ese rango de distancias y frecuencias las máximas velocidades registradas estén relacionadas con reflexiones supercríticas en el moho o en la placa que subduce. Fletcher y Boatwright (1991) correlacionan tales mínimos con reflexiones supercríticas en el moho. Es poco probable que los mínimos que se muestran en la Figura 1-10 estén relacionados con arribos directos, según Fletcher y Boatwright (1991). Se observa que alrededor de 0.55 Hz aparecen mínimos equiespaciados a partir de 250 Km de distancia. Como veremos posteriormente, muy probablemente esos mínimos están relacionados con un efecto de sitio regional observado en las estaciones CRXI y CUIG.

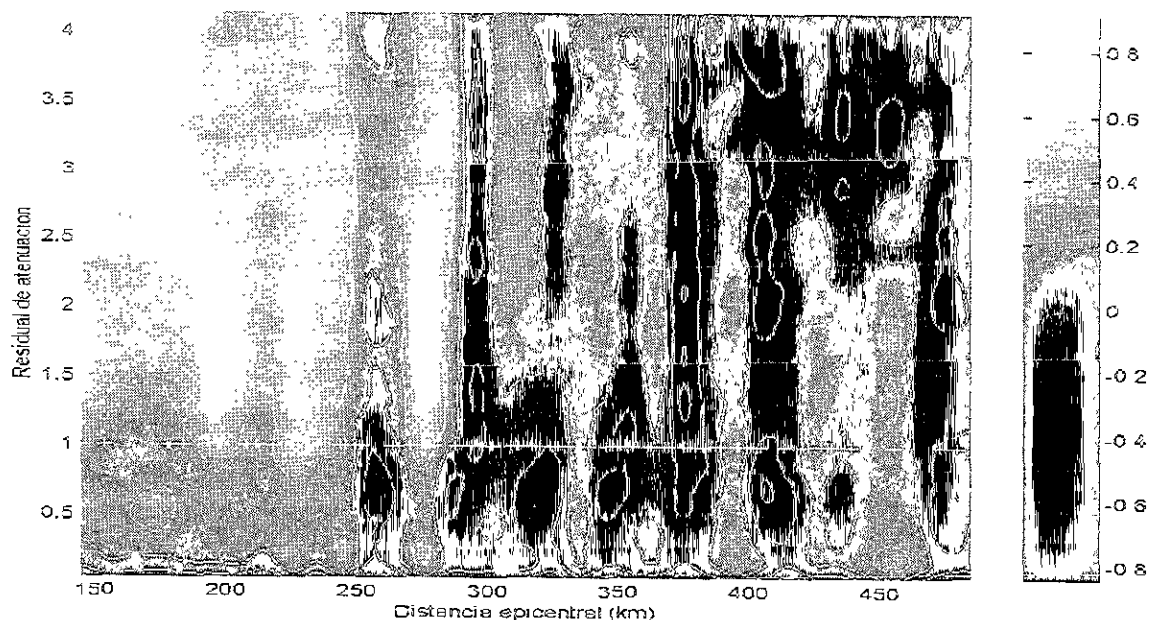


Figura 1-10. Residuales de atenuación como una función de la distancia epicentral y la frecuencia. Los asteriscos indican la posición de las estaciones con respecto al epicentro.

Sitio

Finalmente, como último resultado de la inversión generalizada, en la Figura 1-11 se presentan las funciones de respuesta de sitio obtenidas a partir del promedio de los componentes horizontales, suavizadas con una ventana triangular de 5 puntos. Esa figura confirma que las amplificaciones y duraciones del movimiento sísmico observadas en las estaciones CRXI y CUIG podrían estar relacionados con condiciones geológicas regionales más que locales que afectan a ambos sitios. Las funciones de sitio para esas estaciones presentan similar amplificación en el mismo periodo (0.55 Hz). La estación CALO, al igual que CRXI y CUIG, se encuentra dentro del EVMT, a una distancia aproximada de 70 Km de la estación CUIG. Sin embargo, en la estación CALO el efecto de sitio es menor y ocurre alrededor de 1 s de periodo. La otra estación que presenta efectos de sitio es TCAN. Tal efecto se debe a las condiciones geológicas locales pues la amplificación ocurre en 1.5 Hz. En el resto de las estaciones (PLIG, YAIG y TEJU) no se observan efectos de sitio. Ahora bien, la amplificación en la estación CUIG y en algunas otras estaciones situadas en terreno firme de la ciudad de México, ya ha sido documentada por Ordaz y Singh (1992). La amplificación en esos sitios, determinada a partir de registros de aceleración, es del orden de 10 con respecto a la curva de atenuación promedio y se presenta en la banda de 0.2 a 0.6 Hz. La banda de frecuencia en la cual esta amplificado el movimiento del suelo en la estación CUIG esta en acuerdo con las observaciones de Ordaz y Singh (1992).

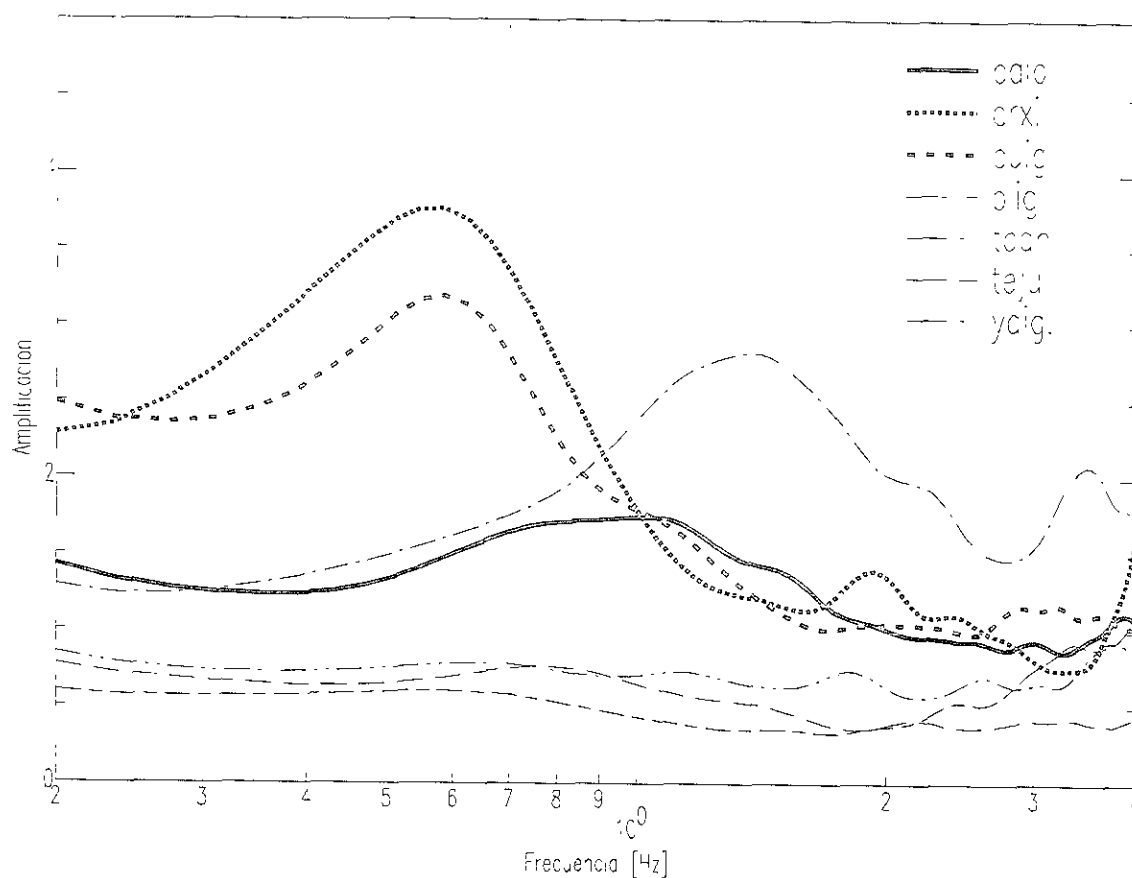


Figura 1-11. Funciones de sitio obtenidas a partir de la inversión generalizada. Se muestra el promedio de los componentes radial y transversal suavizado mediante una ventana triangular de 5 puntos.

Otro fenómeno observado en la estación CUIG y en otros sitios de terreno firme del Valle de México, es la duración del movimiento del suelo. Singh y Ordaz (1994) argumentan que la duración sísmica siempre ha estado presente en esos sitios, solo que hacia falta incrementar la sensibilidad de los instrumentos. La respuesta de sitio que aparece en las estaciones CRXI y CUIG (Figura 1-11) explica la amplificación e incremento de la duración que se observa en los registros de esas estaciones (Figura 1-5). Debido a que esos efectos se presentan en la misma banda de frecuencia (alrededor de 0.55 Hz) y en estaciones que se encuentran separadas por más de 50 Km de distancia, el efecto no es local sino regional. La amplificación e incremento de la duración no se observa en la estación CALO. La característica topográfica más relevante que existe entre las estaciones CUIG y CALO es la Sierra Nevada. Esta cadena montañosa es caracterizada por dos de los volcanes más elevados del país, el Iztaccihuatl y el Popocatepetl.

Shapiro *et al.* (1997) analizan datos de sismos de magnitud intermedia ($4.0 < M < 4.8$) en un perfil de estaciones orientado en la dirección norte sur intersectando al EVTm. Estos autores observan que existe un área cuyos límites inferior y superior están dentro del EVTm. Dentro de esta área los registros presentan

amplificación e incremento de la duración en el movimiento del suelo. La hipótesis que plantea Shapiro *et al.* (1997) sigue las ideas de Ordaz y Singh (1992) y Singh *et al.* (1995); la amplificación regional del movimiento sísmico se debe a una capa de depósitos vulcano sedimentarios con espesores aproximados de 2 Km de edad Mioceno - Oligoceno. Si los efectos regionales observados en los registros de las estaciones CUIG y CRXI se deben a tales depósitos sedimentarios, entonces el límite izquierdo del área que ocupan corresponde a la Sierra Nevada. El límite derecho está definido por los efectos que se observan en la estación CRXI, pues no se cuenta con observaciones más allá de esa estación.

3.2.3 Análisis de las características de dispersión

Con el propósito de caracterizar la forma en que se dispersan las ondas en su trayecto entre la costa y el arreglo de estaciones, calculamos diagramas de dispersión mediante la TFM (Dziewonski *et al.*, 1969 y Herrmann, 1987). Mediante esta técnica se pueden estudiar las variaciones de amplitud (o energía) de una señal como una función de la velocidad (o tiempo) y el periodo (o frecuencia). Esta técnica proporciona una representación de la envolvente de amplitud para una forma de onda filtrada en una angosta banda de frecuencias. Esta representación permite identificar modos de propagación de ondas superficiales. La TFM puede resolver señales de tiempo complejas compuestas de varios periodos dominantes que llegan a la estación de registro simultáneamente. Se aplicó dicha técnica a los tres componentes del movimiento en el rango de periodo de 1 a 15 s de periodo y para velocidades comprendidas entre 2 y 5 km/s. Debido a que se cuenta con varios eventos, se realizó un apilamiento de dichos diagramas a fin de resaltar las características de dispersión en el rango de periodos de 2 a 4 s.

La Figura 1-12 muestra los diagramas de velocidad de grupo contra periodo de los componentes radial y transversal en las estaciones PLIG, CRXI y CUIG para el evento 10. Para el componente radial, se observa que en periodos mayores de 5 s la energía sísmica se propaga principalmente en el modo fundamental de ondas de Rayleigh. Para periodos comprendidos entre 1 y 5 s, se observa que la energía se propaga con diferentes velocidades. La distribución de esas velocidades sugiere que para esos periodos el campo de onda está formado por diferentes modos de propagación que existen en la parte más heterogénea de la corteza terrestre. Entre 2 y 4 s de periodo resalta un máximo de energía que se propaga entre 3.5 y 4 Km/s de velocidad. Este máximo podría estar relacionado con modos superiores de ondas superficiales. Resultados similares aparecen en el componente vertical. En el componente transversal, se observa que los contornos de amplitud están más separados, lo que indica mayor incertidumbre en la localización de los máximos en comparación con componentes vertical y radial. Se observa que en un amplio rango de periodos (1 a 8 s) la energía viaja con distintas velocidades, lo cual sugiere que este componente es seriamente afectado por variaciones laterales en la estructura de la corteza. La inspección de todos los diagramas de dispersión muestra que la propagación de energía sísmica para periodos menores de 5 s es seriamente afectada durante su trayecto. Observamos que ésta viaja en modos de propagación superiores. Esta observación se extiende para los tres componentes del movimiento, siendo el más afectado el componente transversal. Para periodos mayores de 5 s se observa una eficiente propagación pero solo para

eventos que provienen de la zona Guerrero-Oaxaca (zona 2) y para los dos sismos localizados frente las costas Jalisco (eventos 9 y 19, zona 5).

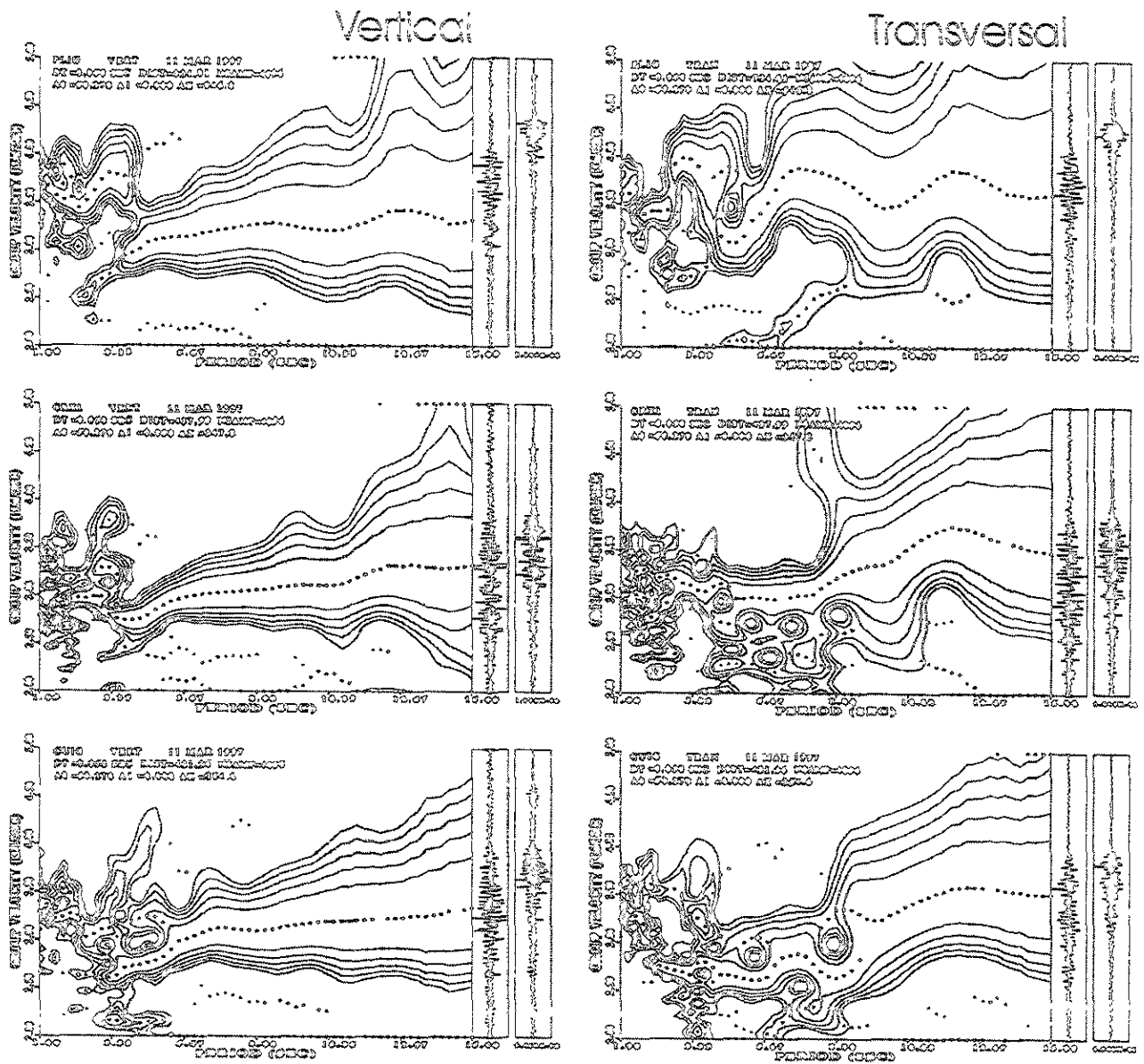


Figura 1-12. Diagramas de velocidad de grupo contra periodo obtenidos mediante la Técnica del Filtrado Múltiple (Dziewonski *et al.*, 1969 y Herrmann, 1985). Se presentan los diagramas para los componentes vertical y transversal de las estaciones PLIG, CRX y CUEG.

En la Figura 1-13 se muestran los registros en el componentes vertical en cada una de las estaciones para eventos de las diferentes zonas. Las trazas han sido filtradas mediante un filtro pasabanda Butterworth entre 5 y 7 s de periodo. En esa figura se observa que solo en los registros de los eventos 9 y 10 se observa semejanza en la forma de onda entre las diferentes estaciones. Los epicentros se localizan en las zonas 5 y 2, respectivamente. En los registros de las estaciones CUIG y CRXI para el evento 17 (zona 1), se observa un tren de onda muy similar que no se observa en los registros de las otras estaciones. La característica común entre ese par de estaciones es que ellas se encuentran dentro del EVTm.

En este estudio estamos interesados en las características de propagación en periodos menores 5 s. Esto se debe a que en esa banda de periodo se ha observado que tanto los efectos de trayecto (e.g. Ordaz y Singh, 1992; Chávez-García *et al.* 1995; Barker *et al.*, 1996), como los efectos de sitio en la ciudad de México (e.g. Bard *et al.*, 1988; Chávez-García y Bard, 1994) cobran mayor importancia en la respuesta sísmica del centro de México. Con el fin de resaltar las características de dispersión para periodos menores a 5 s, se realizó un apilamiento de los diagramas de dispersión únicamente para epicentros de la zona 2. El objetivo es identificar con mayor claridad cómo se dispersa la energía en periodos bajos. El apilamiento de los diagramas de dispersión permitirá identificar si existe alguna relación de la forma en que se dispersan las señales entre periodos cortos y largos.

En la Figura 1-14 se muestran el resultado de apilar diagramas de dispersión obtenidos a partir de los eventos de la zona 2. Esos diagramas son el resultado de apilar los diagramas por componente y posteriormente apilar el resultado del componente vertical y radial. Una medida de la desviación estándar del procedimiento de apilado es el ancho de los contornos en función de la velocidad. También cabe hacer notar que existen incertidumbres asociadas al tiempo de inicio del evento, pues en todos los casos se trata de eventos de menor magnitud que simplemente han sido reportados rutinariamente por el SSN. Sin embargo, la Figura 1-14 muestra que el tiempo del inicio del evento no modifica sustancialmente los diagramas de dispersión debido a que todos los registros cuentan con tiempo absoluto. La Figura 1-14 muestra que la propagación sísmica en periodos mayores de 5 s se debe al modo fundamental de ondas de Rayleigh. La propagación de este modo no es similar para todas las trayectorias. En la estación TCAN y PLIG se observa que la incertidumbre en la obtención de la velocidad de grupo aumenta conforme crece el periodo. Mayor resolución se observa en las estaciones CRXI, CALO y CUIG. En esos diagramas también se representan las curvas teóricas de dispersión para ondas de Rayleigh, modo fundamental y los primeros dos modos superiores, obtenidas a partir del modelo cortical de velocidad propuesto por Campillo *et al.* (1989). Se observa que la curva teórica del modo fundamental no coincide con las amplitudes máximas de los contornos en ninguna de las estaciones. La forma de los contornos de dispersión se asemeja más a la forma de la curva teórica del primer modo fundamental. Sin embargo, la resolución que se obtiene en los diagramas de dispersión al apilar los componentes vertical y radial, indica que los contornos en periodos mayores de 5 s corresponden al modo fundamental de ondas de Rayleigh. Las discrepancias entre el modelo y las observaciones se deben a que el modelo de Campillo *et al.* (1989) es un promedio del modelo de velocidad entre la costa y el DF. Además, recordemos que ese modelo es básicamente el modelo propuesto por Vádez *et al.* (1986) para la región de Oaxaca. Alrededor de 4.5 s de periodo se observa un mínimo de velocidad (menor a 3 km/s) en las estaciones TEJU, CRXI y CUIG. En el resto de las estaciones el procedimiento de apilado no obtiene éste mínimo. Este mínimo se puede asociar con la fase

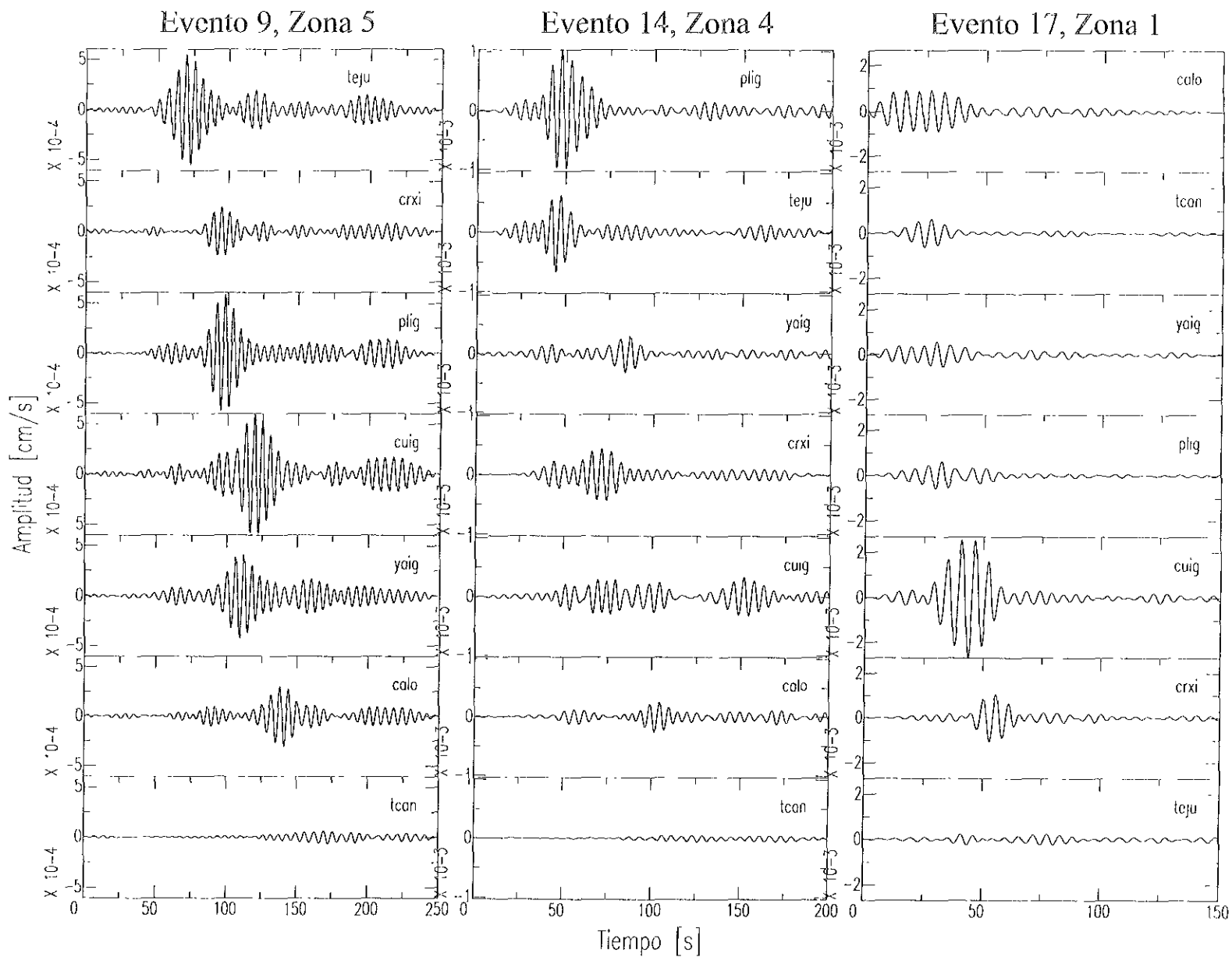


Figura 1-13. Registros de velocidad filtrados entre 5 y 7 s de periodo mediante un filtro Butterworth. Se muestran las trazas registradas en las diferentes estaciones para eventos de diferentes zonas (Figura 1-5). La escala de amplitud es común para las trazas de cada evento.

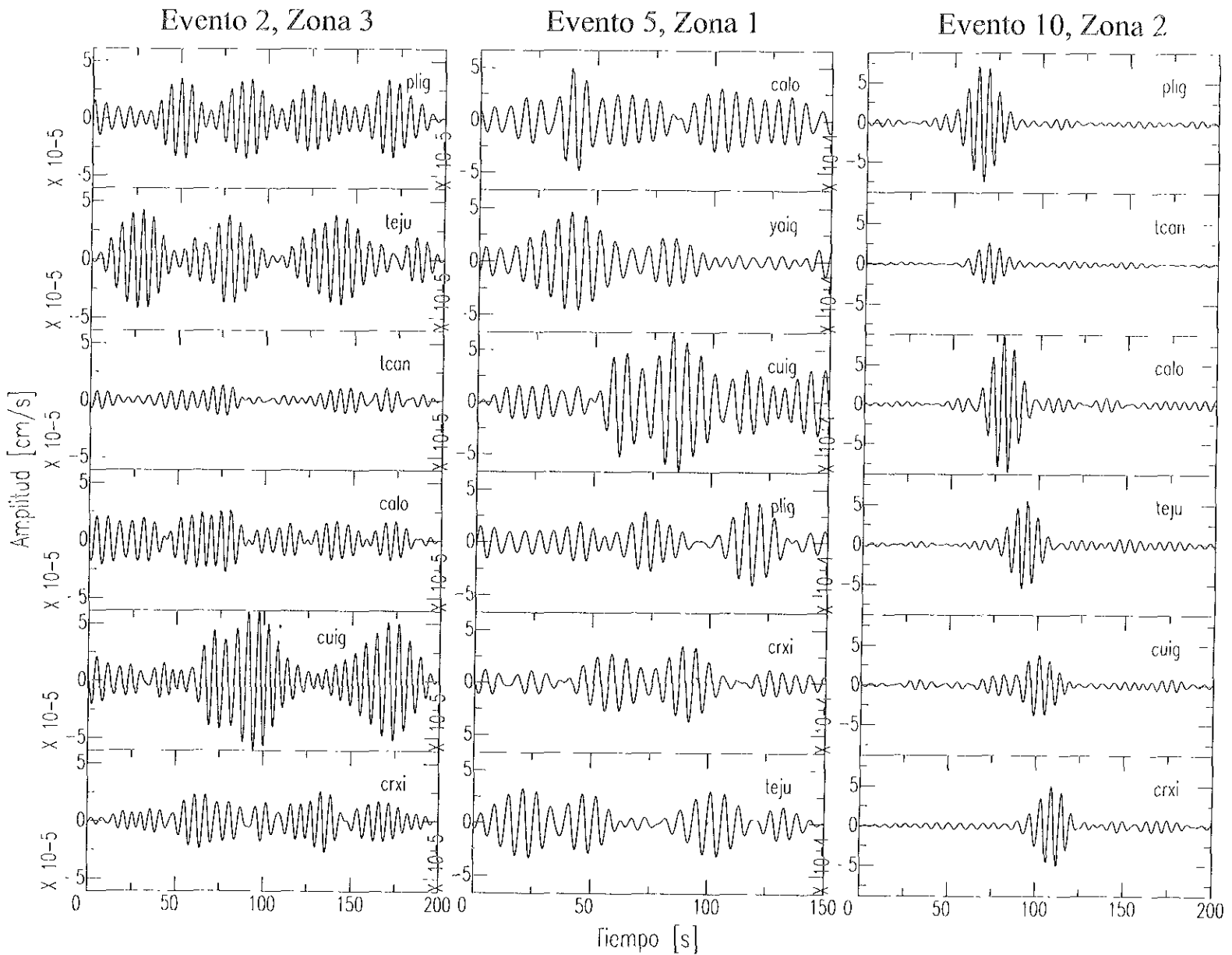


Figura 1-13 (Continuación) Registros de velocidad filtrados entre 5 y 7 s de periodo mediante un filtro Butterworth. Se muestran las trazas registradas en las diferentes estaciones para eventos de diferentes zonas (Figura 1-5). La escala de amplitud es común para las trazas de cada evento.

Airy del primer modo fundamental de ondas de Rayleigh originado en el límite sur del EVTm. El diagrama de dispersión en la estación PLIG no muestra indicio de la presencia de esta fase, pues esa estación se encuentra más al sur del EVTm. En periodos menores de 5 s se observa que la energía viaja con velocidades que van desde 2.5 a 4 km/s. Las curvas teóricas indican que esta energía se debe a ondas S o modos superiores de ondas superficiales fuertemente afectados por la heterogeneidad de la corteza superior. La propagación en periodos menores de 5 s resulta compleja de analizar. Técnicas refinadas que emplean datos de alta calidad para obtener un modelo de velocidad en esos periodos no han sido exitosas (e.g. Iglesias, 2000). Además, para las estaciones CRXI y CUIG la propagación tiene el efecto un efecto regional (discutido en la sección anterior) que aparece aproximadamente a 2 s de periodo.

3.2.4 Velocidades de fase entre pares de estaciones

Los diagramas de dispersión de la sección anterior son un promedio de la velocidad con la cual se propagan las ondas superficiales entre el epicentro y la estación. Con el fin de contar con una idea más precisa de las velocidades con las cuales se propagan las ondas dentro del arreglo, se calcularon las velocidades de fase entre pares de estaciones. Esto permitirá determinar la presencia de heterogeneidades superficiales de la corteza que afecten la propagación del movimiento sísmico. Como se planteó en un principio, la banda de periodo en la cual se centra este estudio es en periodos menores de 5 s. Pues como podemos ver de la Figura 1-14, para periodos mayores de 5 s los diagramas de dispersión muestran que existe muy poca diferencia entre las velocidades que se obtienen de los registros de todas las estaciones. La Figura 1-14 sugiere que el efecto de la heterogeneidad de la corteza superior al movimiento sísmico ocurre a periodos menores de 5 s. También se observa que la energía que se propaga en esa banda de periodo es una combinación de modos superiores de ondas superficiales, por lo cual, para determinar la velocidad de fase entre pares de estaciones se recurrió al procedimiento propuesto por Herrin y Goforth (1977), programado por Herrmann (1987). En ese procedimiento se diseña un filtro lineal en el cual el espectro de fase de Fourier es igual al espectro de fase de la señal dada. La aplicación de ese filtro permite identificar y extraer del espectro complejo el tren de onda más energético que se propaga con la velocidad de grupo que predice una curva teórica. Mediante este procedimiento se verifica la dispersión teórica al comparar las historias de tiempo registradas entre dos sitios a la distancia de referencia. Si todo funciona bien, las historias de tiempo serán idénticas en amplitud y fase.

Las velocidades de fase entre pares de estaciones fueron calculadas a partir de registros de eventos localizados en las zonas 2, 3 y 4. La velocidad de fase teórica utilizada fue la que predicen curvas de dispersión de velocidad de fase para el primer y segundo modo superior de ondas de Rayleigh del modelo de Campillo *et al.* (1989). La banda de periodo en la cual se realizaron los cálculos fue entre 2 y 4 s. La Figura 1-15 muestra un ejemplo del empleo de esta técnica aplicada a los registros del componente vertical registrado en las estaciones PLIG y CUIG para un evento de la zona 2. En esa figura se muestran las funciones que permiten cuantificar hasta donde es válido considerar que la velocidad de fase entre dos estaciones está determinada confiablemente. Estas funciones son: a) el espectro de amplitud de la

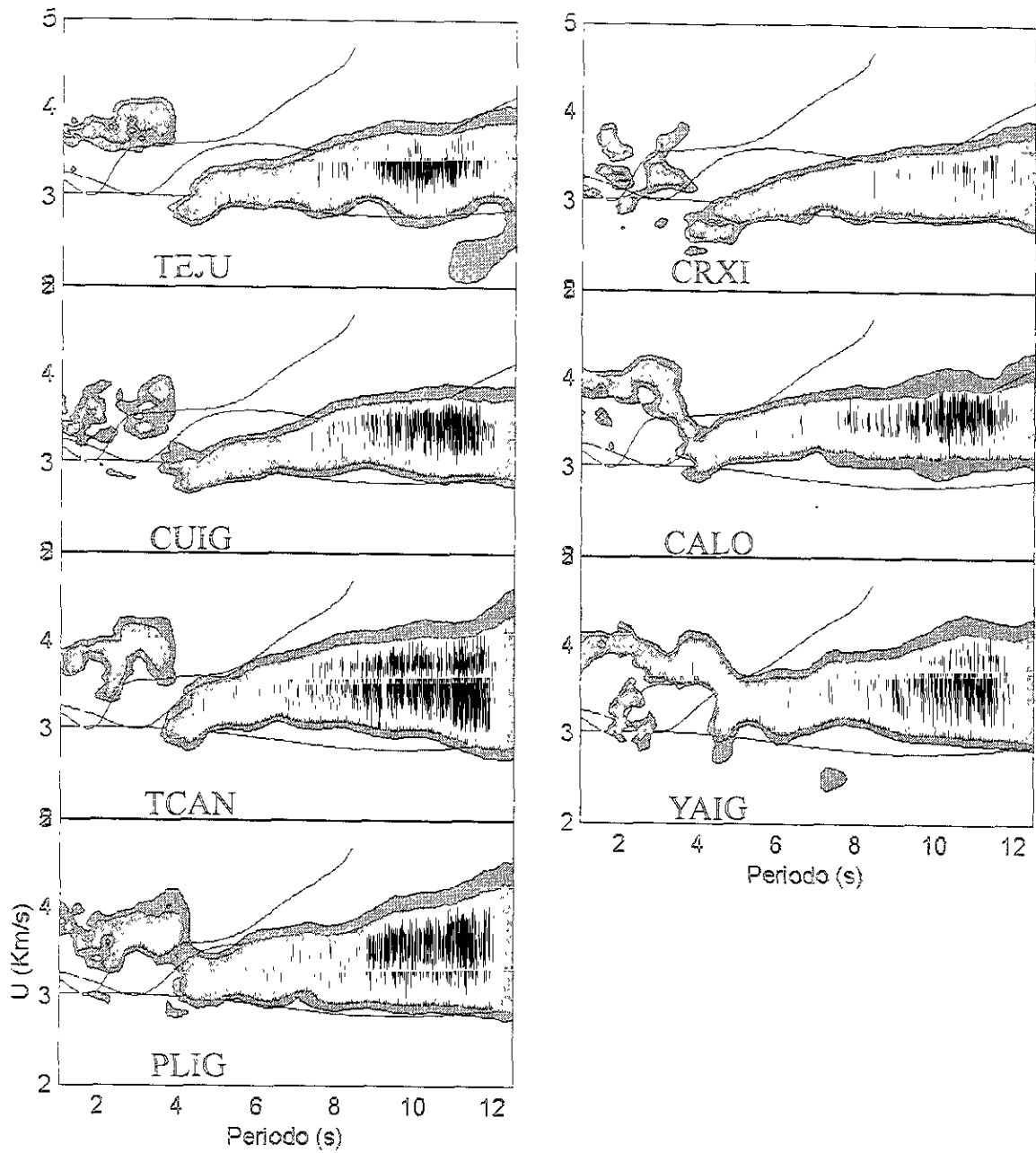


Figura 1-14. Apilamiento de diagramas de dispersión obtenidos a partir de los eventos de la zona 2. Primero se apilan los diagramas por componente y posteriormente se apila el resultado del componente vertical y radial. Las líneas continuas representan la velocidad de grupo para ondas de Rayleigh obtenida a partir del modelo cortical de velocidad propuesto por Campillo *et al.*, (1989).

intersección de la función de transferencia, b) la intersección de la función de Green en el dominio del tiempo, c) la coherencia entre las trazas, y d) el espectro de fase. En esa figura se puede observar que entre 0.2 y 0.45 Hz estas funciones indican que la forma de onda registrada entre las dos estaciones está correlacionada. Para este ejemplo, se observa que en esa banda de frecuencia la función de Green (o función de correlación) es simétrica (Fig. 1-15b), la función de coherencia es 1 (Fig. 1-15d) y no existen variaciones en el espectro de fase (Fig. 1-15e). La función de transferencia de la Figura 1-15a muestra que la amplitud del movimiento en la estación CUIG se reduce a más de la mitad con respecto a la amplitud en la estación PLIG. En la Figura 1-15c también se muestran los registros filtrados entre 2 y 4 s de periodo, la similitud de la forma de onda es otra indicación del grado de confianza en la obtención de la velocidad de fase. Finalmente, La Figura 1-15f muestra la velocidad de fase calculada en función de la frecuencia. Si la velocidad de calculada está dentro del intervalo de la velocidad de fase teórica, entonces ésta última aparecerá en la misma figura con línea discontinua.

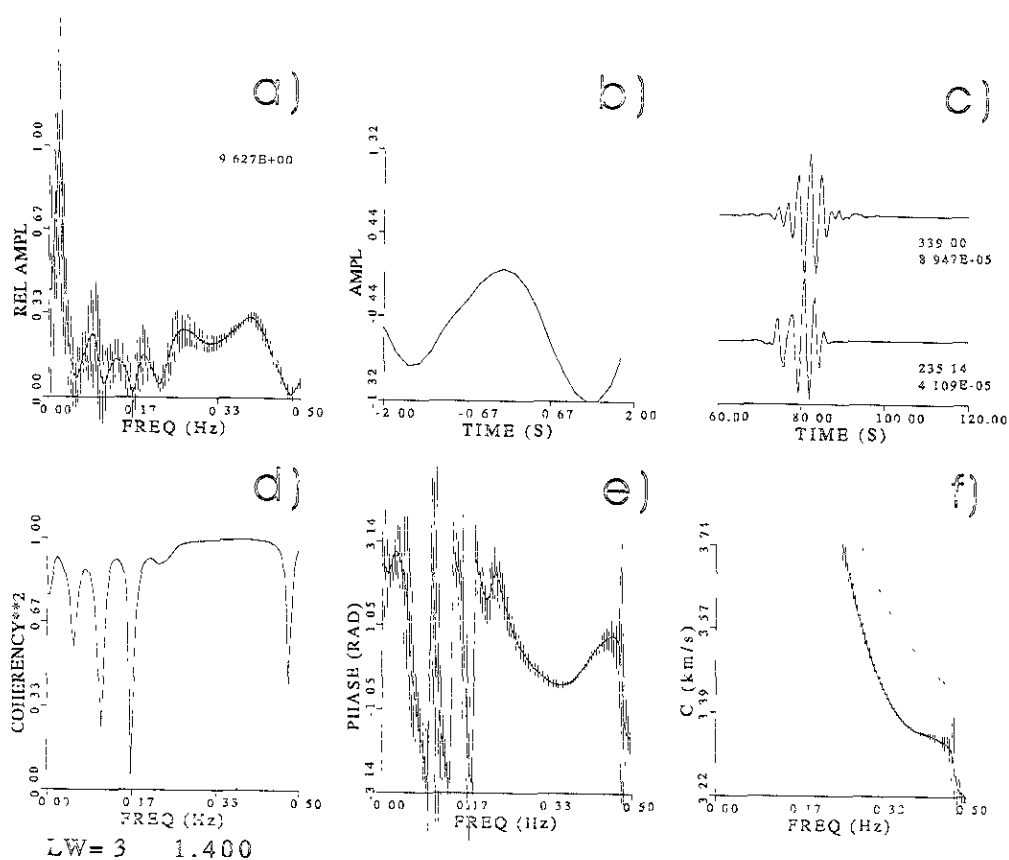


Figura 1-15. Funciones que determinan el grado de aproximación en el cálculo de la velocidad de fase entre pares de estaciones. a) espectro de amplitud de la intersección de la función de transferencia, b) intersección de la función de Green en el dominio del tiempo, c) registros filtrados en la banda de periodo a la cual se inicia la estimación de la velocidad de fase, d) coherencia entre las trazas filtradas, e) fase del espectro de amplitud, f) velocidad de fase calculada. Si la velocidad calculada está dentro del intervalo de la velocidad de fase teórica, entonces ésta última aparecerá con línea discontinua en la misma figura.

En la Figura 1-16 se presenta el intervalo de confianza al 95% de la velocidad de fase obtenida a partir de los registros vertical y radial al epicentro. La velocidad de fase se calculó entre siete trayectorias distintas entre un par de estaciones. En cuatro de esas trayectorias, la distancia de referencia de que se utilizó en la ecuación 13, es la distancia entre el epicentro y la estación PLIG. En otras dos trayectorias fue la distancia epicentral a la estación TEJU, y en una trayectoria la distancia epicentral a la estación YAIG. Es claro que las ondas viajan con la velocidad de fase que predice el modelo teórico de Campillo *et al.* (1989) para el primer y segundo modo superior de ondas de Rayleigh. En la Figura 1-16 se observa que entre las estaciones PLIG y YAIG existe una gran incertidumbre en la evaluación de la velocidad de fase para eventos de las zonas consideradas. Este resultado contrasta, por ejemplo, con la velocidad de fase obtenida entre las estaciones PLIG y CUIG separadas una distancia mayor. Se observa que la velocidades de fase entre las estaciones PLIG y CUIG, y en entre las estaciones PLIG y CRXI presenta variaciones que dependen del acimut a cada una de las zonas consideradas. Lo mismo se observa entre las estaciones PLIG y CRXI. Estas variaciones, aunque relativamente pequeñas (un factor de 0.3 y 1 km/s en 2 y 4 s de periodo, respectivamente), sugieren efectos de heterogeneidades con longitudes de onda del orden de 1 hasta 4 km presentes a profundidades entre 5 y 15 km dentro de la corteza. Las velocidades de fase más bajas son obtenidas entre las estaciones YAIG y CUIG del promedio de los eventos de la zona 2 y 3. Este resultado contrasta con la velocidad de fase obtenida entre las estaciones PLIG y YAIG para los eventos de la zona 2, pues en ambos casos se trata de distancias similares. Sin embargo, la trayectoria entre las estaciones PLIG y YAIG esta fuera de los límites del EVTm, y la trayectoria entre las estaciones YAIG y CUIG se localiza dentro del arco volcánico. Otra trayectoria con velocidades relativamente bajas se observa entre las estaciones PLIG y CRXI, en particular para los eventos de la zona 2. Este resultado contrasta con velocidades de fase relativamente mayores entre las estaciones PLIG y CUIG para eventos de la misma zona.

Para observar con más detalle las diferencias de velocidad de fase en distintas trayectorias, en la Figura 1-17, por un lado, se muestran las velocidades de fase entre las estaciones PLIG-CUIG y PLIG-CRXI para los eventos de la zona 2. Por otro lado, en la misma figura se grafican las velocidades de fase entre las estaciones TEJU-CUIG y TEJU-CRXI para los eventos de la zona 3. Se trata de cuatro trayectorias distintas dentro del EVTm; dos trayectorias (PLIG-CUIG y PLIG-CRXI) para los eventos de la zona 2, y dos trayectorias (TEJU-CUIG y TEJU-CRXI) para los eventos de la zona 3. Se observa que no existe mucha diferencia entre la velocidad de fase calculada para las trayectorias TEJU-CUIG y TEJU-CRXI, cuyo backacimut con respecto a la zona 3 es mayor de 180 grados. Por lo contrario, se observa una diferencia de velocidad de fase del orden de 0.5 km/s entre las trayectorias PLIG-CUIG y PLIG-CRXI. En este caso el backacimut de esas trayectorias con respecto a la zona 2 es casi en la dirección Norte-Sur, es decir perpendicular a la disposición del EVTm. Se observa que la propagación de ondas debido a los eventos de la zona 2 presenta características diferentes a la propagación observada para eventos que ocurren en las otras zonas. Esta observación se manifiesta en dos formas: a) en periodo mayores de 5 s se observa una eficiente propagación del modo fundamental de ondas de Rayleigh entre la zona epicentral y el centro del país, b) en periodos menores de 5 s se encuentran importantes variaciones de la velocidad de fase de modos superiores de ondas superficiales para trayectorias dentro del EVTm.

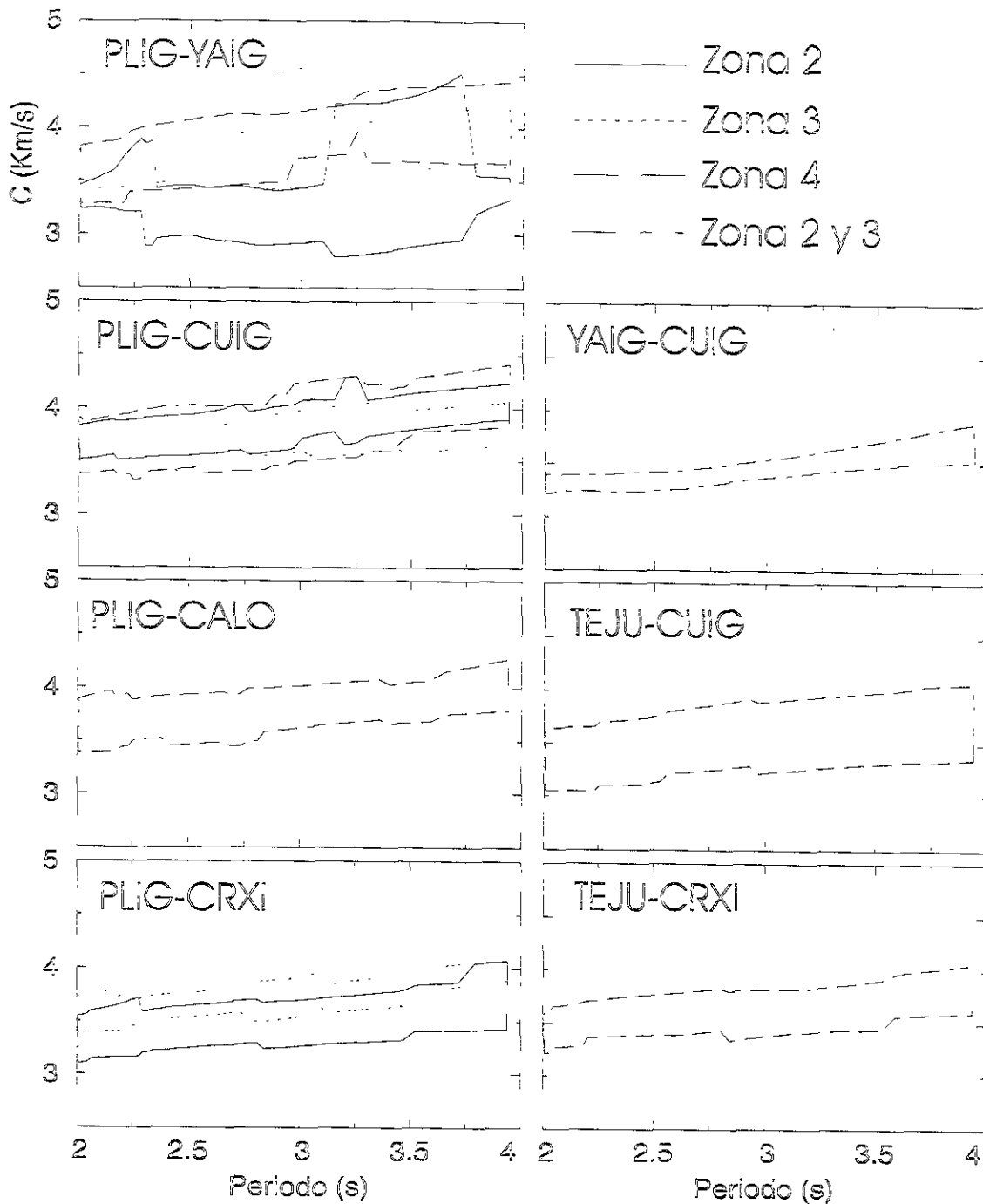


Figura 1-16. Intervalo de confianza al 95% de la velocidad de fase obtenida a partir de los registros vertical y radial al epicentro. Se impone que las ondas viajan con la velocidad de fase que predice el modelo de Campillo *et al.* (1989) para el primer y segundo modo superior de ondas de Rayleigh.

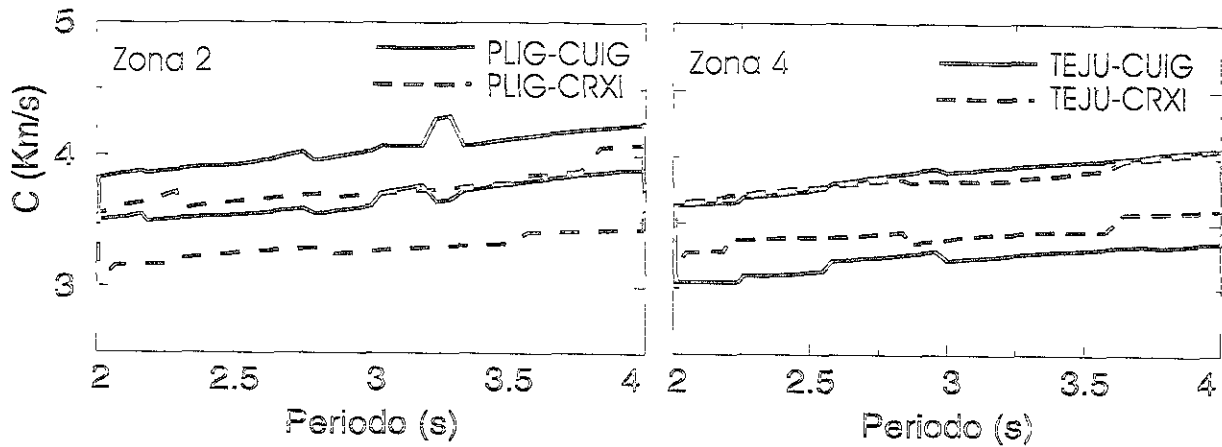


Figura 1-17. Intervalo de confianza al 95% de la velocidad de fase entre cuatro trayectorias distintas dentro del EVTm. Se compara el efecto de la dirección epicentral debido a eventos de la zona 2 y 4 (ver Figura 5).

4 El movimiento incidente en el Valle de México.

Los resultados de la sección anterior muestran que el campo de onda que incide en el centro del país se caracteriza por una eficiente propagación de ondas superficiales (dependiendo de las características de la fuente y la zona epicentral) en periodos mayores de 5 s. En periodos menores de 5 s se observa la propagación sísmica es afectada por la heterogeneidad de la corteza superior en el centro de México. En la banda de 5 a 10 s de periodo Chávez-García *et al.* (1995) muestran que el campo de onda que cruza el Valle de México se debe a los modos fundamentales de ondas superficiales Love y Rayleigh que se propagan en la dirección epicentral. En una banda de periodo mayor (de 5 hasta 50 s), Fuentes (1997) e Iglesias (2000) mostraron que existen diferencias en la estructura de la corteza superior para diferentes trayectorias entre la zona de subducción y el centro del país. Los resultados del análisis de dispersión de este estudio confirman que en periodos largos existen efectos de trayecto que están relacionados a la variabilidad estructural de la corteza y manto superior.

Es claro que las propiedades mecánicas de la estructura de la corteza superior afectan en gran medida el movimiento sísmico. Algunas observaciones de este efecto son presentados por Chávez-García *et al.* (1995) y Barker *et al.* (1996), quienes muestran que en periodos menores de 5 s el campo de onda que se observa en el Valle de México tiene la contribución ondas superficiales generadas en las fronteras del EVTm. Los resultados de este estudio también muestran que en periodos menores de 5 s el EVTm afecta la propagación sísmica, tanto en amplificación como en duración. Esta observación parcialmente confirma las hipótesis de Singh *et al.* (1995), quienes señalan que el fenómeno de amplificación regional está presente aun en sitios firmes del Valle de México. De acuerdo a ellos, esta amplificación se debe al contraste de impedancia entre rocas volcánicas de edad Oligoceno -Mioceno que sobreyacen y calizas Cretácicas subyacentes más competentes. Siguiendo esta hipótesis Shapiro *et al.*, (1997) y Furumura y Kennett (1998) muestran que la inclusión de una capa superficial de baja velocidad (espesor de 2 Km de espesor y velocidad de ondas S entre 1.7 a 2.2 Km/s) en modelos 2D y 3D puede explicar, además de la amplificación, la larga duración del movimiento observado en la zona de lago de la ciudad de México.

Ahora bien, es claro que la importante amplificación observada en la zona de lago de la ciudad de México se debe al contraste de impedancia entre la delgada capa superficial de arcilla y su substrato. Sin embargo, la larga duración del movimiento sísmico, que se manifiesta por una sucesión de paquetes de onda armónicos de amplitud que decae lentamente (Singh y Ordaz, 1993) es un fenómeno que ha sido ampliamente discutido por Chávez-García y Bard (1994). Estos autores examinan sistemáticamente la respuesta sísmica de modelos 1D y 2D que incluyen heterogeneidades laterales a pequeña y gran escala. Chávez-García y Bard (1994) llegan a la conclusión de que las hipótesis planteadas hasta ese momento (modelado numérico con heterogeneidad lateral a gran escala) no explican satisfactoriamente la larga duración de los registros. Chávez-García *et al.* (1995) sugieren que la larga duración del movimiento se debe a la interacción de ondas guiadas por la estructura profunda de la cuenca con la propagación sísmica en la capas superficiales. Esta interacción debe ocurrir en periodos menores de 5. Iida (1999) llega a la misma conclusión mediante el análisis de registros en

pozo. Este autor propone que el campo incidente en la cuenca de México esta compuesto de ondas de Love excitadas en el EVTm. Recientemente, Shapiro *et al.* (2000) proponen que el campo de ondas en la zona de lago es gobernado por modos superiores de ondas superficiales. Los resultados de esos autores están de acuerdo la hipótesis Chávez-García *et al.* (1995), pero descartan la que dicho campo de ondas se deba a ondas de Love (Iida, 1999).

Con el propósito de avanzar en la comprensión del campo observado y su relación al movimiento incidente en el Valle de México, a continuación se presentan los resultados del análisis datos de movimientos fuertes ($M > 7$) registrados en un arreglo de cinco estaciones (tres en superficie y dos en pozo) localizado en la colonia Roma del DF.

4.1 Datos de aceleración del arreglo Roma

Los datos de este estudio consisten de registros de movimientos fuertes de tres eventos subducción (Tabla 1-2) registrados en un arreglo de cinco estaciones situado en la colonia Roma de la ciudad de México. La Figura 1-18a muestra la localización de los epicentros. La trayectoria epicentro - sitio de registro es diferente para cada evento. Lo mismo sucede para el tipo de fallamiento: dos de falla inversa (eventos 1 y 2) y uno de fallamiento normal (Evento 3). Los tres eventos tienen en común que todas las trayectorias cruzan el EVTm. La Figura 1-18c muestra la disposición espacial de las estaciones: tres situadas en superficie y dos en profundidad. El mantenimiento de los instrumentos esta a cargo del Centro Nacional de Prevención de Desastres (CENAPRED). Se trata de acelerografos Akashi SMAC-MD de 16 bit con un rango de ± 1 g y que registran el movimiento del suelo a 100 muestras por segundo. Todas las estaciones de este arreglo están sincronizadas mediante GPS.

Tabla 1-2. Localización de los eventos empleados en este estudio

No.	Fecha Dma	Long. W	Lat. N	Dist. Epi. (Km)	Baz. (deg.)	Mw	Amax C0	Amax C2
1	14.09.95	98.8	16.6	314	173	7.5	21.7	5.2
2	11.01.97	103.0	17.9	442	248	7.3	14.9	4.2
3	15.06.99	97.4	18.2	223	127	7.0	30.8	8.4

4.2 Análisis del campo de ondas en el arreglo roma

El análisis de los datos se llevo a cabo en dos partes. La primera consistió en un análisis cualitativo de las formas de onda de los registros filtrados alrededor de varios periodos. En la segunda parte, se evaluó la naturaleza del campo de ondas que cruza el arreglo mediante un análisis de correlación, el cual permitió caracterizar la propagación del movimiento sísmico dentro del arreglo de estaciones.

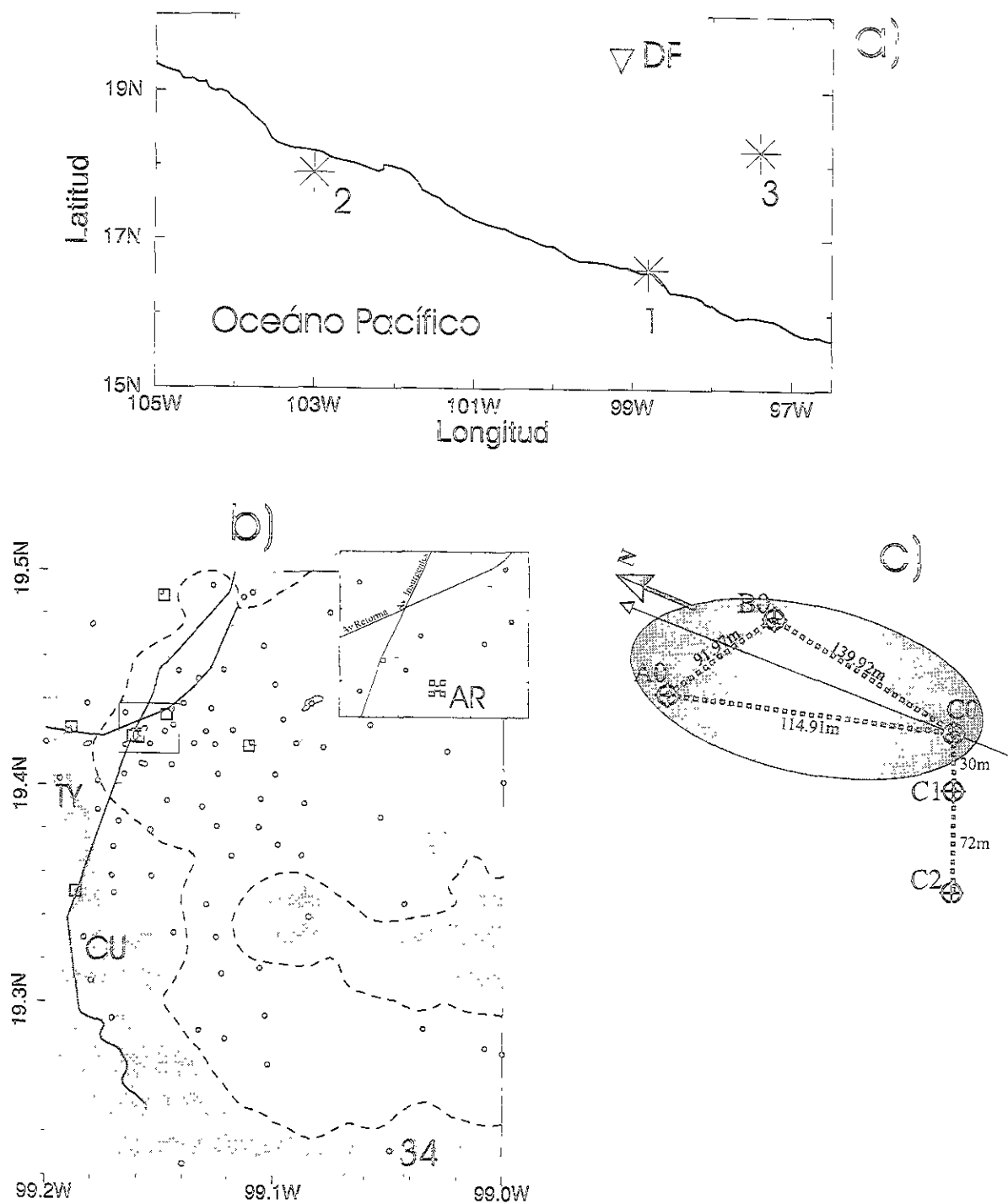


Figura 1-18. a) Localización de los eventos (asteriscos) utilizados en el estudio de registros de movimientos fuertes. El triángulo muestra la localización del arreglo de estaciones acelerométricas, el cual se encuentra en la zona de lago de la ciudad de México. b) Localización del arreglo de estaciones acelerométricas Roma. El área sombreada representa la zona de lomas. El límite entre la zona de transición y la zona de lago está indicado por la línea discontinua. Los punto indican la localización de las estaciones acelerométricas de la ciudad de México. c) Distribución de las estaciones del arreglo Roma.

4.2.1 Análisis de las formas de onda

En la Figura 1-19 se muestran los registros de los tres eventos en la dirección NS de la estación en superficie C0. En esa figura también se muestran los espectros de amplitud de Fourier de cada registro. Las características que sobresalen en las señales de tiempo son: a) la aceleración máxima promedio es de 20 gal, b) la coda se caracteriza por una duración de más de 200 s y paquetes de onda monocromáticos de 2 s de periodo comúnmente llamado “beating”, y c) el inicio de los registros de los eventos 1 y 3 presenta componentes de alta frecuencia, lo que contrasta con el registro del evento 2. Cabe mencionar que durante el evento 1 la duración de los registros es de más de 10 min. En el dominio de la frecuencia, los espectros de Fourier del componente NS muestran que el contenido de energía de la señal es alrededor de la frecuencia fundamental del sitio (0.45 Hz). Lo que también sucede para el componente EW. Los registros obtenidos en la estación C2, a 102 m de profundidad, en la dirección NS y sus espectros de Fourier son graficados en la Figura 1-20. Si comparamos los registros de esa figura con los registros en superficie, se observa que la amplificación en superficie es del orden de un factor 3 con respecto a el registro a 102 m. Se observa que el contenido de alta frecuencia aún esta presente en las señales de los eventos 1 y 2. Sin embargo, no se observa el fenómeno del “beating” y podríamos decir que la duración de los registros está limitada a no más de 150 s. Los espectros de amplitud muestran que el contenido de energía no está centrado en alguna frecuencia. Para los eventos 1 y 3 la banda de frecuencia más energética esta entre 0.2 y 0.8 Hz, mientras que para el evento 2, la energía del movimiento sísmico esta concentrada entre 0.2 y 0.4 Hz.

Las Figuras 1-19 y 1-20 muestran que la amplificación observada en los registros en superficie ocurre en la frecuencia fundamental del sitio (0.45 Hz). Esas figuras también sugieren que la duración del movimiento sísmico, acompañado de beating, parece estar relacionada con la respuesta de los estratos superficiales de la zona de lago, pues no se observan tales características en los registros a 102 m de profundidad. En la Figura 1-21 se muestra la distribución de velocidad de ondas S con la profundidad en el sitio del arreglo Roma. La estación C2 se encuentra instalada en un estrato con velocidad de onda S de 350 m/s. Ello significa que el movimiento sísmico registrado en esa estación puede considerarse como el movimiento incidente. En efecto, la velocidad de ondas de corte en los primeros 50 m de profundidad de la zona de lomas, es similar a la que se encuentra entre 30 y 102 m en el subsuelo del arreglo Roma (Yamashita Architects & Engineers Inc, Oyo Corporation, 1990). Si ello es así, entonces el movimiento registrado en las estaciones de la zona lomas debería ser similar al movimiento registrado en las estación C2. En la Figura 1-22 se muestran los registros de aceleración del evento 1 en tres estaciones de la zona de lomas; TY, CU y 34 (ver Figura 1-18b). Se observa que la única diferencia entre el movimiento registrado entre la zona de lomas y a 102 m de profundidad bajo el arreglo Roma es la amplitud. La amplitud de los registros en la zona de lomas es mayor por un factor de 2 con respecto al registro en la estación C2. Esto se debe a la amplificación por superficie libre (Aki, 1985). En el dominio de la frecuencia se observa que la forma espectral es muy similar y las máximas amplitudes de los espectros están alrededor de 0.2 y 0.4 Hz.

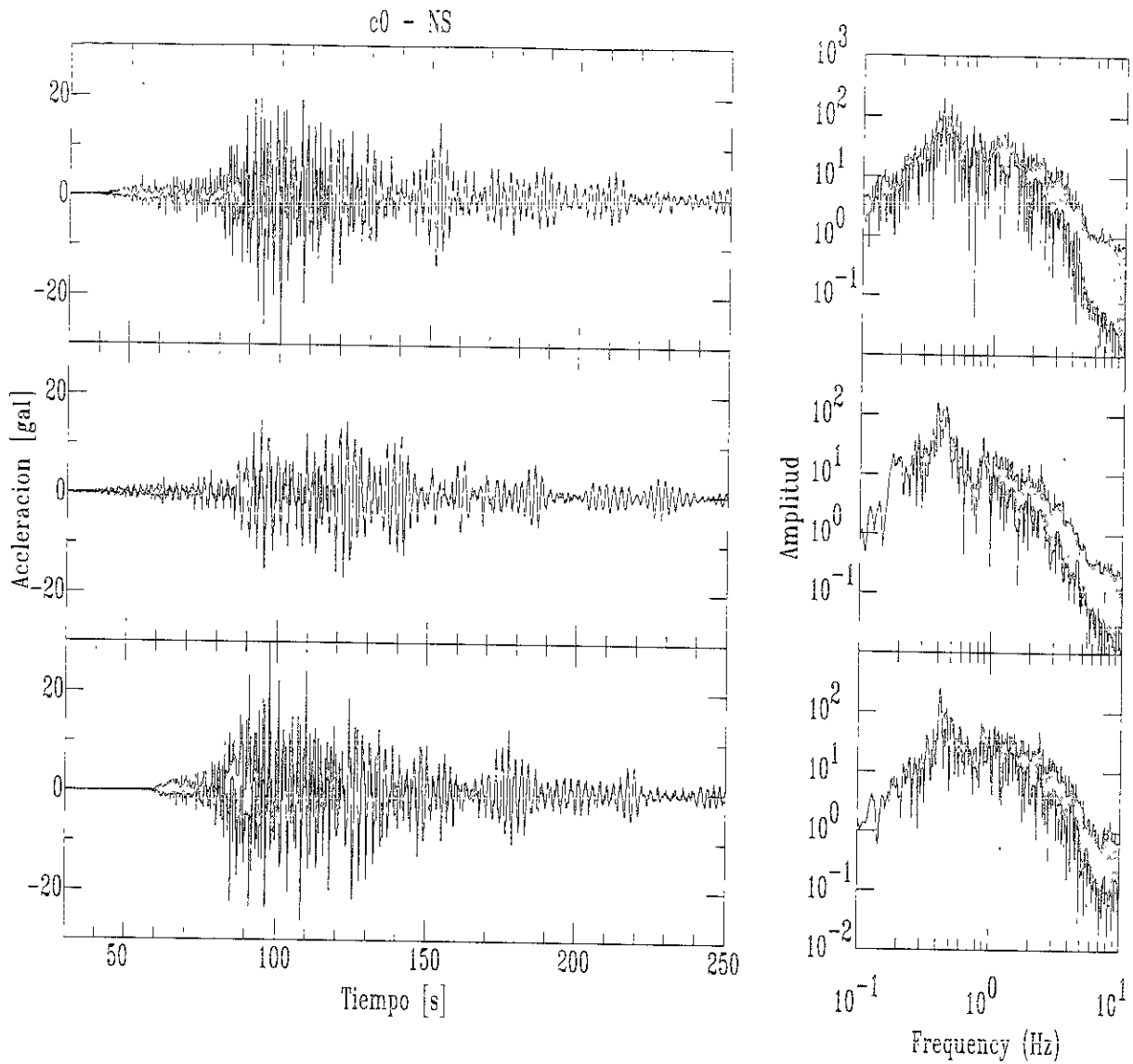


Figura 1-19. Registros de aceleración en la estación en superficie C0, componente Norte-Sur (izquierda) y espectro de amplitud de Fourier de cada registro (derecha).

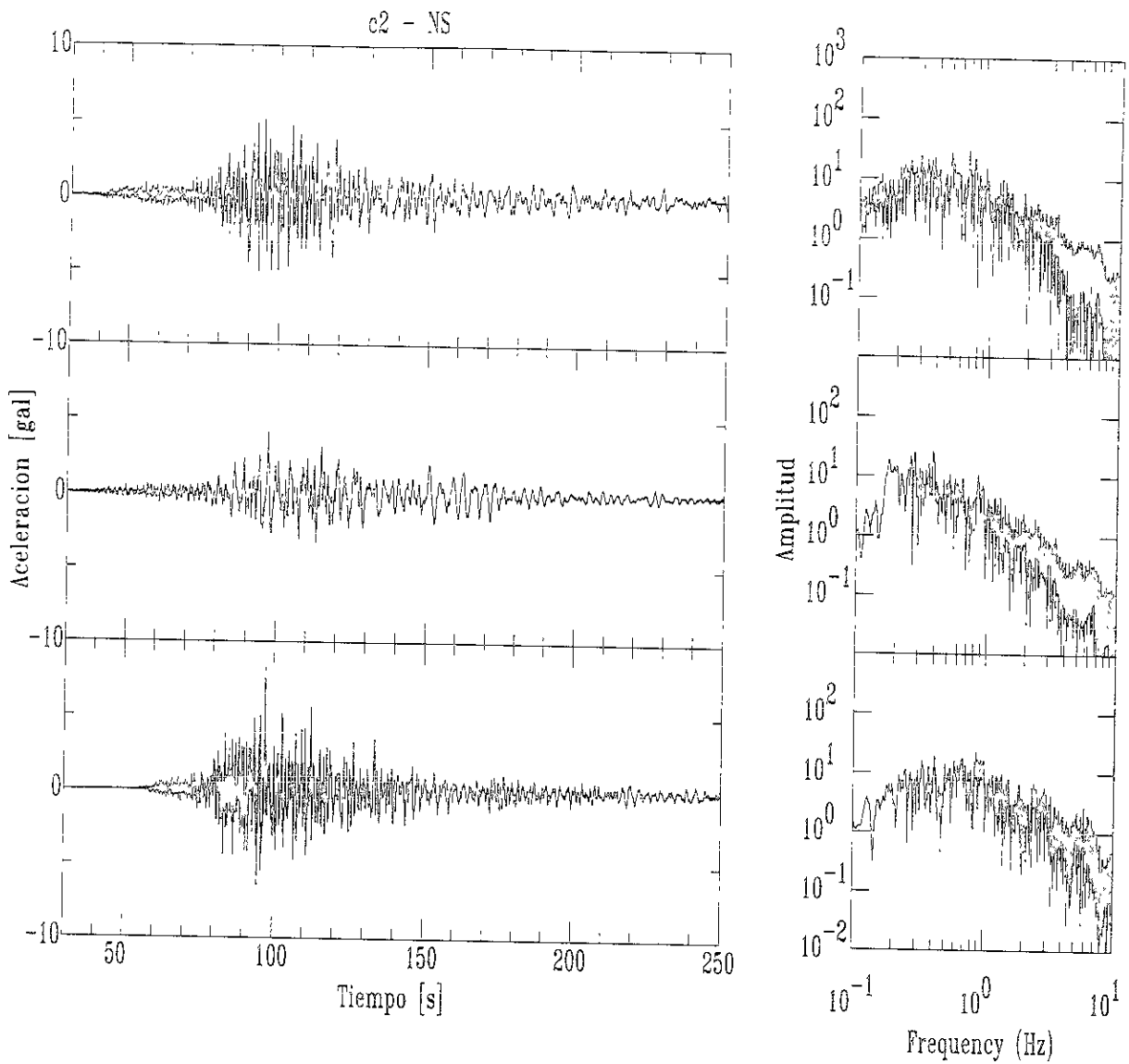


Figura 1-20. Registros de aceleración en la estación en pozo C2 (102 m), componente Norte-Sur (izquierda) y espectro de amplitud de Fourier de cada registro (derecha).

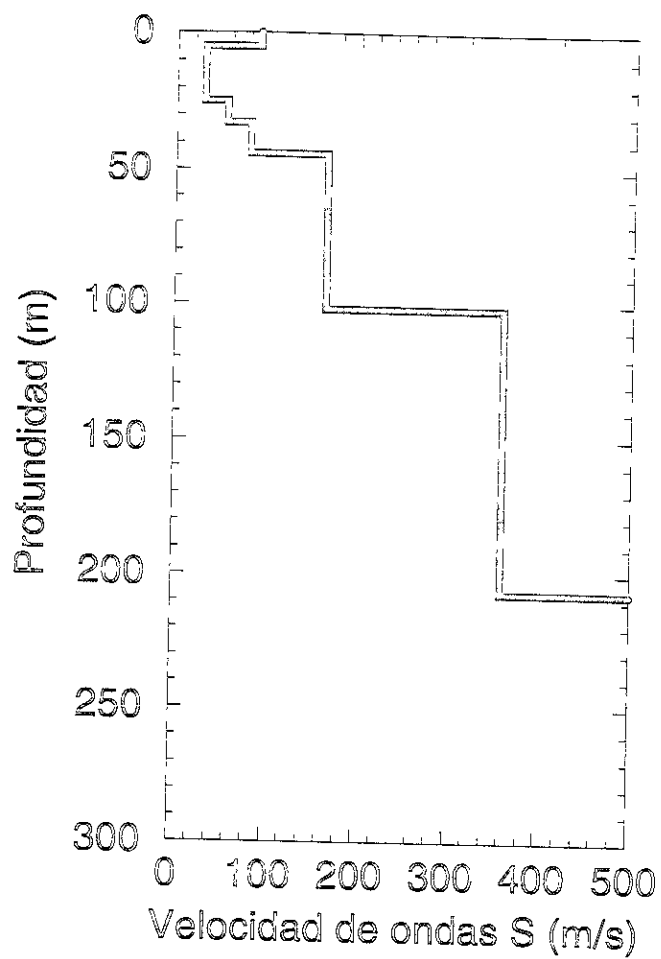


Figura 1.21. Modelo de velocidad de ondas de corte para el sitio del arreglo Roma. Adaptado de Yamashita Architects & Engineers Inc, Oyo Corporation (1990).

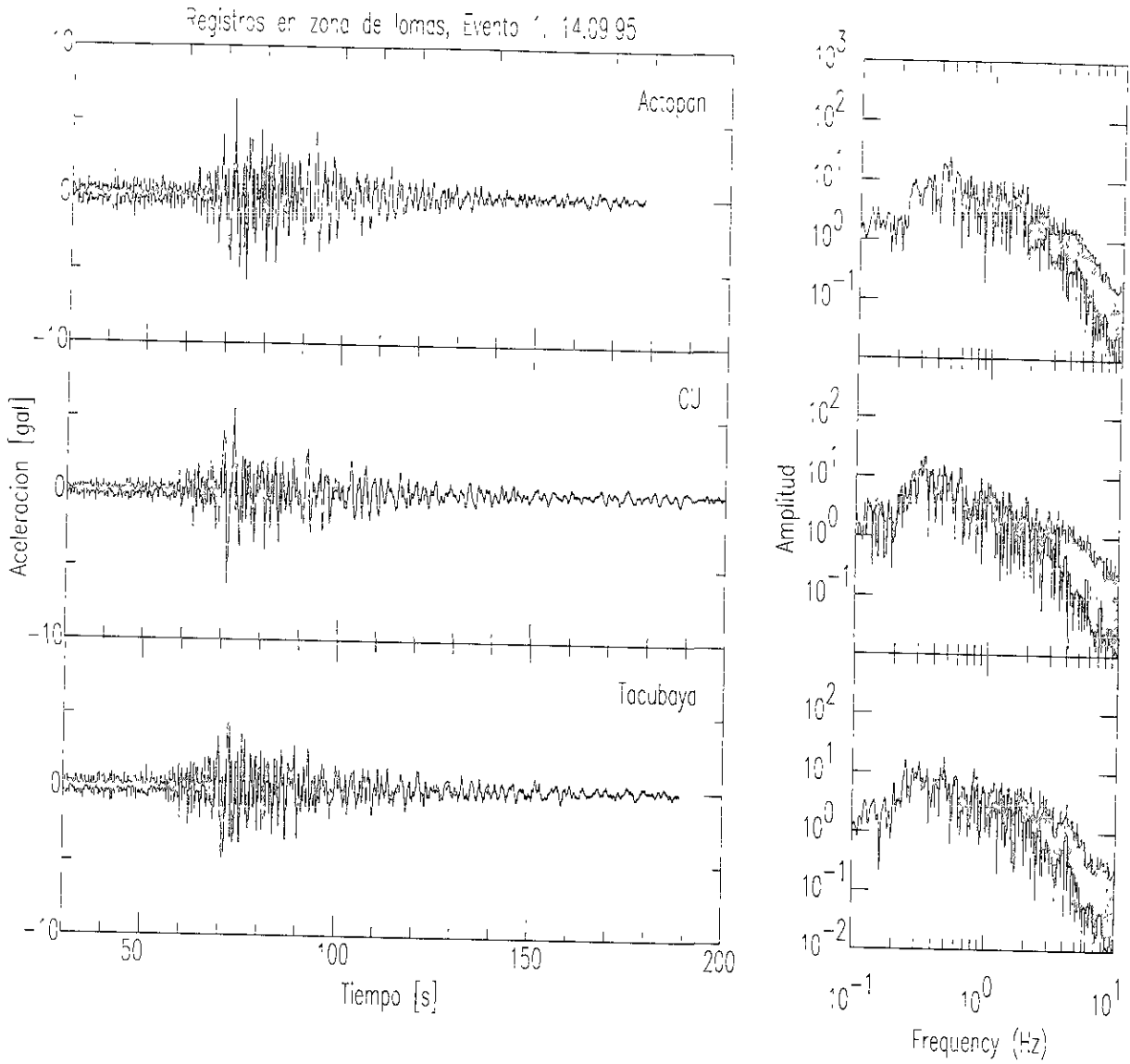


Figura 1-22. Registros de aceleración en tres estaciones situadas en la zona de lomas. Estación 34 (Actopan), estación CU (Ciudad universitaria) y estación TY (Tacubaya). A la derecha se muestra el espectro de amplitud de Fourier de cada registro.

Con el fin de explorar los registros, estos fueron filtrados alrededor de 25 periodos comprendidos entre 1 y 10 s. El filtro utilizado es un filtro gaussiano con un ancho de banda que aumenta en función de la frecuencia central en la que es filtrada la señal. Si B es el ancho de banda relativo, el filtro es simétrico alrededor de una frecuencia central ω_n . La expresión de este filtro está dada por la siguiente ecuación:

$$H_n(\omega) = e^{-\alpha \left(\frac{\omega - \omega_n}{\omega_n} \right)^2}, \quad \text{para } (1-B)\omega_n \leq \omega \leq (1+B)\omega_n \quad (1-15)$$

La resolución del filtro es controlada por el parámetro α . Un valor de 50.3 es generalmente adoptado (Herrmann, 1973, 1987). La Figura 1-23 muestra el banco de filtros utilizados. El ancho de banda es de 0.25 y las frecuencias centrales están dadas por:

$$\omega_n = (1.1)\omega_{\min} \omega^{i-1}, \quad i = 1, 25, \quad (1-16)$$

donde $\omega_{\min} = 2\omega(0.1)$.

En esa figura se puede observar que conforme el periodo disminuye, el ancho de banda decrece. Esto permite aumentar la resolución en la banda de periodos donde la señal tiene la contribución del efecto de las capas superficiales del sitio.

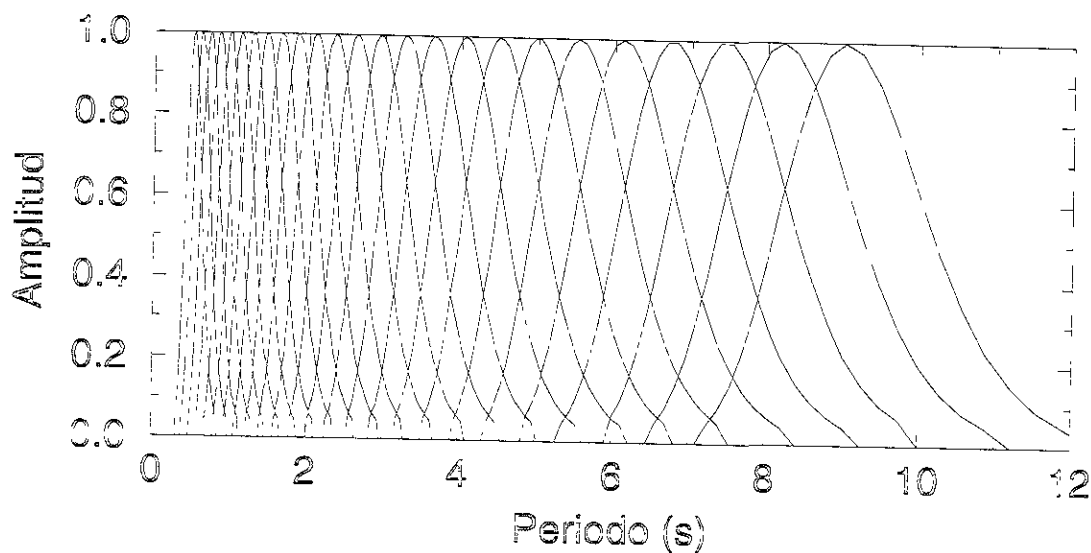


Figura 1-23. Banco de filtros gaussianos utilizado para explorar las características del movimiento en el arreglo Roma.

En la Figura 1-24 se grafican los registros de la estación C0 para los tres eventos filtrados con nuestro banco de filtros. Se muestran los tres componentes del movimiento: radial y transversal a la dirección epicentral y vertical. Se observa que para periodos mayores de 7 s los componentes vertical y radial al epicentro registran la misma forma de onda, lo cual indica que se debe de tratar de ondas Rayleigh. En el componente transversal se pueden observar trenes de ondas Love. Entre 3.5 y 7 s de periodo se observan claramente ondas de Rayleigh en los registros vertical y radial para el evento 2. En la misma banda de periodo es difícil identificar este tipo de ondas en los registros del evento 1. Sin embargo, se observan trenes de onda de periodo largo que llegan a diferentes tiempos, que en general aparecen en los componentes vertical y radial, para los eventos 1 y 2. El panorama es más complejo en los registros del evento 3 en una amplia banda de periodos (menores de 7 s). Para periodos comprendidos alrededor del periodo fundamental del sitio, $T_0=2.25$ s, no se observa semejanza entre los componentes del movimiento, lo cual sugiere que esta banda de frecuencias está gobernada por la resonancia 1D de la capa superficial. En esa banda de periodos los componentes horizontales presentan amplitudes considerables en la coda de la señal. Se trata de prominentes pulsos monocromáticos denominado "beating". En los registros originales y filtrados en la direcciones horizontales que aparecen en la Figura 1-24 se ha marcado ventanas de tiempo donde se observa los prominentes trenes de onda monocromáticos en la coda de la señal. Se observa que dichos trenes de onda aparecen solamente alrededor T_0 .

La comparación la forma de onda entre estaciones, muestra que para periodos mayores de T_0 , el movimiento registrado es similar entre éstas. Para periodos menores de T_0 , se observan diferencias significativas entre cada estación. Conforme disminuye el periodo, la amplitud en los componentes horizontales de los registros en pozo también decrece. Sin embargo, para el componente vertical, la amplitud se mantiene constante hasta periodos cercanos a T_0 . La Figura 1-25 muestra los registros filtrados del componente vertical en 2.17 s para el evento 2, donde se observan esas características. Estas observaciones sugieren que en periodos cercanos y menores que el periodo del sitio existen variaciones importantes entre puntos muy cercanos.

En la Figura 1-26 se muestran los registros filtrados de la estación C2 que se encuentra a 102 m de profundidad. Se grafican los tres componentes del movimiento para los tres eventos. En periodos mayores de 3 s se observan las mismas formas de ondas que se registran en superficie para los tres eventos en sus tres componentes del movimiento. Esta observación no se aplica en periodos menores de 3 s, pues no hay similitud entre el movimiento registrado en profundidad con el registrado en superficie. Llama la atención que alrededor de T_0 no se observan los prominentes trenes de onda monocromáticos que aparecen a lo largo de la coda de los registros de superficie.

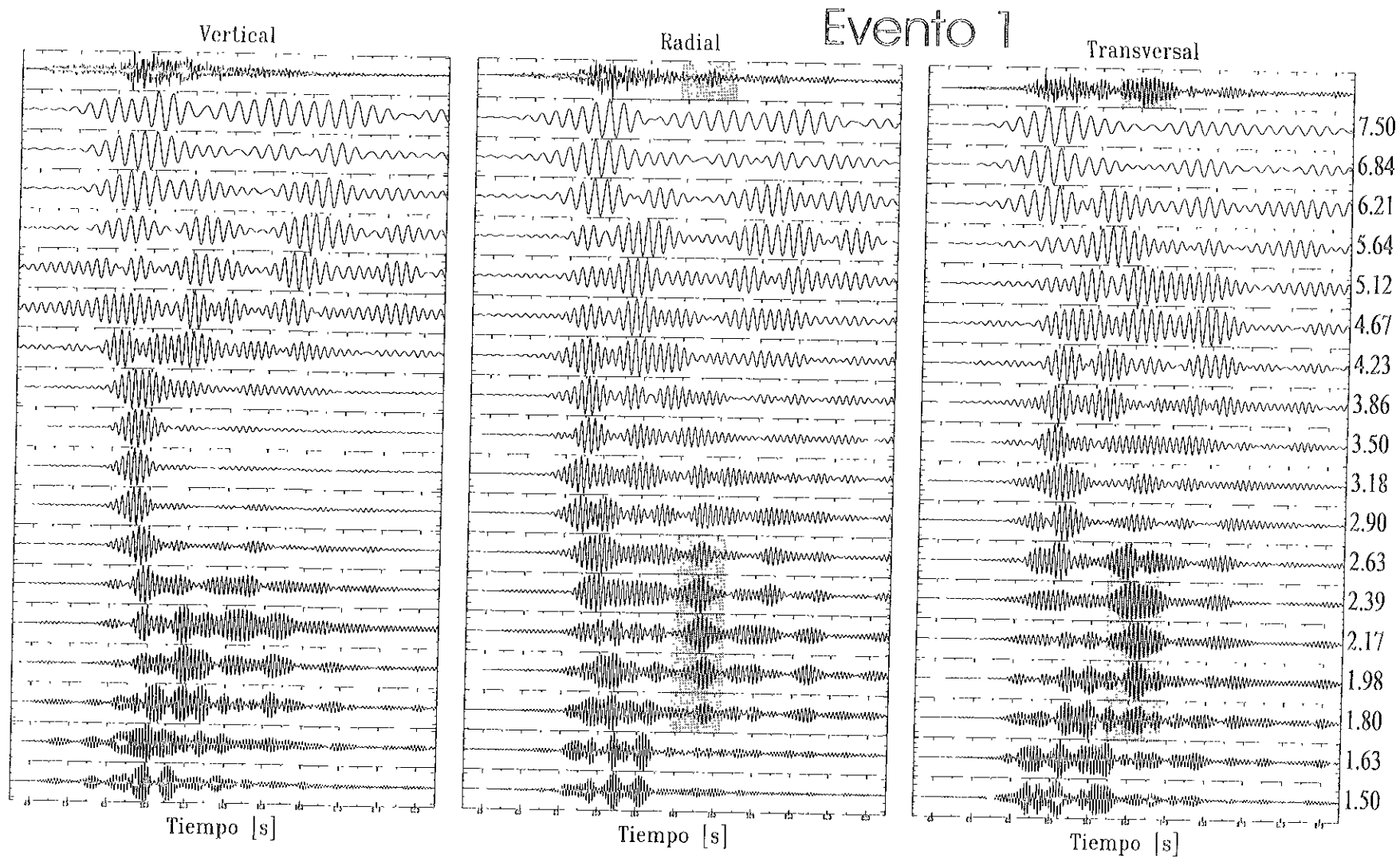


Figura 1-24. Registros de aceleración en la estación C0 del arreglo Roma, evento 1. Los registros de la parte superior es la traza original y las subsiguientes trazas se encuentran filtradas alrededor de varios periodos (indicados en la parte derecha) mediante el banco de filtros que se muestra en la Figura 1-23. La escala de amplitud es independiente para cada traza.

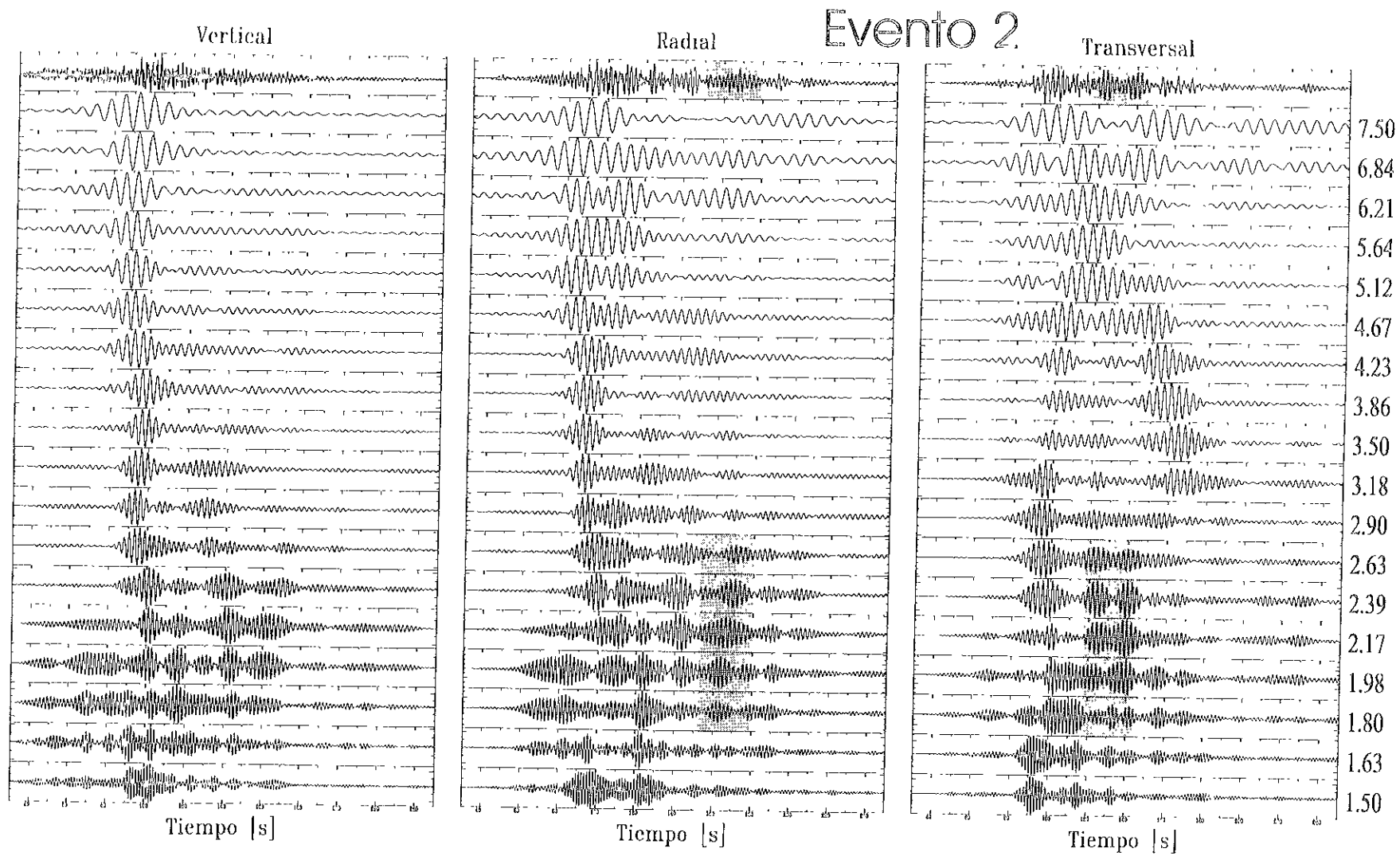


Figura 1-24. Continuación, evento 2.

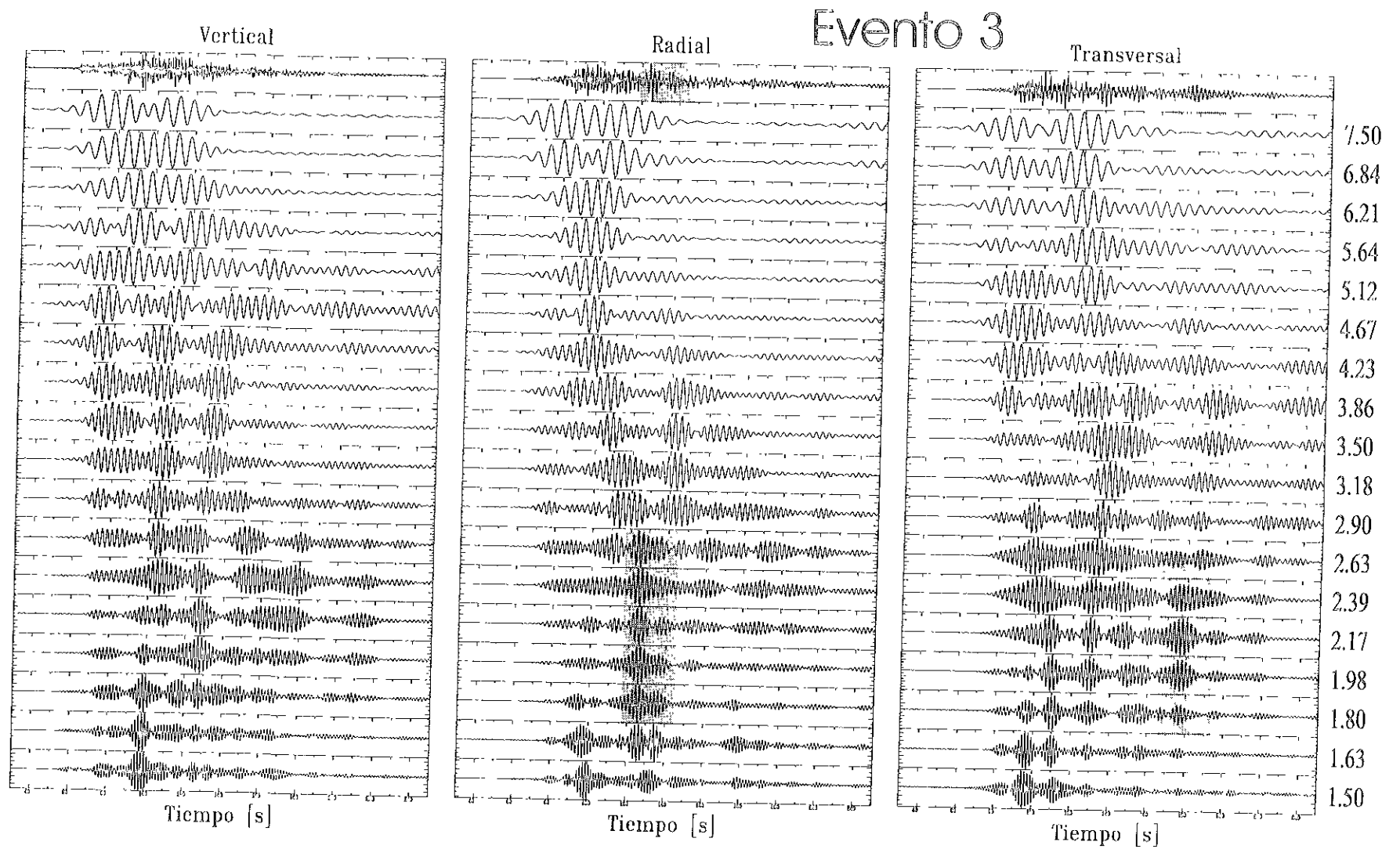


Figura 1-24. Continuación, evento 3.

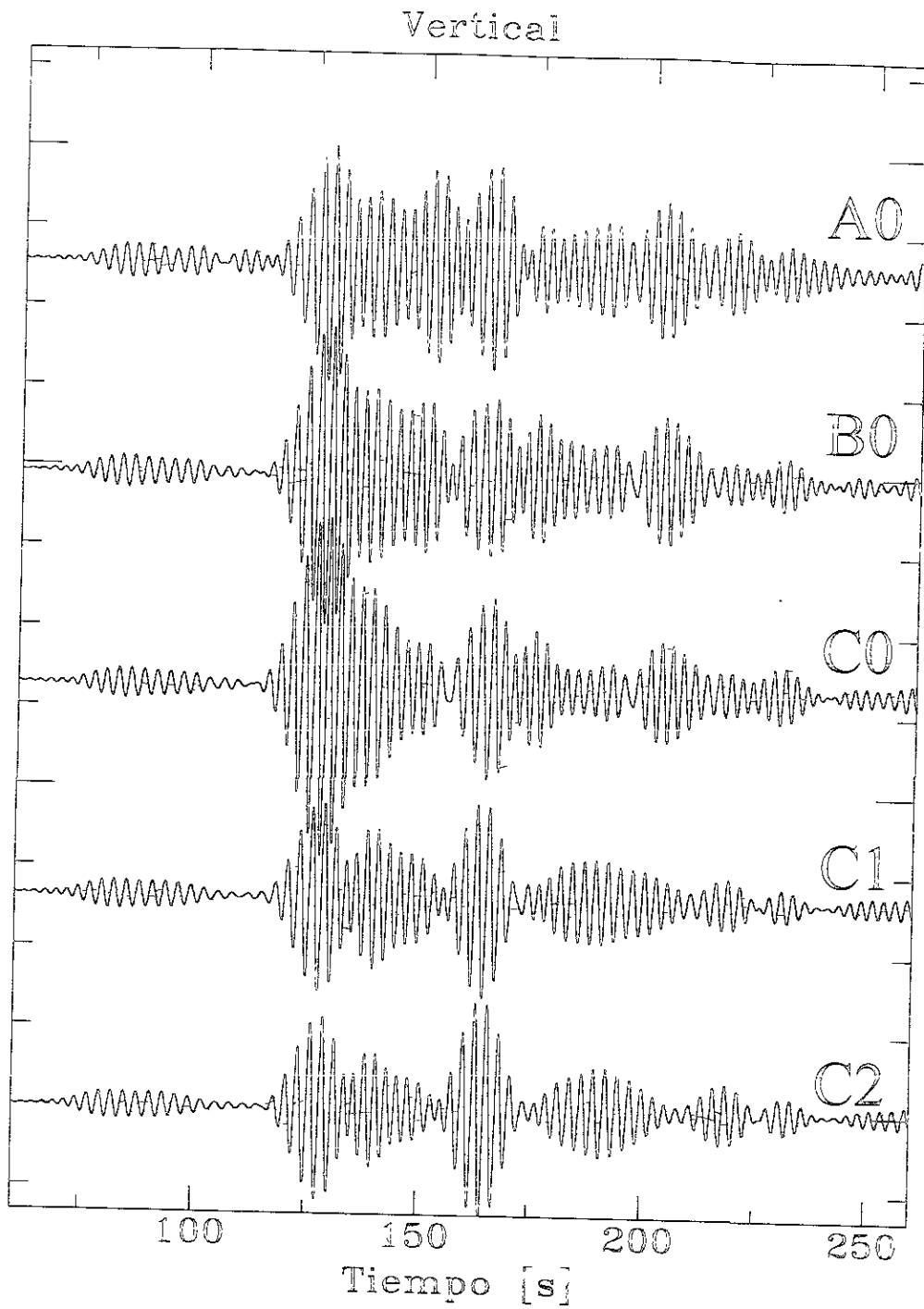


Figura 1-25. Registros verticales de las cinco estaciones del arreglo Roma para el evento 2 filtrados alrededor de 2.17 s de periodo.

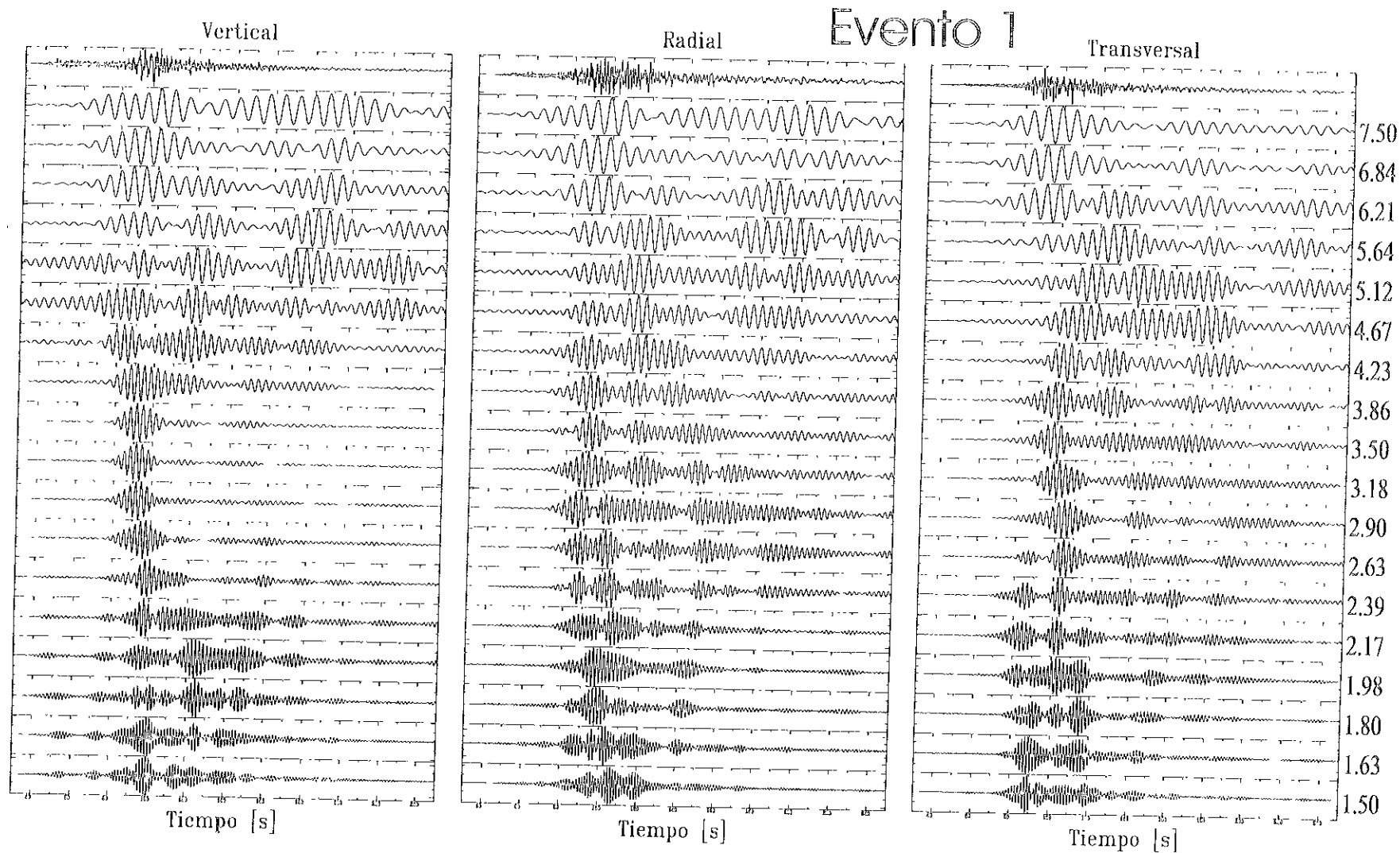


Figura 1-26. Registros de aceleración en la estación C2 del arreglo Roma, evento 1. Los registros de la parte superior son las trazas originales y las subsecuentes trazas se encuentran filtradas alrededor de varios periodos (indicados en la parte derecha) mediante el banco de filtros que se muestra en la Figura 1-23. La escala de amplitud es independiente para cada traza

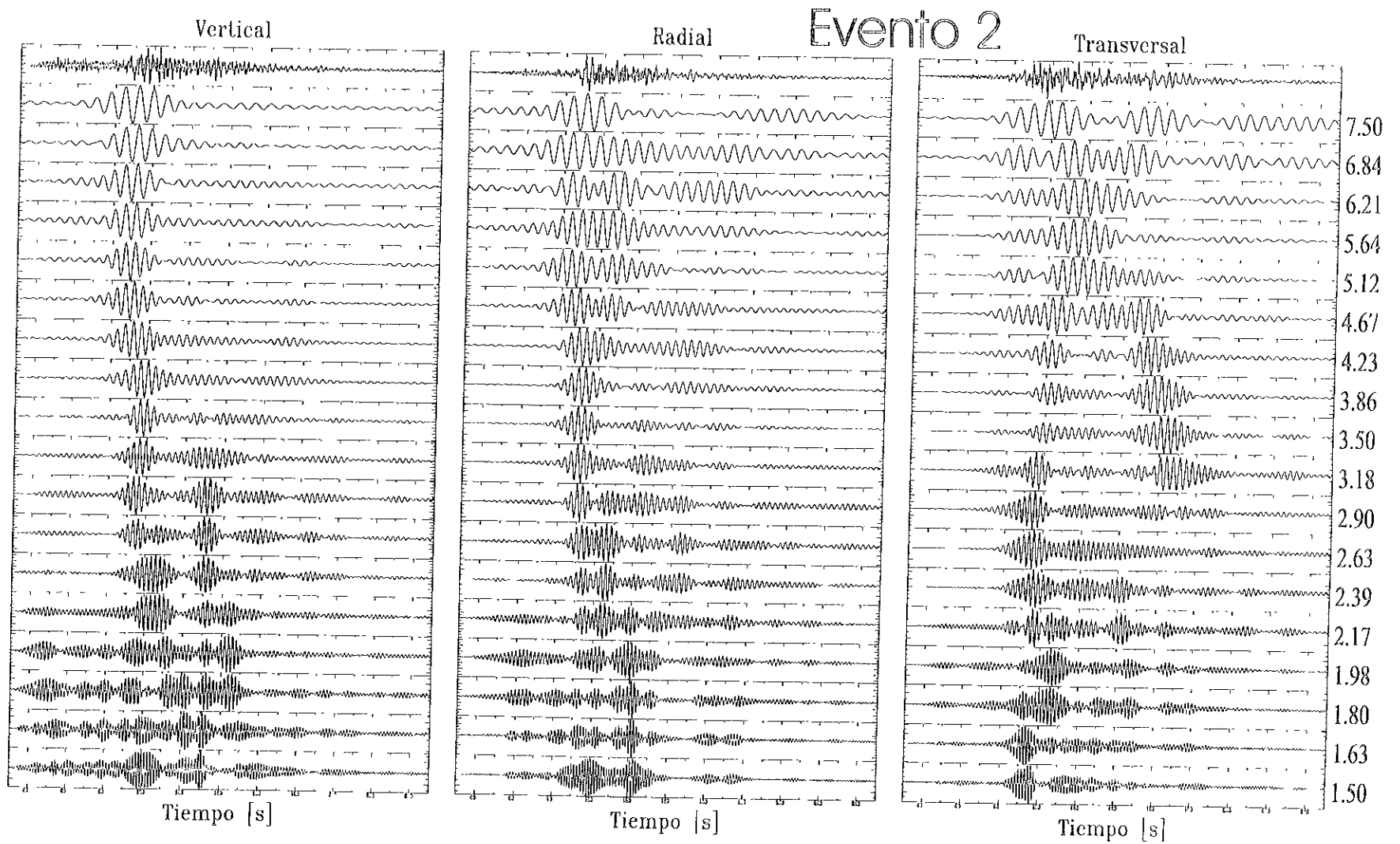


Figura I-26. Continuación, evento 2.

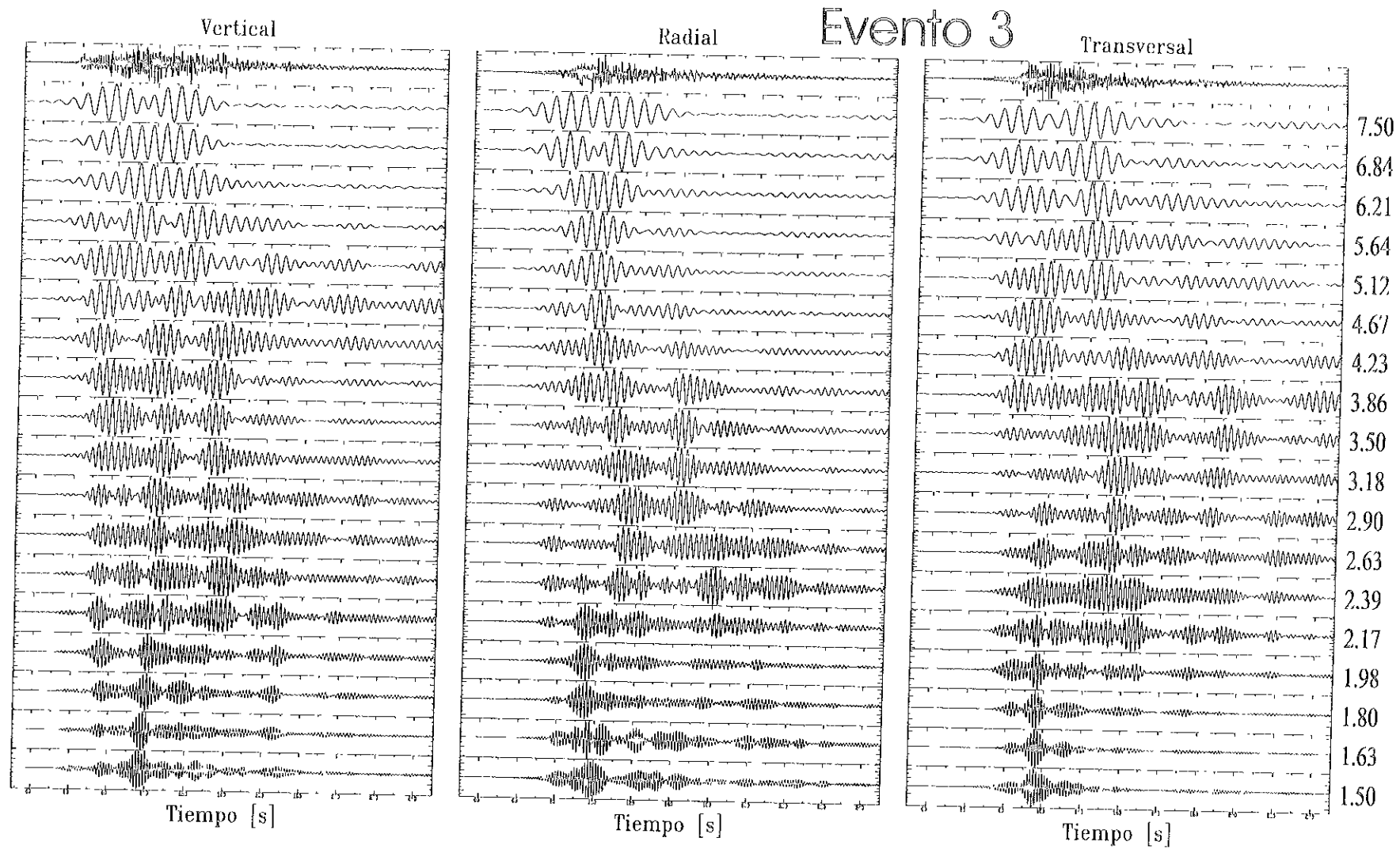


Figura 1-26. Continuación, evento 3.

4.2.2 Estudio de correlación

Con el propósito caracterizar la naturaleza del campo de ondas registrado en el arreglo de estaciones se determinaron las direcciones y velocidades de propagación a lo largo del registro en función del periodo. Para ello, primero se llevó a cabo la cross-correlación de las trazas filtradas de cada uno de los registros de las estaciones en superficie con cada una de las restantes, y la auto-correlación con ella misma. El procedimiento consistió en dividir los registros en ventanas de 10 s de duración y suavizar los extremos de la señal mediante una función coseno. Para cada una de estas ventanas se evaluó la correlación promedio como el resultado de la correlación en subventanas de 2 s de duración sin traslaparse. El procedimiento se aplicó para cada componente del movimiento. Posteriormente, se determinaron los retrasos de tiempo entre el máximo normalizado de la función de auto-correlación y el máximo de la función de cross-correlación dentro de cada ventana. Con el fin de tomar en cuenta únicamente ventanas de tiempo donde las señales tuvieran una semejanza aceptable, solo se consideraron aquellos retrasos donde la amplitudes de la funciones de correlación fuesen mayores de 0.5. El cálculo de la correlación fue realizado con el programa SAC (1998). La Figura 1-27 muestra el resultado de correlacionar los registros verticales de las estaciones en superficie para el evento 2. Se muestran las trazas filtradas alrededor de 3.5 s de periodo y las funciones de correlación para ventanas de 10 s de duración.

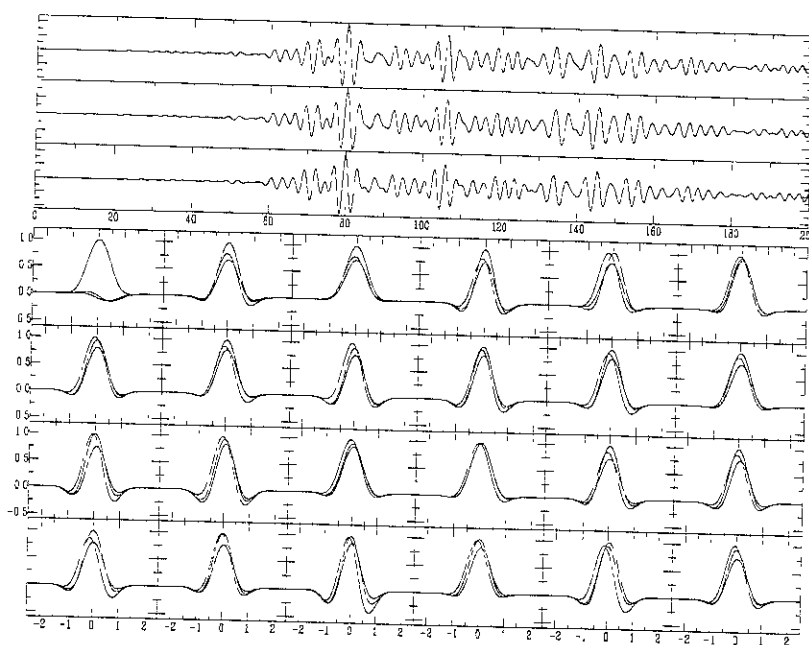


Figura 1-27. Ejemplo del análisis de correlación de los registros en superficie en el componente norte-sur (panel superior). Las trazas están filtradas en 3.5 s de periodo. En la parte inferior se muestran las funciones de auto y cross correlación calculadas en ventanas de 10 s de duración a lo largo del registro.

Estaciones de pozo

Primero discutimos el comportamiento de los retrasos de tiempo para las estaciones en profundidad con respecto a la superficie. En las Figuras 1-28 se muestran los retrasos de tiempo, como función del periodo y el tiempo de registro, para los tres componentes del movimiento (vertical, norte-sur y este-oeste) entre las estaciones C0 y C1 y entre las estaciones C1 y C2 para los tres eventos de este estudio. Los resultados que a continuación se discuten se aplican para los tres eventos. En los diagramas de la Figuras 1-28 se encuentran únicamente aquellos retrasos menores de 1 s, pues dada la velocidad promedio de ondas de corte (60 m/s) entre la estación C0 y C1 y el espesor que las separa (30 m), no es posible obtener retrasos mayores. El máximo intervalo de tiempo que tardaría una onda en viajar de C1 a C0 es de 0.25 s. Los retrasos mayores de 1 s fueron descartados. Veamos primero los resultados entre las estaciones C1 y C0. En esas figuras se observa que alrededor de 2.25 s de periodo los retrasos en el componente vertical son casi de 1 s a lo largo de todo el registro. Esta característica sugiere que para 2.25 s de periodo el movimiento del suelo en la estación C0 es diferente del movimiento que se registra en la estación C1, lo cual no sucede para periodos mayores. En los componentes horizontales (norte-sur y este-oeste) los retrasos para periodos menores de 3.5 s son casi de 1 s, lo cual indica que la forma de onda que se registran en ambas estaciones en esa dirección no es la misma. Para periodos mayores de 3.5 s se observa que el movimiento de suelo es similar entre los dos puntos de registro. No se observa ninguna variación sistemática en función de la ventana de tiempo analizada.

Veamos ahora los resultados entre las estaciones C1 y C2 (diagramas de la columna derecha en las Figuras 1-28). Se observa que los retrasos en el componente vertical son menores de 0.5 s para todo el rango de periodos analizados y a lo largo de todo el registro. Esto sugiere que el movimiento del suelo es muy similar entre ambas estaciones en esa dirección. En los componentes horizontales se observa que alrededor de 3.5 s, los retrasos son mayores de 0.5 s, lo cual indica que alrededor de ese periodo el movimiento no se puede correlacionar. En periodos diferentes el movimiento del suelo en la dirección horizontal es similar. Estos resultados sugieren que en el sensor a 102 m de profundidad no está afectado por los efectos de las capas de arcilla blanda. El sensor a 30 m de profundidad estaría afectado por la resonancia de ondas de cuerpo propagándose verticalmente, y eso es lo que condiciona los retrasos observados en los componentes horizontales entre 30 y 83 m de profundidad, pues el sensor a 102 m de profundidad sería una buena estación de referencia en términos de efectos 1D. La contaminación por los efectos 1D del sensor a 30 m de profundidad explica las variaciones que observamos entre superficie libre y 30 m de profundidad. En efecto, el sensor a 30 m no es una buena estación de referencia, y los retrasos entre los sensores horizontales no permiten determinar retrasos confiables entre estas dos estaciones. Solo se observa que esos retrasos son importantes, con variaciones en tiempo y frecuencia que se explican en términos de ondas con un componente de propagación vertical importante. En general, se observa que el campo de ondas es fuertemente afectado por la resonancia 1D de los primeros 30 m de profundidad, pues no se observan retrasos medibles en los componentes horizontales. Para profundidades mayores, se observa que el campo incidente tiene un periodo predominante de 3.5 s, pues en ese periodo aparecen retrasos que alcanzan hasta 1.5 s.

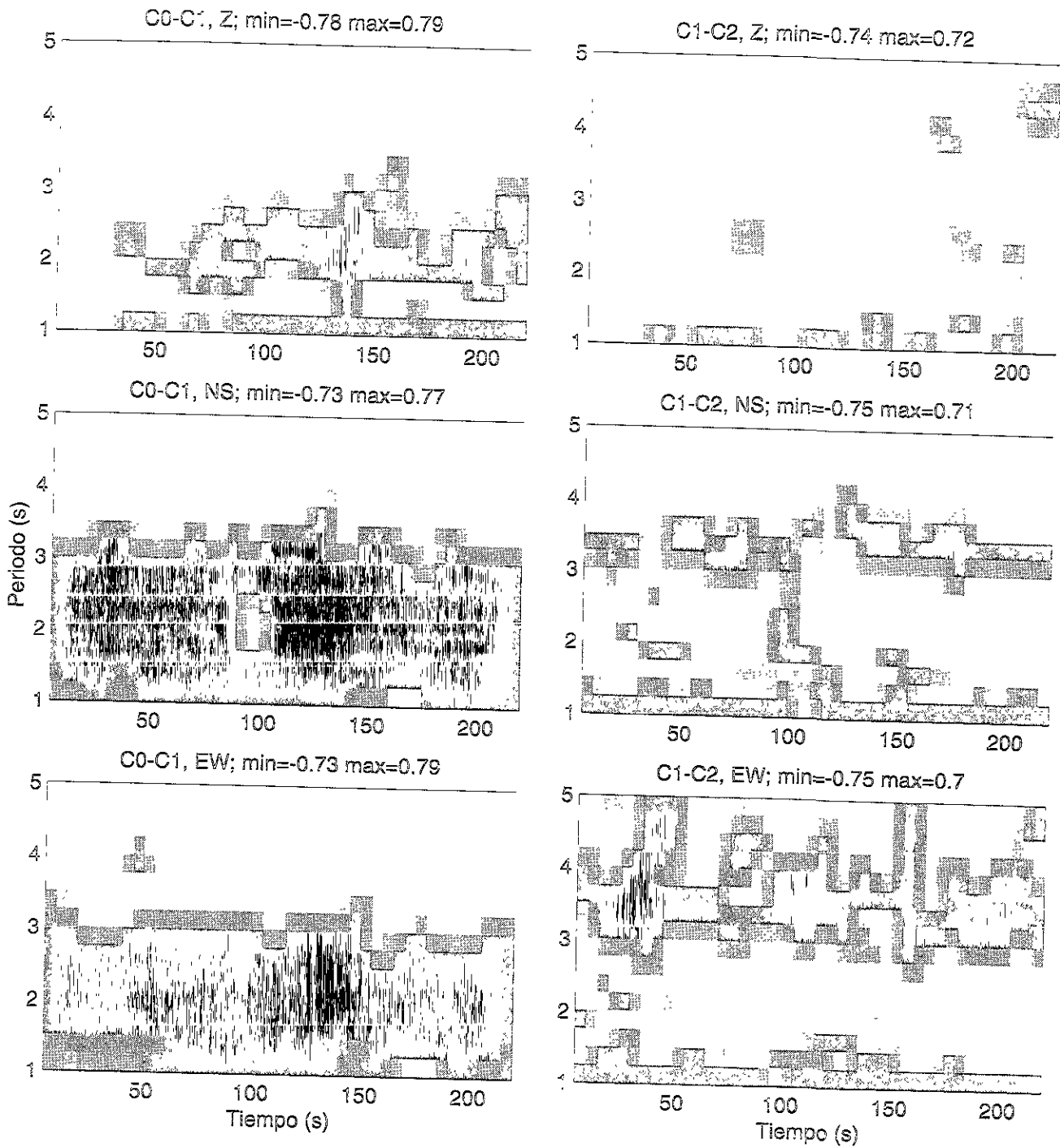


Figura 1-28. Retrasos entre pares de estaciones en función del tiempo y el periodo para el arreglo vertical Roma, evento 1. La columna de la izquierda presenta los retrasos entre la estación en superficie y la estación a 30 m de profundidad, mientras la columna de la derecha muestra los retrasos entre 30 y 102 m de profundidad. Los dos diagramas superiores presentan los retrasos para los componentes verticales, los diagramas intermedios corresponden a los componentes norte-sur mientras los dos diagramas inferiores presentan los resultados para los componentes este-oeste.

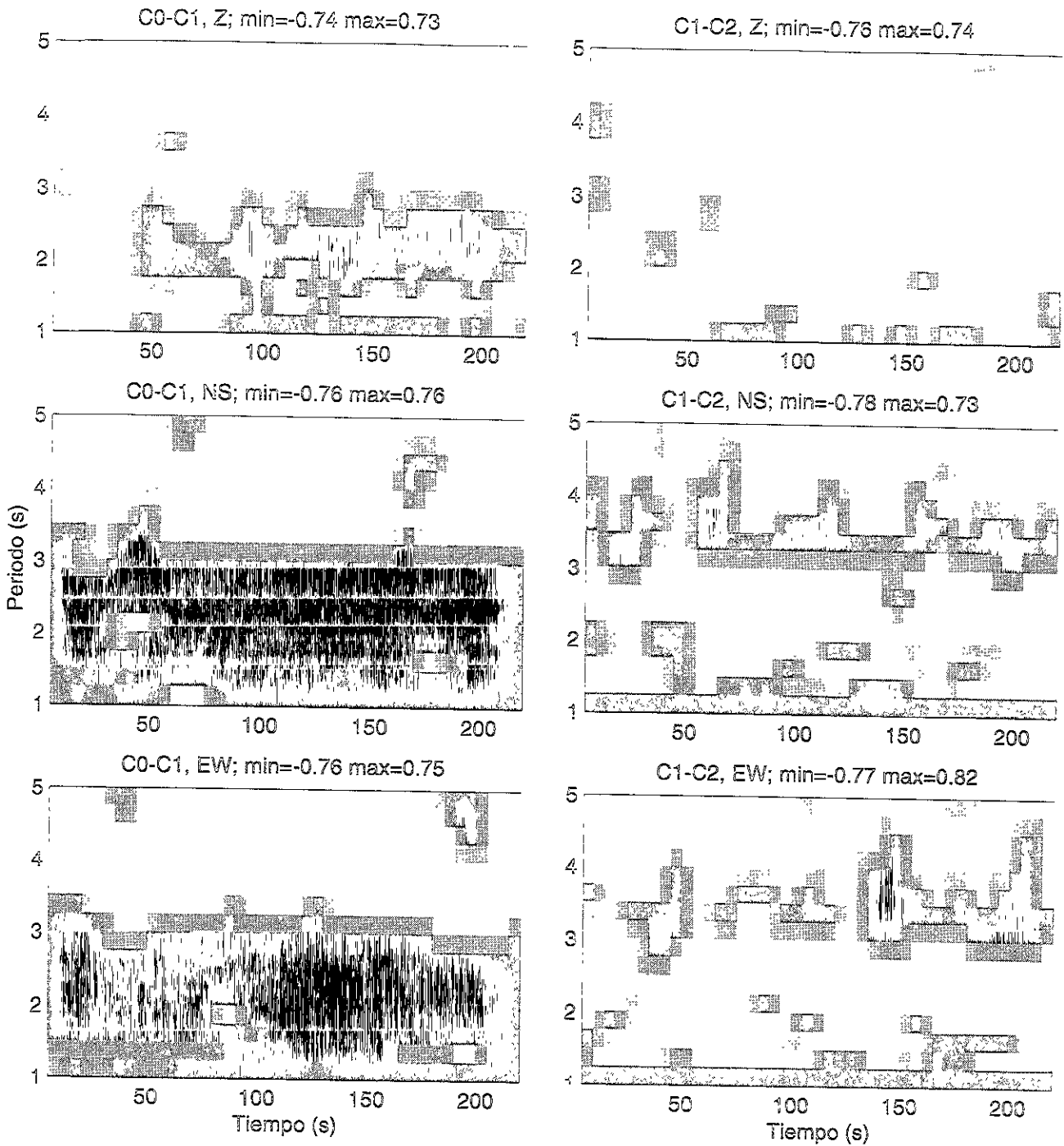


Figura 1-28 (Continuación). Retrasos entre pares de estaciones en función del tiempo y el periodo para el arreglo vertical Roma, evento 2. La columna de la izquierda presenta los retrasos entre la estación en superficie y la estación a 30 m de profundidad, mientras la columna de la derecha muestra los retrasos entre 30 y 102 m de profundidad. Los dos diagramas superiores presentan los retrasos para los componentes verticales, los diagramas intermedios corresponden a los componentes norte-sur mientras los dos diagramas inferiores presentan los resultados para los componentes este-oeste.

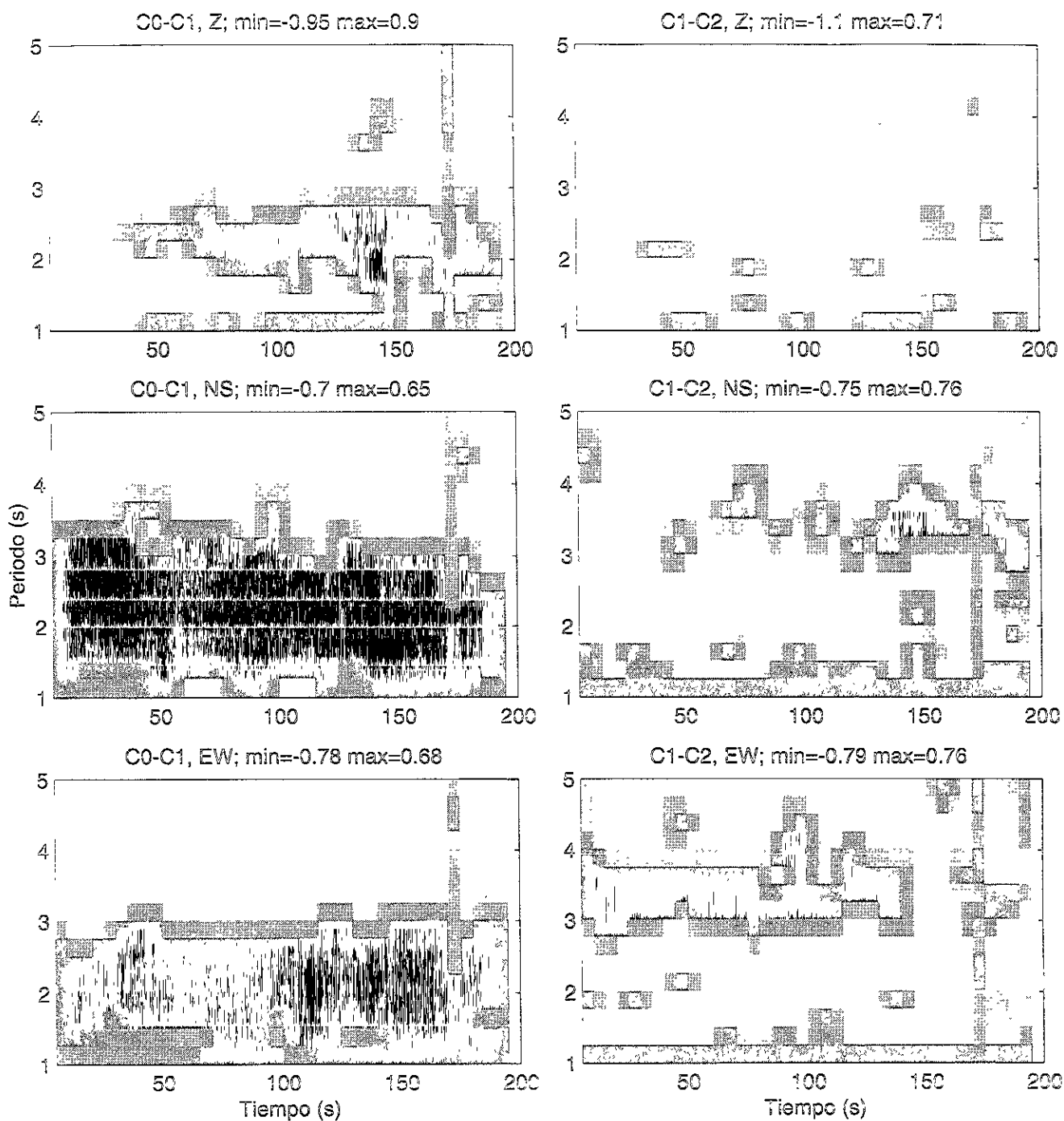


Figura 1-28 (Continuación). Retrasos entre pares de estaciones en función del tiempo y el período para el arreglo vertical Roma, evento 3. La columna de la izquierda presenta los retrasos entre la estación en superficie y la estación a 30 m de profundidad, mientras la columna de la derecha muestra los retrasos entre 30 y 102 m de profundidad. Los dos diagramas superiores presentan los retrasos para los componentes verticales, los diagramas intermedios corresponden a los componentes norte-sur mientras los dos diagramas inferiores presentan los resultados para los componentes este-oeste.

Velocidades y direcciones de propagación

Ahora analicemos los registros en superficie. Una vez determinados los retrasos de tiempo, se calcularon los componentes del vector número de onda mediante la solución de un sistema de ecuaciones cuya formulación fue postulada a partir de la ecuación de propagación de ondas planas. El procedimiento adoptado fue el siguiente.

Asumimos que el campo de onda que cruza el arreglo Roma puede representarse mediante la propagación de onda plana, cuya ecuación tiene la forma

$$u(x, t) = u_0 e^{i(\omega t - k \cdot x)}, \quad (1-17)$$

donde u_0 es la amplitud inicial ($t=0$), ω a frecuencia angular, y k y x son el vector número de onda y el vector de posición, respectivamente, en un plano horizontal paralelo a la superficie libre. La dirección de propagación, θ , de la onda esta dada por la orientación del vector $k = \frac{\omega}{c} \hat{k}$, donde $\hat{k} = \sin \theta i + \cos \theta j$ es un vector unitario.

En la ecuación (1-17) el argumento de la exponencial se puede expresar como $(t-\tau)$. Donde $\tau = k \cdot x / \omega$ es el retraso en tiempo observado después de que la onda ha viajado la distancia entre dos estaciones en un medio con una velocidad aparente, $c(\omega)$. Si dividimos el vector k entre la frecuencia, τ se puede expresar como el producto de un vector p por el vector x como

$$p_x x + p_y y = \tau, \quad (1-18)$$

donde $p_x = \cos \theta / c(\omega)$ y $p_y = \sin \theta / c(\omega)$ son los componentes del vector lentitud. Los tiempos de retraso entre las estaciones AB, y AC, por ejemplo, pueden escribirse en forma matricial como

$$\begin{bmatrix} x_{AB} & y_{AB} \\ x_{AC} & y_{AC} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} p_x \\ p_y \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \tau_{AB} \\ \tau_{AC} \end{bmatrix}, \quad (1-19)$$

La solución de este sistema proporciona los componentes del vector lentitud, tal que la velocidad y la dirección de propagación del campo de onda están dadas por :

$$c(\omega) = \frac{1}{\sqrt{p_x^2 + p_y^2}} ; \theta = \cos^{-1} [p_x c(\omega)], \quad (1-20)$$

El retraso de tiempo entre un par de estaciones puede ser determinado de la diferencia en tiempo entre el máximo de la función de auto-correlación de la señal en una de las estaciones, y el máximo de la función de cross-correlación entre ambas señales.

La obtención de la velocidad y dirección de propagación a partir de las tres estaciones de superficie es riguroso. Primero se calcula la velocidad (o dirección) de propagación promedio dentro un intervalo del 70% de confiabilidad. Este promedio es el resultado de la correlación del registro en cada estación con los registros de las estaciones restantes. Este procedimiento se realiza para las 25 trazas filtradas y para cada componente del movimiento. La Figura 1-29 muestra los resultados para el evento 1. Los diagramas que se muestran en esa figura no son regulares debido al criterio adoptado en el método de correlación. Se observa gran parte de la energía proviene de la dirección epicentral (aproximadamente 180 grados de backazimut). Esto se observa claramente en el componente vertical. Los componentes horizontales muestran que para periodos menores de 2.5 s la energía sísmica proviene de diferentes direcciones. En cuanto a las velocidades de propagación, se observa que ellas restringen los resultados que se obtienen para periodos largos, pues la abertura del arreglo Roma no resuelve para las longitudes de onda que se pueden esperar en periodos mayores de 7 s. Esto se observa claramente en el componente este-oeste. Las velocidades de fase muestran valores altos a periodos largos, que disminuyen progresivamente al disminuir el periodo. Las longitudes de onda (λ) involucradas (que se pueden estimar a partir de la definición $\lambda=cT$, donde c es la velocidad de fase y T es el periodo) están comprendidas entre 10 km a 5 s de periodo y varios cientos de metros debajo de 2 s de periodo. Esto indica que las ondas superficiales que dominan a estos registros no están guiadas por las capas blandas de arcilla que condicionan el período predominante del sitio (2.25 s). Más bien, esas ondas superficiales están guiadas por la estructura más profunda de cuenca, la secuencias vulcano-sedimentarias que yacen entre los sedimentos lacustres superficiales y las calizas que forman el basamento del valle.

En la Figura 1-30 se presentan los resultados para el evento 2. Nuevamente, en periodos largos el método de análisis permite determinar confiablemente la dirección epicentral (243 grados de backazimut). En periodos menores de 3 s se observa una gran dispersión. En esta figura se observa claramente que en periodos cortos la energía proviene de direcciones diferentes, predominando las direcciones de más de 200 grados. En esos periodos se observa que las velocidades de fase alcanzan valores similares a las velocidades de propagación de ondas de corte de las capas de arcilla (Fig. 1-20).

En la Figura 1-32 se muestra la media y la desviación estándar al promediar los valores de dirección y velocidad de los componentes vertical y norte-sur en cuatro rangos de backazimut (0-90, 90-180, 180-270 y 270-360). La desviación estándar que se muestra en esa figura es entonces una función del número de ventanas de tiempo utilizadas y de la correlación entre los registros. En el componente vertical se observa que para periodos mayores de T_0 el campo de onda proviene del epicentro (248°). Entre T_0 y 4 s de periodo parte de la energía proviene de diferente dirección a la epicentral (105°). En periodos menores de T_0 observamos que existe una fuerte dispersión y toda la energía que proviene de la parte oeste de arreglo. El comportamiento de las velocidades en función del periodo indica que el

campo de onda que registra el arreglo Roma esta compuesto básicamente de ondas superficiales. Sin embargo, el promediar los valores de velocidad en función del backazimut resulta en grandes errores, como lo muestra la desviación estándar. En el componente norte-sur, al igual que el vertical, se observa que mucha de la energía proviene de la dirección epicentral para periodos mayores de T_0 . En este componente se observa que las ondas que arriban en una dirección de 105° aparecen entre T_0 y 6 s. Ahora bien, la energía que proviene 105° aparece en la banda de 2 a 4 s de periodo. Se observa que las velocidades en esa banda de periodo no son predichas por la curva de dispersión del modelo de velocidad del sitio. Las velocidades promedio observadas son varían entre 1 y 1.5 km/s. En periodos menores que T_0 la energía proviene de la dirección Oeste y hay menor incertidumbre en el cálculo de la velocidad. Estos resultados muestran que el campo de onda esta gobernado por la propagación de ondas superficiales que se propagan con la velocidad de ondas de corte de la capa superficial del sitio (Figura 1-20).

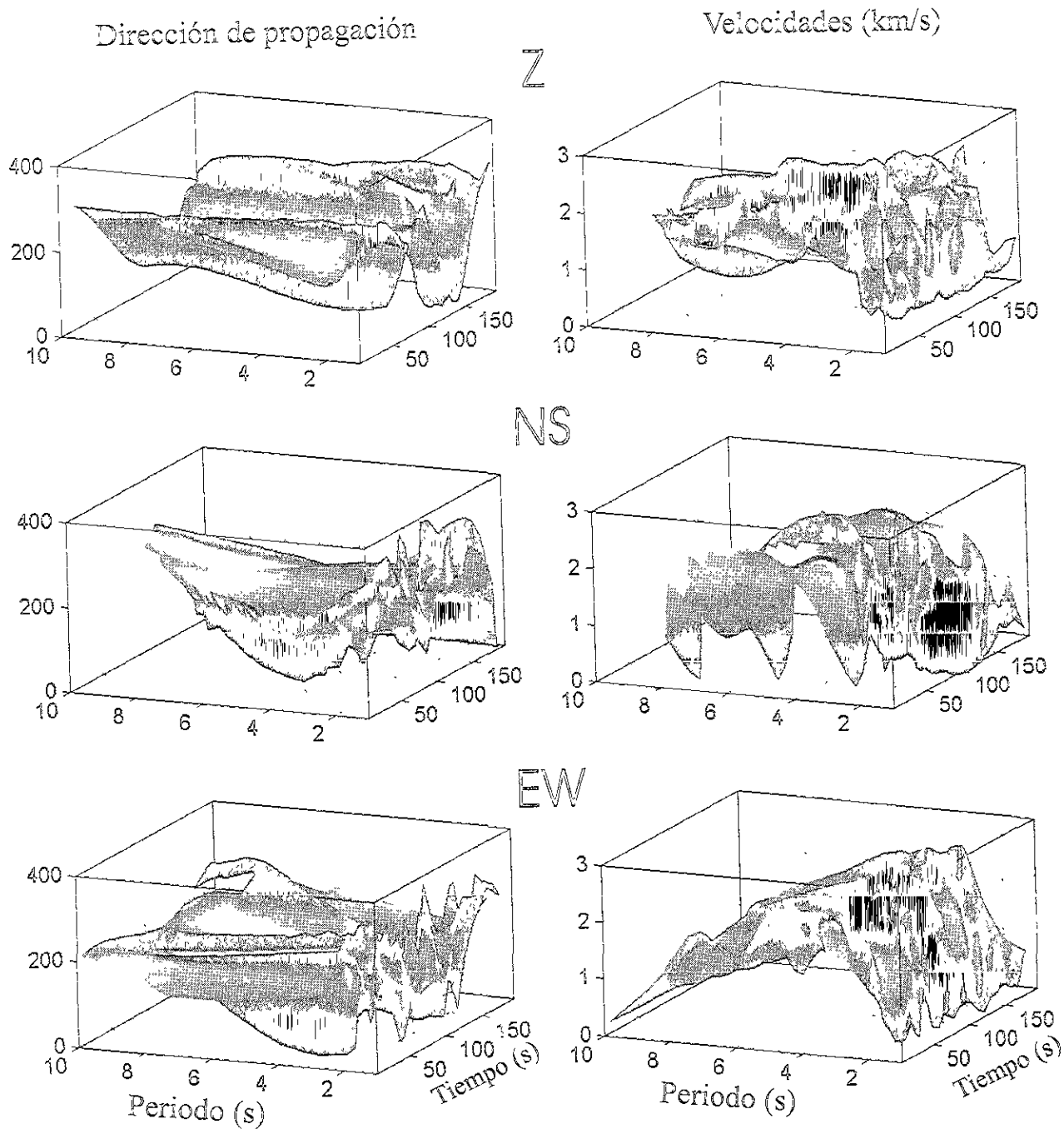


Figura 1-29. Direcciones (columna izquierda) y velocidades (columna derecha) de propagación obtenidas del estudio de correlación de las estaciones en superficie del arreglo Roma. Los resultados corresponden al evento 1. Los dos diagramas superiores presentan los resultados para el componente vertical, los diagramas intermedios corresponden a el componente norte-sur, y los diagramas inferiores muestran los resultados para el componente este-oeste. La dirección de propagación es medida en el sentido de giro de las agujas del reloj a partir del norte geográfico (0-360 grados). Las unidades de la velocidad de propagación son en km/s.

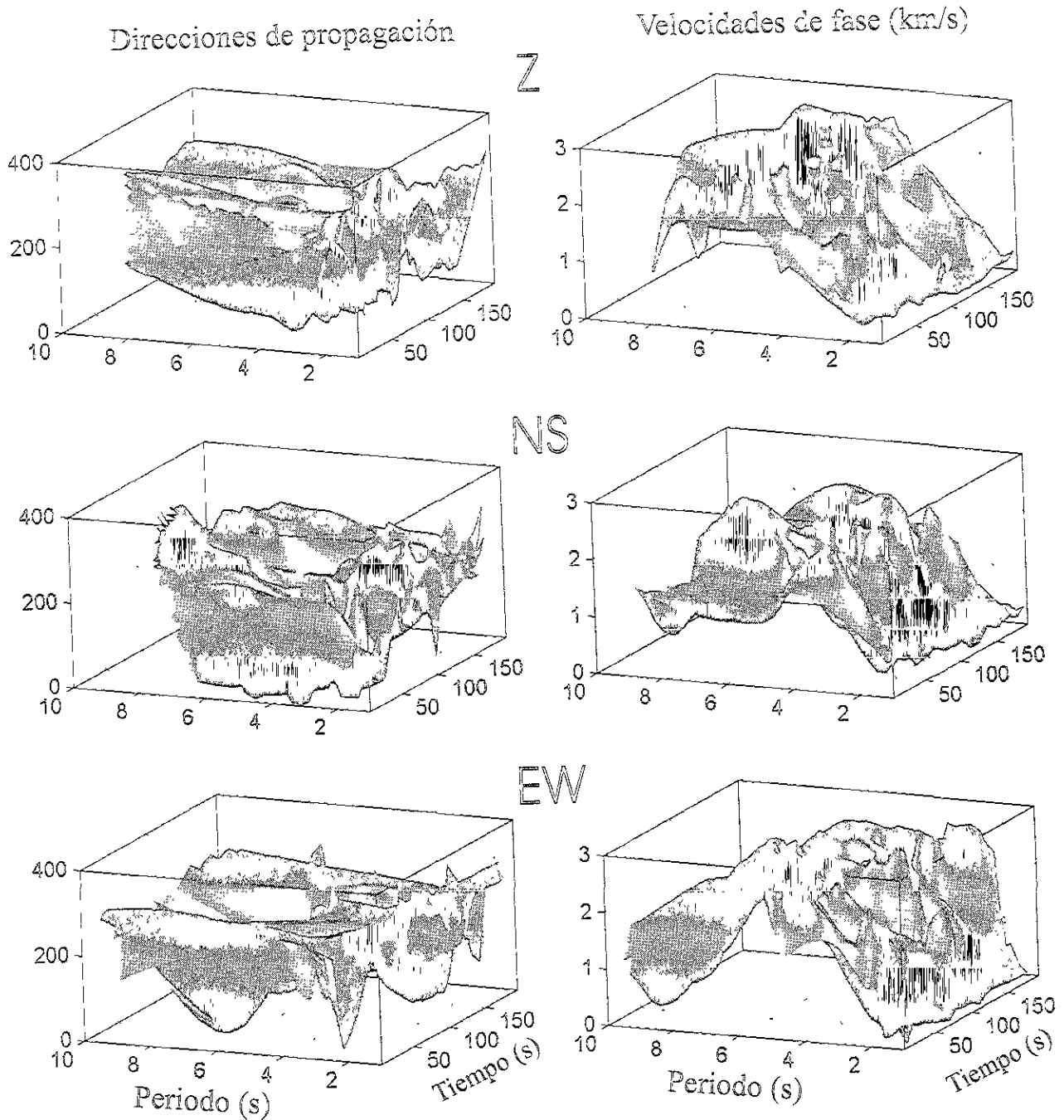


Figura. 1-30. Direcciones (columna izquierda) y velocidades (columna derecha) de propagación obtenidas del estudio de correlación de las estaciones en superficie del arreglo Roma. Los resultados corresponden al evento 2. Los dos diagramas superiores presentan los resultados para el componente vertical, los diagramas intermedios corresponden a el componente norte-sur, y los diagramas inferiores muestran los resultados para el componente este-oeste. La dirección de propagación es medida en el sentido de giro de las agujas del reloj a partir del norte geográfico (0-360 grados). Las unidades de la velocidad de propagación son en km/s.

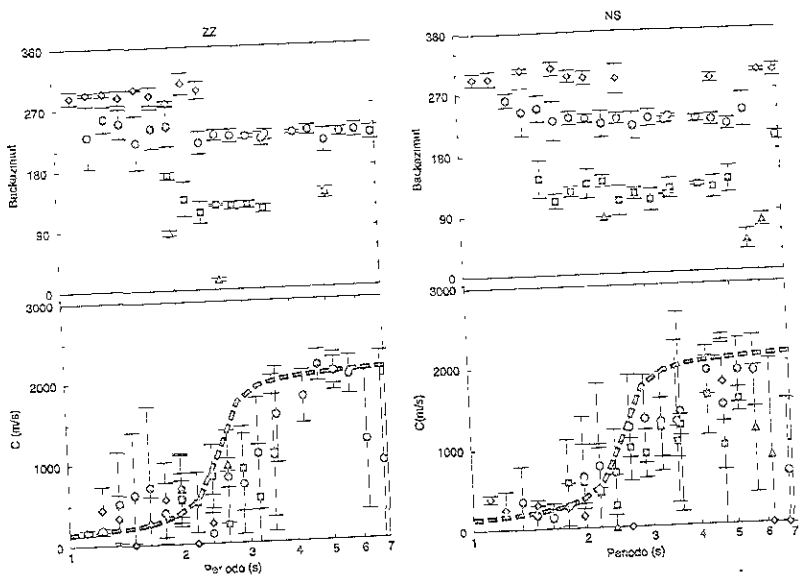


Figura 1-32. Velocidades y direcciones de propagación determinadas a partir de los registros de las estaciones en superficie para el evento 2. Las direcciones están promediadas cada 90 grados. Los triángulos, cuadros, círculos y rombos representan los valores entre 0-90, 90-180, 180-270 y 270-360 grados. Las velocidades fueron clasificadas de acuerdo a como se promediaron las direcciones. Se indica la desviación estándar de cada promedio.

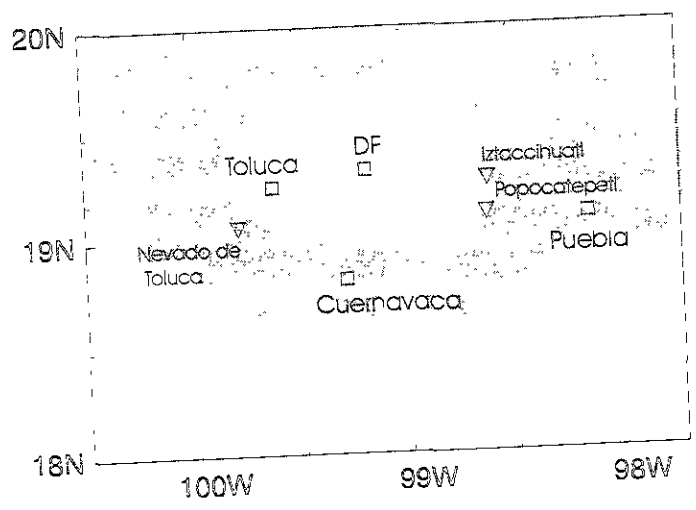


Figura 1-33. Mapa que muestra el área de que ocupan los depósitos vulcano-sedimentarios (ovalo) señalados como causantes de la amplificación e incremento de la duración del movimiento sísmico en el centro de México. La extensión de estos depósitos es propuesta por los estudios geológicos de Mooser *et al.* (1996). Los cuadros indican las ciudades importantes y los triángulos representan la ubicación de estrato volcanes. El área sombreada representa parte de la superficie que ocupan las rocas del EVTm.

5. Conclusiones

En este estudio nos hemos dado a la tarea de estudiar tanto los efectos de trayecto en el movimiento sísmico en el centro de México. El énfasis sobre esta línea de investigación fue el de avanzar en la comprensión del fenómeno de amplificación regional. Para ello, se llevó a cabo el análisis de datos de velocidad ($3.6 < M_c < 4.9$) registrados en un arreglo de estaciones sísmicas en el centro del país. Se obtuvieron resultados sobre las características de fuente, trayecto y sitio. Los resultados obtenidos a partir de los datos de velocidad muestran que el fenómeno de amplificación regional es debido a las dos causas siguientes: a) a la irregularidad y forma en que subduce la placa de Cocos bajo la placa de Norteamérica, b) la presencia de estratos de baja velocidad dentro del EVTMM. Como un resultado final, en la Figura 1-33 se propone el área que ocupan los depósitos vulcano-sedimentarios a los cuales se atribuye la amplificación regional. Esa área es el resultado de estudios geológicos en el EVTMM y coincide con la amplificación e incremento de la duración que se observa en este estudio en la parte Este y Oeste. Los límites Norte y Sur han sido propuestos de las observaciones de Shapiro *et al.* (1997).

El doble efecto de trayecto al movimiento sísmico que se propaga desde la zona de subducción hacia el centro del país debe entonces tener una fuerte repercusión en estudios de riesgo sísmico. Por un lado, existe un rango de distancias en el cual las fases refractadas dominan la amplitud del movimiento del suelo, fenómeno que ocurre en frecuencias mayores de 1 Hz. Esta es posiblemente la razón por la cual en un principio se pensaba en extensos depósitos sedimentarios, pues las relaciones de atenuación mostraban anómalas amplificaciones a decenas de metros a partir de la costa. Por otro lado, los resultados de este estudio muestran, en acuerdo con previas investigaciones, que el actual fenómeno de amplificación regional ocurre entre la banda de frecuencia de 0.2 y 0.6 Hz. Esta es precisamente la banda de frecuencia en la cual los estratos blandos de la zona de lago de la ciudad de México tiende a amplificar el movimiento del suelo.

Actualmente existe consenso entre los diferentes grupos de investigación para apoyar la hipótesis que plantea la interacción de ondas de periodo intermedio, Lg, con la respuesta sísmica de la cuenca para explicar el movimiento observado, en particular, la larga duración del movimiento sísmico. Con el propósito de avanzar en la comprensión de ese tema, un segundo juego de datos sísmicos fue utilizado en la primera parte de la tesis. Se llevó a cabo el análisis de datos de movimientos fuertes ($M > 7$) registrados en un arreglo de estaciones acelerométricas. Los resultados del análisis de esos datos muestran que la duración del movimiento sísmico, que explícitamente presenta el fenómeno de beating (prominentes trenes de onda monocromáticos en la coda de la señal), está presente principalmente en los estratos más superficiales de la zona de lago. Se observa que el fenómeno de beating aparece alrededor de la frecuencia fundamental del sitio. En la banda de 2 a 4 s de periodo el movimiento del suelo en zona de lomas es similar al campo incidente a 102 m de profundidad en el arreglo Roma. Los retrasos de tiempo entre 30 y 102 m de profundidad apoyan esa observación, pues se observa que alrededor de 3 s de periodo el movimiento del suelo entre esas profundidades no está correlacionado. El análisis de los registros en superficie muestra que la energía que arriba entre 2 y 4 s de periodo son ondas superficiales que viajan con

ESTA TESIS NO SALIR
DE LA BIBLIOTECA

velocidades de los estratos profundos de la cuenca de la ciudad de México. Finalmente, los resultados de este estudio muestran claramente que el campo de onda que se propaga en periodos cercanos al periodo fundamental del sitio muestran dos características: a) velocidades de propagación similares a las velocidades que predice la curva de dispersión del modelo de ondas de corte del sitio, y b) energía que proviene de todas direcciones.

Ahora bien, el primer caso sucede si se considera que la velocidad de ondas de corte en los 30 m de espesor es aproximadamente de 60 m/s, como lo sugiere el perfil de velocidad en ese sitio (Bodin *et al.*, 1997). Sin embargo, Lomnitz *et al.* (1999) señala que el periodo de 2.25 s es una propiedad intrínseca de la curva de dispersión. Esto significa que dicho periodo estaría presente en cualquier zona del Valle de México y no sería observable mediante los tradicionales cocientes espectrales para evaluar la respuesta del sitio. Supongamos que dicho periodo también está presente a mayor profundidad. Entonces los resultados del análisis de correlación entre las estaciones C1 y C2 mostrarían tal periodo, sin embargo, esto no sucede. Los retrasos de tiempo entre las estaciones C1 y C2 en la dirección vertical indican que el movimiento que se registra en ambas estaciones es el mismo en una amplia banda de periodos

PARTE 2

La contribución del parque inmobiliario al movimiento de campo libre. Estudio de interacción suelo-estructura mediante análisis de movimientos fuertes y mediciones de vibración ambiental.

RESUMEN

En este trabajo, se investiga a presencia de los efectos de Interacción Suelo-Estructura (ISE) en el movimiento denominado de "campo libre". Para ello, se utilizan datos de movimientos fuertes ($5.5 < M_w < 7.5$) en edificios instrumentados y mediciones de vibración ambiental en sitios dentro y fuera de la zona de lago ciudad de México. La ventaja de contar con una base de datos en edificios instrumentados y estaciones de campo libre cercanos a ellos permitió abordar el problema mediante los siguientes tres etapas: 1) caracterización de los efectos de ISE sobre la respuesta dinámica-estructural (al identificar la frecuencia y el amortiguamiento del sistema suelo-estructura) mediante el empleo de técnicas paramétricas y no paramétricas, 2) análisis del movimiento del terreno en los dominios tiempo – frecuencia, y 3) modelado del campo de onda difractado por la estructura hacia el subsuelo, al considerar las fuerzas de corte y momentos desarrollados en la base como fuentes puntuales.

Los resultados sobre la primera etapa muestran que los efectos inerciales son caracterizados por la disminución de la frecuencia propia de la estructura con respecto a la que se tendrá en base rígida. Se observa que a la frecuencia fundamental de vibrar del sistema suelo-estructura, la importancia de la distorsión estructural con respecto al movimiento de balanceo, es función del nivel de esfuerzos al que es sometida la cimentación, lo cual sugiere que la rigidez de la estructura es más importante que la del suelo. Debido a ese contraste de rigidez, los resultados de la segunda etapa muestran que los efectos de interacción pueden ser identificados en la vecindad de los edificios al analizar los desplazamientos relativos de la estructura alrededor de la frecuencia de la ISE. Si el análisis se realiza en una banda de frecuencia diferente resulta imposible tal identificación, pues el movimiento del suelo es gobernado por el campo incidente.

Para llevar a cabo la tercera etapa, simulación numérica del problema, se recurrió a modelos sencillos para estimar las fuerzas generadas en la base de los edificios durante la ISE. Tales modelos consisten de conos, para el cálculo de la función de impedancia del sistema suelo-cimentación, y de un sistema equivalente de un grado de libertad para el modelado de la respuesta estructural. Los resultados muestran que el desplazamiento producido por las fuerzas desarrolladas en la interface suelo-cimentación de un solo edificio puede ser registrado a distancias de centenas de metros del edificio. La amplitud del desplazamiento del suelo depende de: a) la contribución del momento de balanceo de la estructura, y b) de la relación entre las frecuencias de ISE y la fundamental del sitio.

Por otro lado, resultados a partir de mediciones de vibración ambiental, muestran que la evaluación de las condiciones locales del subsuelo (amplitud relativa y frecuencia predominante) en sitios dentro de la ciudad presenta variaciones importantes, tanto entre componentes horizontales, como en la amplificación para puntos muy cercanos entre sí. Estas variaciones desaparecen con la práctica usual de calcular promedios entre componentes horizontales y de aplicar un suavizado espacial a las mediciones antes de elaborar curvas de isoperiodos. Estos procedimientos permiten disfrazar los efectos de ISE, los cuales sin embargo, desaparecen.

1 Introducción

El riesgo sísmico en áreas alejadas de la zona epicentral depende de las condiciones locales del suelo durante movimientos fuertes. Los depósitos de suelo tienden a atenuar el movimiento sísmico en algunas frecuencias y amplificarlo en otras, fenómenos agrupados en el término efectos de sitio. Un fenómeno adicional, se origina durante el movimiento acoplado entre el suelo y un edificio. Se trata del fenómeno de interacción suelo-estructura (ISE), cuya magnitud dependerá de las rigideces del terreno y la estructura. Los efectos de este fenómeno en el comportamiento dinámico de un edificio han sido ampliamente estudiados, tanto de manera analítica como numérica. Algunas de las numerosas obras sobre este tema pueden ser consultadas en Housner, (1957), Luco y Contesse (1973), Wolf (1985) Gazetas (1983), Gazetas y Mylonakis (1998). Por el contrario, la radiación de ondas desde la interface suelo-cimentación ha recibido poca atención hasta el momento, pues desde el punto de vista ingenieril se considera que el movimiento de campo libre es igual al registrado en la base. El estudio de los efectos de (ISE) sobre la respuesta de edificaciones sujetas a movimientos fuertes del terreno es un tema que ha suscitado gran interés en las últimas décadas. En el caso de la ciudad de México, por ejemplo, la ingeniería sísmica ha centrado su atención en las peculiares características del movimiento sísmico del suelo observado durante eventos que ocurren a más de 300 km de distancia: a) alta amplificación, b) larga duración, y c) propagación monocromática de ondas en el periodo fundamental de las capas superficiales. Desde el punto de vista de la sismología, tales características del movimiento del terreno son agrupadas en el término "efectos de sitio". Varias hipótesis han sido propuestas a fin de explicar tales efectos, muchas de ellas discutidas en, *e.g.*, Chávez-García y Bard (1994). Sin embargo, en todos los estudios analizados por esos autores, un efecto adicional aun no explorado, es la posible contribución del denso ambiente urbanizado de la ciudad, *i.e.*, la respuesta dinámica de los edificios ha sido ignorada.

Estudios recientes sobre este tema indican que la presencia del parque inmobiliario en zonas densamente urbanizadas modifica el movimiento del terreno registrado en el llamado "campo libre" (*e.g.*, Bard y Wirgin, 1995; Wirgin y Bard, 1996; Bard *et al.*, 1996). Dichos estudios han mostrado que los efectos de ISE en suelos blandos pueden modificar el movimiento sísmico del terreno hasta distancias al menos un orden de magnitud mayores que las dimensiones de la base de los edificios. La importancia de este efecto requiere dos condiciones: suelo muy blando y coincidencia entre el periodo propio de la estructura y el de las capas de suelo. Ambas condiciones se satisfacen en la zona de lago

de la Ciudad de México, donde se ha señalado que dichos efectos pueden ser muy importantes para estructuras de periodos medios y largos (Avilés y Pérez-Rocha, 1998).

Las condiciones de la zona de lago de la ciudad de México han sido empleadas para modelar el campo de ondas difractado por estructuras (*e.g.*, Wirgin y Bard, 1996; Cárdenas *et al.*, 1998b). Un estudio donde se incluyen los parámetros estructurales del edificio Jalapa, el cual es un edificio instrumentado con estudios de ISE bien documentados (Paolucci, 1993; Meli *et al.*, 1998), ha sido llevado a cabo por Bard *et al.* (1996). Los resultados de estos autores muestran que la estructura difracta energía de regreso hacia el subsuelo debido principalmente a su movimiento de balanceo. Sin considerar el efecto adicional de otras estructuras, la amplitud del movimiento es significativo a distancias hasta del orden de 1000 m de distancia de la base del edificio. Actualmente, la presencia de los efectos de ISE sobre el movimiento sísmico registrado en el Valle de México no es evidente. Esto se puede atribuir a la falta de observaciones sobre este fenómeno, y principalmente porque mucha de la energía sísmica esta concentrada alrededor de la frecuencia fundamental de las capas de suelo.

Bermúdez (1997) abordó este problema utilizando información recopilada por la red acelerográfica del Valle de México. El punto de partido de su estudio fue el análisis conjunto de los datos registrados durante dos temblores en edificios instrumentados en el Distrito Federal y en las estaciones de campo libre cercanas a ellos. Durante ese estudio fueron evidentes las limitaciones que impuso la distribución espacial de los edificios instrumentados y de las estaciones de campo libre. En efecto, varios de los edificios instrumentados se encontraban en zona de lomas o de transición (Conjunto Plaza Inn, las oficinas administrativas centrales del IMSS, el IMP), en las cuales es previsible que los efectos de interacción serán de poca importancia. En el caso de algunos de los edificios restantes, situados en zona de lago, los periodos propios de las estructuras estaban muy alejados de los periodos propios de las capas de suelo blando (*e.g.*, edificio de la Secundaria No. 3 o el No. 81 de la Unidad Kennedy). A pesar de esas limitaciones, los resultados obtenidos en ese estudio permitieron sugerir que sí existen ondas superficiales, generadas por la vibración de los edificios, que se propagan hasta las estaciones de "campo libre" cercano (Cárdenas *et al.*, 1998b). Los mejores resultados fueron obtenidos para el edificio Plaza Córdoba.

Por otra parte, los estudios teóricos sobre este problema han continuado mediante un proyecto aprobado en el marco de un convenio entre la SEP, la ANUIES y el Ministerio de Asuntos Extranjeros de la República Francesa (M97-U02). Gracias a ese proyecto, el problema de la interacción suelo-estructura y su posible influencia en el movimiento de "campo libre" ha podido ser abordado en colaboración con el equipo del Dr. Pierre-Yves Bard, del Laboratoire de Géophysique Interne et Tectonophysique de la Université Joseph Fourier de Grenoble, Francia. Dichos estudios teóricos han buscado modelar el campo de ondas generado por la interacción suelo-estructura. Las configuraciones utilizadas han procurado modelar situación típicas de las ciudades francesas de Grenoble y Niza (Guéguen *et al.*, 1998), adicionalmente al caso de la zona de lago de la Ciudad de México (Guéguen *et al.*, 2000).

A continuación se presentan un estudio sobre el fenómeno de ISE utilizando datos de movimientos fuertes y mediciones de vibración ambiental. El objetivo de este trabajo es mostrar la importancia de los efectos de ISE en el movimiento registrado en la proximidad de dos edificios instrumentados. Para ello, se analizó la respuesta dinámica de dos estructuras sujetas a movimientos fuertes del terreno, las cuales, por el tipo de cimentación, pueden ser consideradas como representativas del medio ambiente urbano de la ciudad.

El estudio de los datos de movimientos fuertes registrados en estas estructuras consideró tres pasos. En el primer paso, se caracterizan los efectos de interacción inercial para cada una de las dos estructuras. Para ello se recurrió al empleo de técnicas paramétricas y no paramétricas para evaluar la frecuencia y amortiguamiento de los tres primeros modos de vibrar del sistema suelo-estructura. Los efectos de interacción cinemático (scattering del movimiento incidente debido a la presencia de la cimentación) no son estudiados. Ello se debe a que solo el componente rotacional y en menor proporción el movimiento horizontal de la base son afectados por los efectos cinemáticos. Paolucci (1993) y *Meli et al.* (1997) han mostrado que los efectos cinemáticos debido al edificio Jalapa solo están presentes para frecuencias mayores de 2 Hz. Se muestra que la no-linealidad es un aspecto importante del estudio de ISE y ello indica que la reducción de la frecuencia en base fija se debe a que los efectos no lineales provienen del inmueble. Se observa que la importancia de los efectos inerciales depende del contraste de rigidez entre el edificio y el suelo. Finalmente, se emplean la formulación del sistema de un sistema de un grado de libertad para mostrar que las funciones de impedancia, calculadas mediante los modelos de cono, son prácticas para calcular las fuerzas desarrolladas en la interface suelo-cimentación, fuerzas que se utilizarán para estimar el campo radiado por desde esa interface hacia el campo libre

En el segundo paso se exploran los registros de la base, pozo y campo libre con el fin de identificar los efectos de inercia en el movimiento circundante la estructura. Para ello se utilizan esquemas de identificación en el dominio del tiempo y frecuencia. Se recurre a la técnica del filtrado múltiple para caracterizar las señales por su contenido de energía en un diagrama tiempo-frecuencia. Se realiza un análisis de polarización para identificar la trayectoria del movimiento de partícula del terreno en la vecindad de la estructura. Por último, se explora el movimiento el movimiento de la base relativo al movimiento de campo alrededor de la frecuencia de la ISE.

Por último, en el tercer paso, se presentan resultados del modelado del campo de onda radiado por una de estas estructura al considerar las fuerzas de corte y momentos en la base, como fuentes sísmicas puntuales secundarias. Para ello fue necesario recurrir, por un lado, a modelos sencillos que permitieron estudiar el problema de ISE utilizando recursos de cómputo muy modestos. Los modelos consisten de conos para el cálculo de la función de impedancia entre el suelo y la cimentación, y de un modelo equivalente de un grado de libertad que incorpora la funciones de impedancia para la estimación de la respuesta estructural. Por otro lado, esta simulación hace uso de las funciones de Green para calcular el desplazamiento del suelo cuando la fuente y el receptor están muy cercanos entre si.

A fin de superar algunas de las limitaciones de los estudios de Bértmudez (1997) y complementar los resultados a partir de movimientos fuertes, se recurrió a el análisis de registros de vibración ambiental. Para ello se realizó una selección de inmuebles en función de las posibilidades de identificar confiablemente los efectos de ISE en las mediciones de campo libre, sin tomar en cuenta el que estuvieran instrumentadas previamente. En los edificios seleccionados se realizaron medidas simultaneas de vibración ambiental entre una estación situada en la azotea y estaciones en la superficie del terreno. Los efectos de ISE al movimiento de campo libre resultan en variaciones a las curvas de amplificación y frecuencia fundamental que caracterizan las condiciones locales del sitio. Estos resultados contrastan con aquellos obtenidos en un sitio libre del medio ambiente urbano.

2 Interacción Suelo-Estructura (ISE)

En los siguientes párrafos se aborda el fenómeno de ISE. No se trata un estudio del estado del arte sobre este tema, pues ello no está dentro de las expectativas de este trabajo. Primero, se presentan los principales aspectos de los efectos de ISE en la respuesta estructural y su influencia al movimiento de campo libre. Segundo, a fin de estudiar el fenómeno de ISE con modestos recursos de cómputo y sin perder de vista el significado físico del fenómeno, se introduce el concepto de función de impedancia. Esta función tiene la propiedad de relacionar los desplazamientos de la base de la estructura a las fuerzas desarrolladas entre el suelo y la cimentación. La evaluación de la función de impedancia se lleva a cabo mediante modelos de cono (Wolf, 1994). Tercero, se recurre al modelo del oscilador de un grado de libertad, en cuya formulación se incorporan la función de impedancia a fin de mostrar que mediante estos modelos simples se pueden confiablemente abordar el estudio de ISE. Finalmente, se presenta la metodología empleada por (Bard *et al.*, 1996) para calcular el campo de onda radiado por las fuerzas desarrolladas en la interface suelo-cimentación. Los parámetros claves para esta simulación numérica son la función de impedancia, los movimientos de la base relativo al campo libre (desplazamiento horizontal y de balanceo) y las funciones de Green que relacionan las fuerzas inerciales desarrolladas por la estructura a los desplazamientos en la vecindad de la cimentación.

2.1 Efectos de ISE

Para ilustrar los efectos de la interacción suelo-estructura (ISE), podemos comparar la respuesta sísmica de una estructura que descansa sobre roca rígida con aquella de la misma estructura empotrada en una capa de suelo flexible (Fig. 2-1). Las ondas sísmicas incidentes con movimiento horizontal (llamado movimiento de control) propagándose verticalmente en la roca son las mismas en los dos casos. Para la estructura que descansa sobre roca (Fig. 2-1a), el movimiento de control en el punto A puede ser aplicado directamente a la base del edificio. Las aceleraciones ejercidas en la base de la estructura resultan en cargas inerciales aplicadas horizontalmente que serán constantes sobre la altura del edificio. Durante el movimiento sísmico se desarrolla un momento y una fuerza de corte transversal actuando en la base. Como imponemos infinita rigidez a la roca, esos dos esfuerzos resultantes no permitirán

ninguna deformación adicional en la base. El desplazamiento horizontal resultante en la base es igual al movimiento sísmico de control; no se desarrollará balanceo en la base de la estructura.

Para la estructura empotrada en la capa de suelo (Fig. 2-1b), el movimiento de la base en el punto *O* será diferente del movimiento de control. Para observar como el suelo afecta la respuesta dinámica de la estructura, es conveniente distinguir entre los siguientes tres efectos. Primero, la respuesta de campo libre, esto es el movimiento de la superficie del terreno en ausencia de la estructura y de cualquier excavación, será diferente del movimiento de control. Si no hubiera suelo por encima del punto *B*, el movimiento en este punto sería igual al movimiento de control. La presencia de la capa de suelo reducirá el movimiento en el punto *B*. Las correspondientes ondas se propagarán horizontalmente a través de la capa de suelo, resultando en movimientos en los puntos *C* y *D* los cuales serán diferentes de aquellos en el punto *B*. Los puntos *C* y *D* son nodos en el campo libre los cuales posteriormente se considerarán en la interface suelo-estructura, cuando la estructura haya sido empotrada en la capa. En general, dependiendo del contenido de frecuencia, el movimiento es usualmente amplificado, resultando en desplazamiento horizontal que se incrementará hacia la superficie libre del sitio. Segundo, excavando e insertando la base rígida (sin masa) dentro del sitio, el movimiento será modificado. La base experimentará un promedio de desplazamiento horizontal y una componente de balanceo llamado el movimiento efectivo de entrada en la cimentación. Este movimiento de cuerpo rígido resultará en aceleraciones (dando lugar a las cargas inerciales) las cuales variarán sobre la altura de la estructura, en contraste a las aceleraciones aplicadas en el caso de la estructura que descansa sobre roca. Tercero, las cargas inerciales aplicadas a la estructura darán lugar a un momento y una fuerza de corte transversal actuando sobre el punto *O*. Esto causará deformaciones en el suelo y así, una vez más, la modificación en el movimiento en la base.

La Figura 2-1 también ilustra los principales efectos de ISE. Primero, el movimiento de entrada actuando sobre el sistema suelo-estructura cambiará. Debido a la amplificación del movimiento en campo libre, el componente translacional de este movimiento efectivo de entrada en la cimentación en muchos casos será mayor que el movimiento de control, y, además, una considerable componente de balanceo ocurrirá para una estructura empotrada, siempre y cuando ocurra una propagación vertical de ondas con movimiento horizontal. Segundo, la presencia del suelo en el modelo dinámico final hará el sistema más flexible, disminuyendo la frecuencia fundamental a un valor, que en general, será menor que aquel de la estructura en base fija. La forma del modo vibración también cambiará. El balanceo producido en la base afectará la respuesta, especialmente en la parte superior de una estructura elevada. Tercero, la energía de radiación de la propagación de ondas desde la estructura dará lugar a un incremento del amortiguamiento efectivo del sistema dinámico final. Para un sitio de suelo aproximándose a un semiespacio elástico homogéneo, este incremento será considerable, dando lugar a una fuerte reducción de la respuesta. En contraste, para un sitio de suelo que consiste de una capa superficial descansando sobre una roca rígida, es posible que no haya propagación de ondas desde la estructura (si la frecuencia de las ondas excitadas es menor que la frecuencia fundamental de la capa). En este caso solo el amortiguamiento del material del suelo actuará, y no ocurrirán efectos importantes sobre la respuesta sísmica (Wolf, 1994).

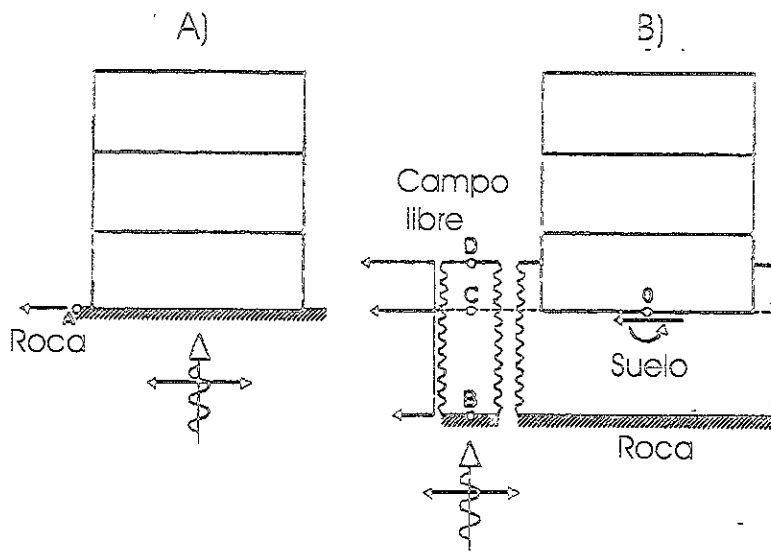


Figura 2-1. Respuesta sísmica de una estructura. a) Estructura desplantada sobre un semiespacio rígido. b) Estructura empotrada en una capa de suelo que descansa sobre un semiespacio rígido (adaptada de Wolf, 1994).

2.2 Modelos de cono para el cálculo de la función de impedancia

El estudio de la respuesta estructural de un edificio sujeto a movimiento armónico puede llevarse a cabo con métodos sencillos que permitan incorporar el fenómeno de ISE sin recurrir a complicadas formulaciones. Uno de los primeros parámetros que se puede establecer es la relación entre los esfuerzos a los que es sometida la base y los desplazamientos resultantes en ésta. Este proceso se lleva a cabo al nivel de la interface suelo-cimentación y la relación fuerza-desplazamiento es ampliamente conocida como función de impedancia. El cálculo de una función de impedancia no es una tarea sencilla. Existen soluciones rigurosas de este problema, cuyas expresiones gráficas para diferentes configuraciones de la base (dimensiones, geometría, empotramiento) y propiedades del suelo (velocidad de ondas de corte, densidad, relación de Poisson, espesor del estrato) se pueden encontrar mediante catálogos (*e.g.* Sieffert y Cevaer, 1992). Dichas funciones también se pueden calcular mediante esquemas elementos finitos. Sin embargo, los códigos de elementos finitos, además de su costo, requieren elevados recursos de cómputo. Por ello, en este estudio empleamos las técnicas publicadas por Wolf (1994) para calcular funciones de impedancia mediante modelos de cono. Estos modelos ofrecen un claro significado físico del problema de ISE y no requieren recursos de cómputo importantes. Mediante el empleo de las funciones de impedancia se pretende modelar el campo de ondas producido por las fuerzas desarrolladas en la interface suelo-cimentación.

Un modelo de cono, en el caso más simple, consiste de una placa circular rígida sin masa, llamada disco, que descansa sobre la superficie de una capa de suelo que se extiende al infinito (semiespacio). El comportamiento dinámico bajo el disco es modelado como una barra semi-infinita truncada cuya área varía como la sección perpendicular de un cono con las mismas propiedades del material. Debido a la dispersión geométrica, una carga aplicada en la superficie del disco genera esfuerzos sobre una área del suelo que se incrementa con la profundidad. La condición de radiación permite admitir ondas que se propagan dentro del área del cono para los movimientos translacional y rotacional (Fig. 2-2a). El suelo es idealizado para cada grado de libertad (vertical, horizontal, balanceo y torsional) como un cono elástico semi-infinito truncado con su vértice situado a la altura z_0 . La Tabla 2-1 muestra las propiedades de los modelos de cono. En esa tabla $A_0 = \pi r_0^2$ es el área e $I_0 = (\pi/4)r_0^4$ son el área y momento de inercia del disco. En la profundidad z $A = A_0(z^2/z_0^2)$ e $I = I_0(z^4/z_0^4)$. Al aplicar un desplazamiento inicial $u_0(\omega)$ al disco, la fuerza resultante $P_0(\omega)$, en el contacto disco-suelo está dada por

$$P_0(\omega) = S(\omega)u_0(\omega), \quad (2-1)$$

donde $S(\omega)$ representa la relación fuerza-desplazamiento o función de impedancia del sistema suelo-cimentación. En el estudio de vibración de cimentaciones, es apropiado introducir la frecuencia adimensional $a_0 = \omega r_0 / c_s$, donde r_0 es el radio equivalente de disco (para una cimentación cuadrada r_0 es función del área para el movimiento translacional o del momento de inercia para el modo rotacional) y c_s la velocidad de propagación de ondas de corte en el subsuelo.

Tabla 2-1. Propiedades de los modelos de cono (Wolf, 1994)

Tipo de cono	Movimiento	Radio equivalente r_0	Relación de aspecto z_0/r_0	Relación de Poisson ν	Velocidad de onda c
Translacional	Horizontal	$\sqrt{\frac{A_0}{\pi}}$	$\frac{\pi}{8}(2-\nu)$	Para toda ν	c_s
	Vertical	$\sqrt{\frac{A_0}{\pi}}$	$\frac{\pi}{4}(1-\nu)\left(\frac{c}{c_s}\right)^2$	$\frac{1}{3} < \nu \leq \frac{1}{2}$	$2c_s$
Rotacional	Balaneo	$\sqrt{\frac{4I_0}{\pi}}$	$\frac{9\pi}{32}(1-\nu)\left(\frac{c}{c_s}\right)^2$	$\frac{1}{3} < \nu \leq \frac{1}{2}$	$2c_s$
	Torsión	$\sqrt{\frac{2I_0}{\pi}}$	$\frac{9\pi}{32}$	Para toda ν	c_s

La función de impedancia puede entonces escribirse como

$$S(a_0) = K[k(a_0) + ia_0c(a_0)], \quad (2-2)$$

donde K es el coeficiente estático de rigidez que depende de los parámetros elásticos del suelo. $k(a_0)$ y $c(a_0)$ son coeficientes adimensionales que conservan el desplazamiento del disco en fase y defasado 90° con la fuerza aplicada, respectivamente. En esta formulación el amortiguamiento del material que afecta a $k(a_0)$ y $c(a_0)$ puede ser incorporado al remplazar el módulo de cortante G por un módulo complejo $G^* = G(1 + 2i\zeta_g)$. G^* implica que la velocidad de corte c_s sea remplazada por $c_s^* = c_s(1 + 2i\zeta_g)$, donde ζ_g es el amortiguamiento del suelo. La Figura 2-2b muestra la generalización del modelo de cono para el caso de un disco en la superficie de una capa de suelo sobre un semiespacio rígido. En ese modelo, una fuerza, por ejemplo vertical, aplicada al disco produce ondas que se propagan hacia el subsuelo confinadas en el área de suelo dentro del cono con vértice 1. La propagación del campo de onda incidente a lo largo del cono con vértice 1 es descrita como

$$\bar{u}_0(z, t) = \frac{z_0}{z_0 + d} \bar{u}_0 \left(t - \frac{z}{c} \right), \quad (2-3)$$

En la interface rígida el desplazamiento de la onda incidente es derivado al sustituir z por d en la ecuación (2-3)

$$\bar{u}_0(d, t) = \frac{z_0}{z_0 + d} \bar{u}_0 \left(t - \frac{d}{c} \right), \quad (2-4)$$

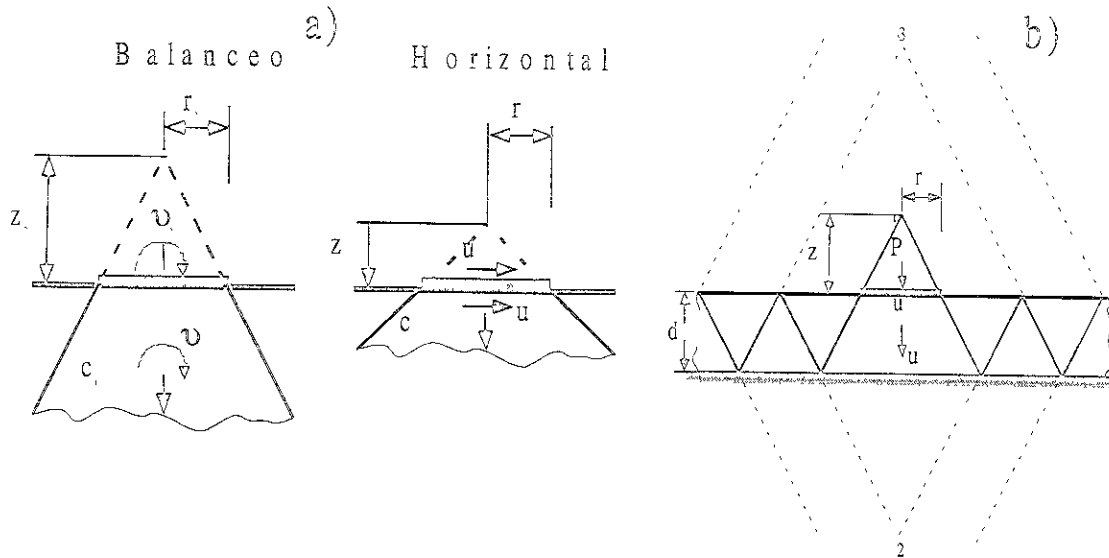


Figura 2-2. a) Representación de modelos de cono para movimiento horizontal y de balanceo de un disco rígido sin masa. b) Disco superficial en movimiento vertical en una capa de suelo sobre un semiespacio (Adaptada de Wolf, 1994).

El desplazamiento total desaparece en la interface rígida, la onda reflejada debe de exhibir el mismo desplazamiento de la ecuación (4) pero con cambio de signo en el argumento. Esta onda se propaga hacia arriba dentro del área de un cono truncado con vértice 2. Como el ángulo de abertura del cono solo depende de la relación de Poisson (Tabla 2-1), el ángulo de abertura con vértice 2 (y de todos los conos a ser introducidos subsecuentemente) tendrán el mismo ángulo de abertura como el cono inicial con vértice 1. La altura del vértice 2 es z_0+d . La distancia del vértice 2 a un punto en la profundidad z es z_0+2d-z ; nuevamente el desplazamiento será inversamente proporcional a ésta distancia. Para ésta onda propagándose hacia arriba en la dirección negativa de z , el desplazamiento será una función de $t+z/c$. Una constante aparecerá en el argumento del desplazamiento, la cual es determinada al igualar el argumento en la frontera rígida a $t-d/c$ (ec. 2-4). El desplazamiento de la onda que sube es igual a

$$-\frac{z_0}{z_0+2d-z} \bar{u}_0 \left(t - \frac{2d}{c} + \frac{z}{c} \right), \quad (2-5)$$

En la superficie libre de la capa el desplazamiento de la onda que sube se obtiene al sustituir $z=0$ en la ecuación (2-4)

$$-\frac{z_0}{z_0+2d} \bar{u}_0 \left(t - \frac{2d}{c} \right), \quad (2-6)$$

La onda reflejada en la frontera libre, con el mismo desplazamiento de la ecuación (2-6) se propagará hacia abajo en su propio cono con vértice 3. El desplazamiento de ésta onda es

$$-\frac{z_0}{z_0 + 2d + z} \bar{u}_0 \left(t - \frac{2d}{c} - \frac{z}{c} \right), \quad (2-7)$$

Este proceso de generar ondas continuará. En cada frontera rígida y libre la altura del vértice del cono a lo largo del cual se propaga la onda reflejada se incrementará (Figura 2-2b). Las ondas en la capa perderán amplitud debido a la dispersión geométrica y a la radiación de energía en la dirección horizontal. Para capturar el efecto de la reflexión en la frontera rígida, el signo del desplazamiento es invertido en cada reflexión. El desplazamiento se duplica cuando ocurren dos consecutivas reflexiones en la frontera rígida y una reflexión en la frontera libre. El desplazamiento total en la capa $u(z,t)$ es igual a la superposición de las contribuciones de todos los conos; los desplazamientos de la onda incidente (ec. 2-3), de la onda que sube (ec. 2-5), de la onda que baja (ec. 2-6) y de la suma de las ondas que suben y bajan. En general, el desplazamiento $u(z,t)$ de la capa en la profundidad z en el tiempo t puede ser expresado como un patrón de ondas

$$u(z,t) = \frac{z_0}{z_0 + z} \bar{u}_0 \left(t - \frac{z}{c} \right) + \sum_{j=1}^{\infty} (-1)^j \left[\frac{z_0 \bar{u}_0 \left(t - \frac{2jd}{c} + \frac{z}{c} \right)}{z_0 + 2jd - z} + \frac{z_0 \bar{u}_0 \left(t - \frac{2jd}{c} - \frac{z}{c} \right)}{z_0 + 2jd + z} \right] \quad (2-8)$$

Este patrón de desplazamiento desaparece en $z=d$, y en la superficie el desplazamiento del disco $u(z=0,t)=u_0(t)$

$$u_0(t) = \bar{u}_0(t) + 2 \sum_{j=1}^k (-1)^j \frac{\bar{u}_0(t - jT)}{1 + j\kappa}, \quad (2-9)$$

donde $\kappa = \frac{2d}{z_0}$ y $T = \frac{2d}{c}$. El valor de k es entero, el cual es menor o igual a $tc/(2d)=t/T$. El número

de veces en el tiempo t en el cual $\bar{u}_0(t)$ de la superficie libre (disco) a la interface rígida y de regreso a la superficie libre. El parámetro geométrico κ es una medida adimensional de la profundidad de la capa. El parámetro temporal T corresponde al tiempo de viaje de la superficie a la interface rígida y de regreso.

La relación fuerza-desplazamiento del modelo de cono en el dominio del tiempo puede escribirse como:

$$F_0(t) = K \left(\bar{u}_0(t) + \frac{T}{\kappa} \bar{u}'_0(t) \right) \quad (2-10)$$

En el dominio de la frecuencia la expresión (10) es

$$P_0(\omega) = K \left(1 + i \frac{\omega T}{\kappa} \right) \bar{u}_0(\omega) \quad (2-11)$$

Aplicando la Transformada de Fourier a la ecuación (2-9) podemos resolver para $\bar{u}_0(\omega)$ y sustituir en la ecuación (2-11). La función de impedancia (o coeficiente dinámico de rigidez) para movimiento translacional $S(\omega) = P_0(\omega) / u_0(\omega)$ es

$$S(\omega) = K \frac{1 + i \frac{\omega T}{\kappa}}{1 + 2 \sum_{j=1}^{\infty} (-1)^j \frac{e^{-ij\omega T}}{1 + j\kappa}} \quad (12)$$

La expresión para el cono rotacional, cuya derivación es análoga (Wolf, 1994), es

$$S_v(\omega) = K_v \frac{1 - \frac{1}{3} \frac{(\omega T)^2}{\kappa^2 + (\omega T)^2} + i \frac{\omega T}{3\kappa} \frac{(\omega T)^2}{\kappa^2 + (\omega T)^2}}{1 + \frac{2}{1 + i \frac{\omega T}{\kappa}} \left(\sum_{j=1}^{\infty} (-1)^j \frac{e^{-ij\omega T}}{(1 + j\kappa)^3} + i \frac{\omega T}{\kappa} \sum_{j=1}^{\infty} (-1)^j \frac{e^{-ij\omega T}}{(1 + j\kappa)^2} \right)} \quad (2-13)$$

Con el fin de verificar la bondad de los modelos de cono, se calcularon los coeficientes de la función de impedancia para el caso de un disco superficial sobre un capa de suelo. La Tabla 2-2 muestra las características mecánicas de la capa suelo y el semiespacio. Una de las ventajas de los modelos de cono, es que permiten calcular funciones de impedancia cuando el coeficiente de Poisson del suelo tiene valores altos, para los cuales no se dispone de funciones tabuladas en la literatura. En el caso del modelo de la Tabla 2-2, la capa de suelo tiene coeficiente de Poisson, σ , es de 0.49 y frecuencia fundamental de 0.5 Hz, caso típico de la capa de arcilla en la zona de lago de la ciudad de México.

Tabla 2-2. Modelo simplificado del subsuelo de la zona de lago de la ciudad de México

Capa	Prof. (m)	ρ (kg/m ³)	β (m/s)	ζ_g (%)	σ
1	45	1400	90	2	0.49
2	-	2000	600	-	0.49

La Figura 2-3 muestra la parte real (resorte) e imaginaria (amortiguador) de la función de impedancia para el cono translacional (movimiento horizontal y vertical) y rotacional (movimiento de balanceo y de torsión) considerando una capa de suelo sobre un semiespacio flexible. El coeficiente imaginario es normalizado por el parámetro adimensional ωT , donde ω es la frecuencia angular y $T=2d/c$ es el tiempo que tarda una onda en recorrer dos veces una capa de espesor d con una velocidad $c=c_s$ para movimientos horizontal y de torsión, y $c=c_p$ para movimiento vertical y de balanceo. Se observa que la parte real de la función de impedancia presenta un comportamiento parabólico en bajas frecuencias, lo cual se debe al elevado coeficiente de Poisson (Wolf, 1994). La parte imaginaria tiene valores mínimos en $\omega T = \pi, 3\pi$ y 5π . Estos valores corresponden a las frecuencias de vibrar de la capa de suelo. La frecuencia fundamental tiene un significado físico especial. Como se observa en la Figura 2-3, los coeficientes del amortiguador (radiación) tienen mayor amplitud para valores de ωT mayores que π , la frecuencia fundamental de la capa de suelo. Para valores menores que π , la amplitud del amortiguador es más pequeña. En este ejemplo el valor de π marca el límite entre el comportamiento amortiguado y no amortiguado, la frecuencia $\omega_c = \pi/T$ es llamada la frecuencia de corte (esta terminología es utilizada en la práctica ingenieril) Para frecuencias inferiores a ω_c , el coeficiente del amortiguador no desaparece indicando que los modelos de cono capturan satisfactoriamente el fenómeno de la frecuencia de corte. Conviene mencionar que si el contenido de frecuencia de la excitación estuviese concentrado bajo ω_c , no se radiaría energía desde la cimentación.

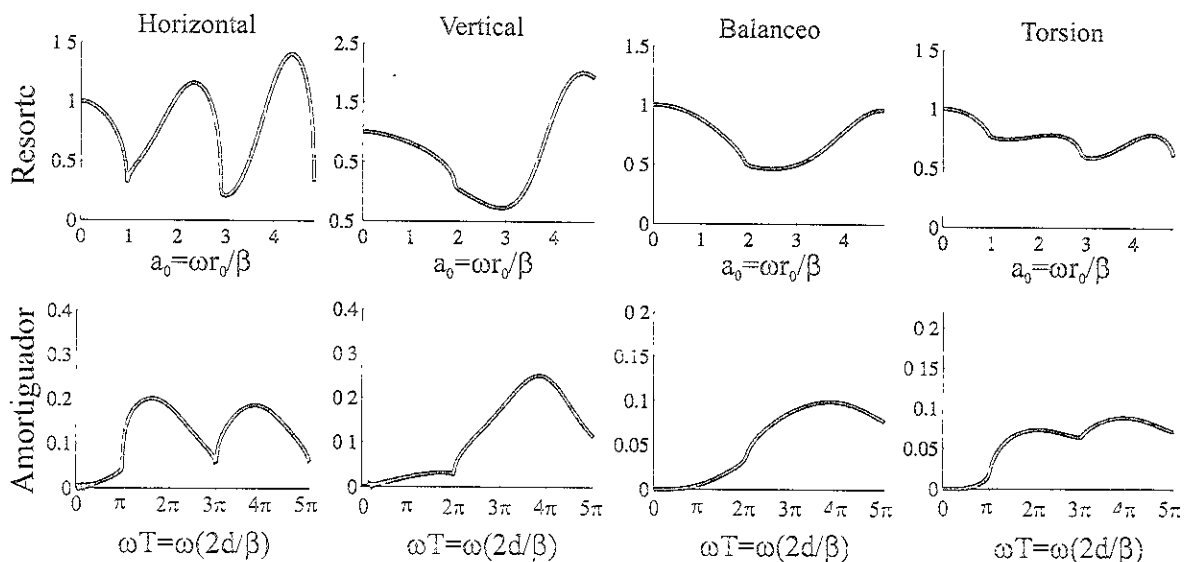


Figura 1-3. Funciones de impedancia de un disco rígido sin masa para una capa de suelo sobre un semiespacio flexible. El modelo elástico del subsuelo es un modelo simplificado del subsuelo bajo el sitio del edificio Jalapa.

2.3 Un sistema de un grado de libertad

El modelo dinámico acoplado estructura-suelo de la Figura 2-4a, es la representación más simple para mostrar los parámetros clave de los efectos de ISE. La respuesta de este sistema sujeto a una excitación horizontal armónica $u_g(\omega)$ es función de la frecuencia en base fija $\omega_0 = \sqrt{k/m}$ y de los coeficientes dependientes de la frecuencia (resorte y amortiguador) de la función de impedancia. La amplitud de la respuesta total $u^t(\omega)$ puede ser expresada en términos de sus componentes como sigue:

$$\begin{aligned} u^t(\omega) &= u_g(\omega) + u_0(\omega) + h v_0(\omega) + u(\omega) \\ u_0^t(\omega) &= u_g(\omega) + u_0(\omega) \end{aligned} \quad (2-14)$$

En esas ecuaciones $u_0(\omega)$ es la amplitud del movimiento en la base de la estructura relativo al movimiento de campo libre $u_g(\omega)$, y $u(\omega)$ representa la amplitud de la distorsión estructural o flexión de la estructura.

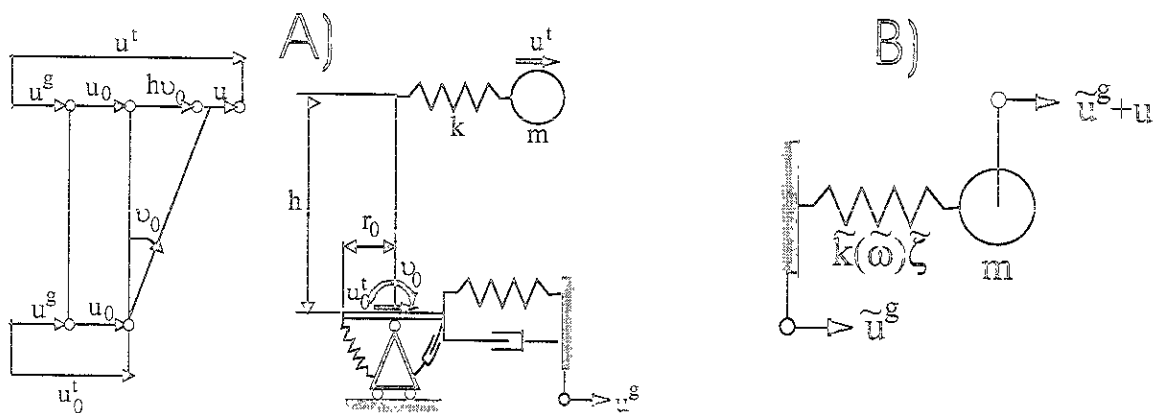


Figura 2-4. a) Modelo dinámico suelo-estructura para movimientos horizontal y de balanceo. b) Sistema equivalente de un grado de libertad que considera la misma respuesta estructural, $u(\omega)$, del modelo de la Figura 2-4a.

Las relaciones fuerza – desplazamiento en la dirección horizontal y de interacción momento – rotación son:

$$P_0(\omega) = S_{\zeta_g}(a_0)u_0(\omega); \quad M_0(\omega) = S_{v\zeta_g}(a_0)v(\omega) \quad (2-15)$$

Formulando la ecuación de equilibrio dinámico en el nodo que coincide con la masa de la estructura y utilizando $P_0(\omega)$ y $M_0(\omega)$, la amplitud de la distorsión estructural se puede reescribir como :

$$\left[1 + 2i\xi - \frac{\omega^2}{\omega_h^2} - \frac{\omega^2(1+2i\xi)}{\frac{S_{\zeta_g}(a_0)}{m}} - \frac{\omega^2(1+2i\xi)}{\frac{S_{v\zeta_g}(a_0)}{mh^2}} \right] u(\omega) = \frac{\omega^2}{\omega_s^2} u^g(\omega) \quad (2-16)$$

Para obtener expresiones simples que permitan comprender el significado físico del fenómeno de ISE, los efectos del amortiguamiento del material y del amortiguamiento por radiación son separados en la formulación de la función de impedancia como sigue :

$$\begin{aligned} \frac{S_{\zeta_g}(a_0)}{m} &= \omega_h^2(a_0) [1 + 2i\zeta_h(a_0) + 2i\zeta_g] \\ \frac{S_{v\zeta_g}(a_0)}{mh^2} &= \omega_r^2(a_0) [1 + 2i\zeta_r(a_0) + 2i\zeta_g] \end{aligned} \quad (2-17)$$

donde

$$\begin{aligned} \omega_h(a_0) &= \sqrt{\frac{Kk(a_0)}{m}}; & \zeta_h(a_0) &= \frac{a_0 c(a_0)}{2k(a_0)} \\ \omega_r(a_0) &= \sqrt{\frac{K_v k_v(a_0)}{mh^2}}; & \zeta_r(a_0) &= \frac{a_0 c_v(a_0)}{2k_v(a_0)} \end{aligned} \quad (2-18)$$

En esas expresiones, ζ es el amortiguamiento histerético de la estructura y ζ_g el amortiguamiento del suelo, $u^g(\omega)$ es el movimiento sísmico equivalente de incidencia y $\omega_h(a_0)$, $\omega_r(a_0)$, $\zeta_h(a_0)$ y $\zeta_r(a_0)$ son las frecuencias naturales para una estructura rígida y las relaciones de radiación de amortiguamiento viscoso en las direcciones horizontal y de balanceo (subíndices h y r), respectivamente.

Sustituyendo las expresiones (2-18) y (2-17) en la ecuación (2-16), la respuesta $u(\omega)$ solo depende de la frecuencia en base fija y del amortiguamiento de la estructura.

Wolf (1994) muestra que la respuesta del sistema de la Figura 2-4a puede ser representada por un sistema equivalente de un grado de libertad (Fig. 2-4b) al imponer : a) que la función de impedancia sea aproximada considerando que el amortiguamiento del suelo afecte solo al coeficiente del amortiguador, y b) que para una excitación del terreno $u^g(\omega)$, imponemos a obtener la misma distorsión estructural que se obtendría tal amortiguamiento. Debido a esa simplificación se puede introducir el concepto de sistema equivalente de un grado de libertad que represente la estructura y el suelo (Figura 2-3b). La respuesta $u(\omega)$ de tal sistema, el desplazamiento de la base $u_0(\omega)$ relativo al movimiento de campo libre $u^g(\omega)$ y el movimiento de balanceo $v_0(\omega)$ son expresados por las siguientes expresiones :

$$\begin{aligned} \left(1 + 2i\zeta - \frac{\omega^2}{\omega^2}\right) u(\omega) &= \frac{\omega^2}{\omega^2} \bar{u}^g(\omega) \\ u_0(\omega) &= \frac{\omega_s^2}{\omega_h^2(a_0)} \left[1 + 2i\zeta - 2i\zeta_h(a_0) - 2i\zeta_g\right] u(\omega) \\ hv_0(\omega) &= \frac{\omega_s^2}{\omega_r^2(a_0)} \left[1 + 2i\zeta - 2i\zeta_r(a_0) - 2i\zeta_g\right] u(\omega) \\ \bar{u}^g(\omega) &= \frac{\omega^2}{\omega_s^2} u^g(\omega) \end{aligned} \quad (2-19)$$

donde $\bar{u}^g(\omega)$ es el movimiento sísmico equivalente. La frecuencia ($\tilde{\omega}$) y amortiguamiento ($\tilde{\zeta}$) equivalentes del sistema se obtienen mediante las siguientes expresiones :

$$\begin{aligned} \frac{1}{\tilde{\omega}^2} &= \frac{1}{\omega_s^2} + \frac{1}{\omega_h^2(\bar{a}_0)} + \frac{1}{\omega_r^2(\bar{a}_0)} \\ \tilde{\zeta} &= \frac{\omega^2}{\omega_s^2} \zeta + \left(1 - \frac{\omega^2}{\omega_s^2}\right) \zeta_g + \frac{\omega^2}{\omega_h^2(\bar{a}_0)} \zeta_h(a_0) + \frac{\omega^2}{\omega_r^2(\bar{a}_0)} \zeta_r(a_0) \end{aligned} \quad (2-20)$$

Un proceso interactivo de pocos pasos es necesario para calcular la frecuencia equivalente $\tilde{\omega}$ en hacer ésta una función de la frecuencia adimensional $\bar{a}_0 = \omega r_0 / c_s$ y posteriormente determinar el amortiguamiento equivalente $\tilde{\zeta}$.

2.4 Modelado numérico del campo difractado

Con el fin de cuantificar la magnitud de los desplazamientos generados por los efectos de la ISE en la vecindad de la cimentación, modelamos el campo de onda difractado por un edificio mediante el siguiente procedimiento. Primero, estimamos la fuerza de corte (P_0) y momento de balanceo (M_0) generados en la base de la estructura con la ayuda de las funciones de impedancia calculadas a partir de modelos como (Wolf, 1994). Las expresiones para ello son dadas en la ecuación (2-15)

Para calcular las fuerzas, P_0 y M_0 , primero se convierten los registros de aceleración, del movimiento relativo horizontal (sótano centro menos campo libre) y de balanceo en la dirección L, a desplazamientos. Posteriormente se realiza el producto de esos movimientos por la correspondiente función de impedancia para una cimentación superficial descansando en una capa de suelo sobre un semiespacio flexible. La banda de frecuencia de estos cálculos es de 0.125 a 2.5 Hz. Las características elásticas del modelo de suelo están dadas en la Tabla 2-2. Los parámetros del modelo han sido elegidos para obtener una frecuencia de vibrar de la capa de 0.5 Hz.

Una vez que se conocen las fuerzas P_0 y M_0 , se calculan los desplazamientos en superficie causados esas fuerzas utilizando el método del coeficiente generalizado reflexión-transmisión (Hisada, 1994). Este método permite calcular las funciones de Green para un semiespacio estratificado cuando la distancia fuente-receptor es pequeña. En este estudio empleamos las fuerzas desarrolladas en la base como cargas puntuales distribuidas a lo largo de la interface suelo-cimentación (Bard *et al.*, 1996; Guéguen y Bard, 1998). La fuerza de corte $P_0(\omega)$ fue uniformemente distribuida a lo largo de una longitud de la base ($2L$) como $2n$ fuerzas horizontales de amplitud $P_0(\omega)/n$. El momento de balanceo $M_0(\omega)$ fue representado como n pares verticales de esfuerzos, con amplitud que se incrementa linealmente en función de su posición sobre la longitud $2L$ (para este estudio $n=10$). El modelo elástico del suelo es el mismo que el de la Tabla 2-2.

3 Datos de aceleración

Los datos consisten de movimientos fuertes de siete eventos de subducción (Tabla 2-3, Fig. 2-5) registrados por la red acelerométrica del valle de México y en las redes instaladas en dos estructuras de concreto reforzado. En la Figura 2-6 se muestra parte de la distribución de estaciones acelerométricas, así como la localización de los edificios que cuentan con instrumentos de registro sísmico en la ciudad. Los edificios considerados en este estudio, Jaiapa y Plaza Córdoba, forman parte de las estructuras instrumentadas por el Instituto de Ingeniería, UNAM. El interés práctico sobre el comportamiento de estos edificios, radica en la importancia que pueden cobrar los efectos de ISE para edificios situados sobre suelos blandos, pues es bien sabido que tales efectos dependen de la rigidez relativa entre la estructura y el suelo (Avilés y Pérez-Rocha, 1998). En efecto, los estudios mencionados en el párrafo anterior así lo sugieren, y es de esperarse que para los edificios en cuestión, los efectos de ISE sean manifestados en la dirección más rígida de la estructura. A fin de dar una idea

de la magnitud de las solicitaciones al que son sometidos estos edificios durante los temblores seleccionados para este estudio, en la Tabla 2-3 se indica (además de la distancia epicentral) la aceleración máxima registrada en la base centro del edificio jalapa (estación: EJSC situada a menos de 200 m de distancia del edificio Córdoba) tanto en la dirección transversal (T) como longitudinal (L).

Tabla 2-3. Características de los eventos

Evento	Fecha (d/m/a)	Long. W	Lat. N	Prof. (km)	Mag (M_w)	Dist. Epi. (km)	Amax en EJSC	
							T	L
1	15.05.93	98.74	16.43	15	5.8	334.26	3.35	3.83
2	15.05.93	98.72	16.47	15	5.9	330.16	7.90	8.38
3	24.10.93	98.98	16.54	19	6.6	319.66	13.17	9.82
4	23.05.94	100.56	17.97	20	5.6	226.19	6.95	6.47
5	10.12.94	101.56	18.02	20	6.3	296.77	11.98	17.48
6	14.09.95	99.88	16.31	22	7.2	345.83	29.22	27.06
7	09.10.95	104.67	18.74	05	7.3	584.55	11.02	7.90

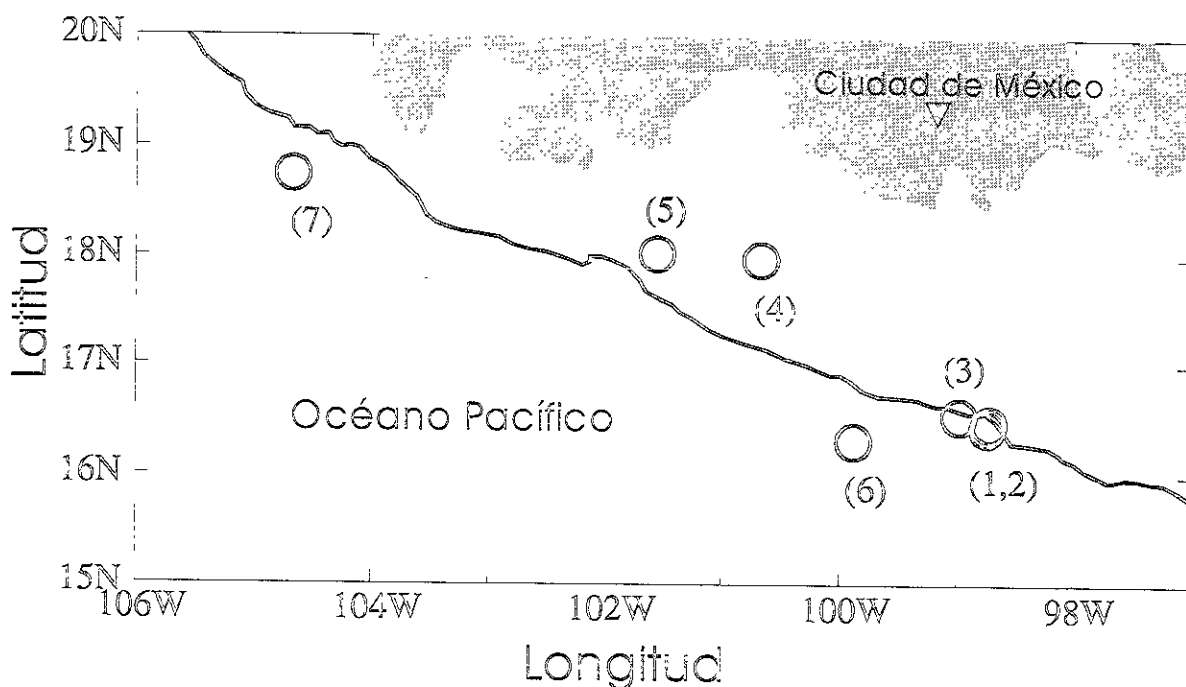


Figura 2-5. Epicentros (círculos) de los eventos utilizados para el estudio de Interacción Suelo-Estructura de los edificios Jalapa y Plaza Córdoba. Junto a cada epicentro se indica el número de evento, el cual es progresivo de acuerdo a la fecha en que ocurrió el sismo. El área sombreada representa la extensión del Eje Volcánico Transmexicano.

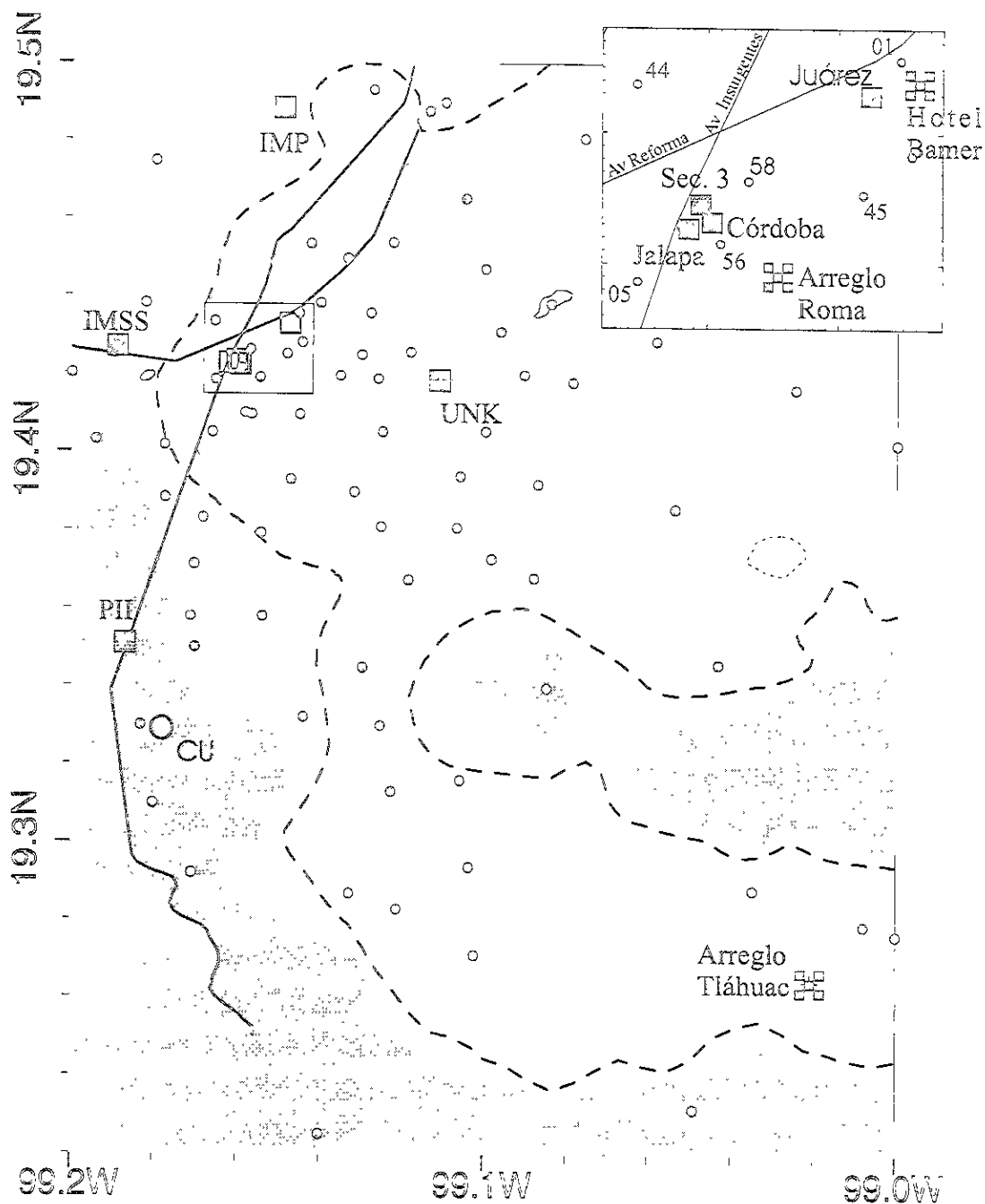


Figura 2-6. Estaciones de campo libre (círculos sólidos) y edificios instrumentados (cuadros) de la Red Acelerométrica de la ciudad de México. La zona sombreada representa la zona de lomas y la línea discontinua el límite entre la zona de transición y la zona de lago. En el recuadro inferior izquierdo es un acercamiento del área de estudio. En ese recuadro se indica el número de estación de campo libre, las ubicación del arreglo de estaciones acelerométricas Roma, y la ubicación de dos sitios donde se realizaron mediciones de vibración ambiental: Hotel Bamer y Arreglo Tláhuac.

3.1 ISE: efectos sobre la respuesta estructural

El análisis de los registros acelerográficos en cada uno de los edificios seleccionados comprende las siguientes etapas:

En la primera etapa se estudian los efectos de inercia de la ISE. Como una primera aproximación se utiliza una técnica no paramétrica para estimar las frecuencias de la ISE. La técnica no paramétrica, comúnmente empleada para estimar las frecuencias de vibrar de una estructura, consiste en calcular funciones de transferencia entre el movimiento que resulta de la diferencia temporal de los registros en la azotea y la base, y el movimiento registrado en campo libre $(u^i - u_0^i)/u_g$. Estas funciones son evaluadas para cada evento en las direcciones longitudinal (L) y transversal (T) del edificio. Los valores de las frecuencias fundamentales de vibración obtenidas por medio la técnica no paramétrica dependen de lo robusto del método para llevar a cabo la división espectral y/o el suavizamiento sobre las ordenadas espectrales. Por ello, posteriormente, se calculan las frecuencias y los amortiguamientos del sistema suelo-estructura mediante la utilización de una técnica paramétrica. El propósito de utilizar la técnica paramétrica es de obtener con mayor precisión los parámetros dinámicos de las estructuras. Se utiliza un programa de identificación que permite obtener la frecuencia y amortiguamiento de las diferentes formas de vibrar de una estructura (Kahan, 1996). El programa calcula la respuesta de un sistema dinámico de n grados de libertad sometido a m número de excitaciones. La identificación de frecuencias y amortiguamientos se lleva a cabo en el dominio del tiempo, comparando la respuesta del modelo con la respuesta observada. Así, para determinados parámetros iniciales de frecuencia y amortiguamiento, y las correspondientes excitaciones, los nuevos parámetros son calculados minimizando el error entre la respuesta medida y observada. El proceso de identificación asumimos que las excitaciones, que llamaremos entradas, al edificio son los movimientos registrados en la base y la respuesta observada al movimiento registrado en los entresijos y azotea del edificio, las cuales llamaremos salidas. El movimiento de las salidas son los registros en la dirección L y T, mientras que el movimiento en la entrada pueden ser en las tres direcciones del movimiento. Los valores iniciales de frecuencia se obtuvieron de las funciones de transferencia de la calculas en el estudio paramétrico. Los valores iniciales de amortiguamiento fueron elegidos constantes para cada modo (0.05).

En esta segunda etapa se evalúa la importancia de los efectos de ISE al comparar la rigidez de la estructuras con aquella del suelo. El procedimiento, por un lado, consiste en comparar en el dominio del tiempo el movimiento que resulta de la diferencia entre los desplazamientos totales de la azotea y la base $[u^i(t) - u_0^i(t)]$ con el movimiento de balanceo, $h v_0(t)$. Para calcular el movimiento de balanceo, primero se realiza la diferencia entre los registros verticales en los extremos de la base y posteriormente, ésta diferencia es dividida por la distancia que separa ambos registros y multiplicada por la altura donde se concentra la masa del primer modo de vibración (Paolucci, 1993). De la ecuación (2-14) se observa que la diferencia $u^i(t) - u_0^i(t)$ da como resultado un movimiento que es la suma de los movimientos de balanceo y de flexión $[h v_0(t) + u(t)]$. Si $h v_0(t)$ resulta similar a $h v_0(t) + u(t)$, significa que la estructura es muy rígida, la amplitud de $h v_0(t)$ depende de que tan rígido sea el suelo

con respecto a la estructura. Las discrepancias entre esos movimientos indican que existe un grado de flexibilidad que restringe la magnitud de los efectos de inercia durante la ISE. Otro procedimiento para cuantificar el contraste de rigidez entre el edificio y el suelo consiste en estudiar el comportamiento no lineal de los inmuebles. Los efectos no lineales son evaluados del comportamiento de las ordenadas espectrales (promedio alrededor de la frecuencia de ISE) que resultan del cociente espectral de los movimientos de balanceo y flexión, $\phi^{\circ}(f_0) = h_v(f)/u(f)$. La flexión es definida en el dominio del tiempo a partir de la ecuación (2-14) como:

$$u(t) = u^t(t) - [u_0^t(t) - h_v(t)] \quad (2-21)$$

Esas ordenadas espectrales son graficadas en función del valor de la pseudoaceleración espectral (S_a) alrededor de la f_0 , a la que es sometida la base del edificio.

Finalmente, en la tercera etapa, se modela la respuesta observada en cada una de las estructuras a fin de verificar si el modelo del oscilador de un grado de libertad (sección 2.3), con la inclusión de la funciones impedancia calculadas a partir de modelos de cono (sección 2.2), predice la respuesta observada. Las observaciones corresponden a los resultados obtenidos del estudio no – paramétrico. Se trata de las funciones de transferencia que definen los desplazamientos de la masa, de la base y la distorsión estructural o flexión. En la formulación del oscilador de un grado de libertad los parámetros iniciales para reproducir la respuesta observada son La frecuencia y amortiguamiento del primer modo de vibrar del sistema la frecuencia y amortiguamiento en base fija. La frecuencia fundamental de la estructura en base se obtiene a partir de los datos al suponer que la respuesta del modelo de la Figura 2-4a esta dada por:

$$\phi(\omega) = \frac{u^t(\omega)}{u_0^t(\omega) + h_v(\omega)}, \quad (2-22)$$

(Paolucci, 1993). Esta etapa permitirá comprobar que las funciones de impedancia son prácticas para calcular las fuerzas desarrolladas en la interface suelo-cimentación y esas funciones pueden ser utilizadas para estimar el campo radiado por desde esa interface hacia el campo libre

3.1.1 Edificio Jalapa

El edificio Jalapa es una de las estructuras instrumentadas por la Coordinación de Instrumentación y Registro Sísmico del Instituto de Ingeniería de la UNAM en cooperación con el Politécnico de Milan, Italia. Está localizado en la calle Jalapa 15, colonia Roma. Se trata de una estructura de 12 niveles y su base descansa sobre un arreglo de 64 pilotes empotrados a 30 m de profundidad. La Figura 2-7 muestra un diagrama de ésta estructura y su instrumentación. El comportamiento dinámico estructural de este edificio ha sido bien documentado en los últimos seis años (Paolucci, 1993; Meili *et al.*, 1998; Muria-

Vila *et al.*, 1997). Algunas de las principales conclusiones derivadas de esos precedentes estudios son: a) la gran flexibilidad de la estructura permite efectos de interacción inercial moderados, los cuales se manifiestan por una reducción relativa de la frecuencia fundamental de la estructura en base fija, b) los efectos de interacción cinemática están presentes para frecuencias mayores de 2 Hz, y c) la estructura ha mostrado comportamiento no lineal.

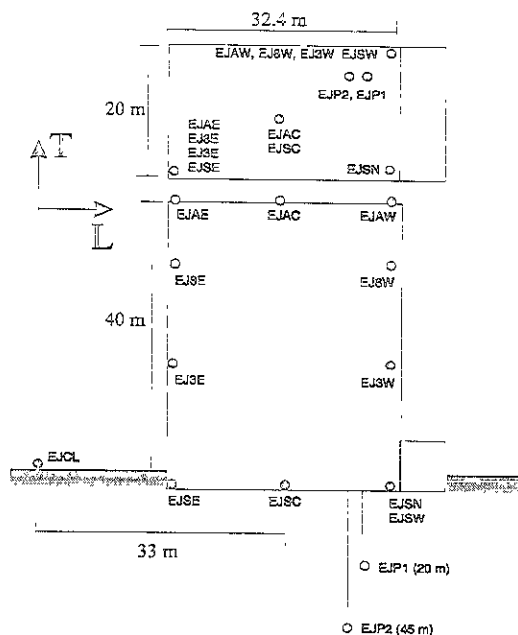


Figura 2-7. Esquema del Edificio Jalapa y su instrumentación (Adaptada de Muria-Vila *et al.*, 1997).

Análisis no-paramétrico

La Figura 2-8 muestra las funciones de transferencia $(u^t - u_0^t)/u_g$ en la dirección L y T del edificio Jalapa para cada uno de los eventos. Las ordenadas espectrales han sido suavizadas con una ventana de 7 puntos. Se observa que el suavizamiento de las ordenadas espectrales permite identificar la frecuencia fundamental de vibrar de ésta estructura en ambas direcciones (f_L , f_T). Sin embargo, la forma de la curva en la dirección L para los eventos 2, 3 y 5 presenta dos máximos muy cercanos entre si de amplitud similar. Uno de ellos siempre cercano a 0.55 Hz, y el otro en 0.65, 0.6 y 0.45 Hz para los eventos 2, 3 y 5 respectivamente. Si el suavizado fuera más drástico, erróneamente identificaríamos la frecuencia fundamental de la ISE. Estos últimos valores, y todos aquellos donde se encuentra el máximo de las funciones de transferencia, coinciden con las frecuencias de la ISE reportadas por Muria-Vila *et al.* (1997) y Meli *et al.* (1998). La frecuencia de 0.55 Hz coincide con la frecuencia fundamental del sitio (f_0), evaluada por Meli *et al.* (1998). A excepción de la respuesta estructural del evento 1, en la dirección L se observa que cuando $f_L \leq f_0$ la amplitud de la función de transferencia es

mayor que cuando $f_L > f_0$. En la dirección T la f_T es menor que f_0 y además menor que f_L para todos los eventos. La amplitud de la función de transferencia en esa dirección es mayor que en la dirección L. Estas observaciones muestran que cuando la frecuencia fundamental de la ISE es menor que f_0 , la estructura experimentará un gran respuesta. Esto se debe a que existe una menor radiación de ondas desde la cimentación hacia el subsuelo que cuando f_0 es menor que la frecuencia fundamental de la ISE.

En la Figura 2-8 también se observa que f_L se reduce de 0.66 Hz para el evento 1 a 0.45 Hz para el evento 7. En la dirección T, f_T se reduce de 0.39 Hz para el primer evento a 0.3 Hz para el último evento. Esto significa que los efectos inerciales de ISE son más importantes en la dirección L, la cual es la dirección más rígida del edificio. Meli *et al.* (1998) señalan que en la dirección L del edificio Jalapa ocurrieron los mayores daños en los elementos estructurales de esa estructura.

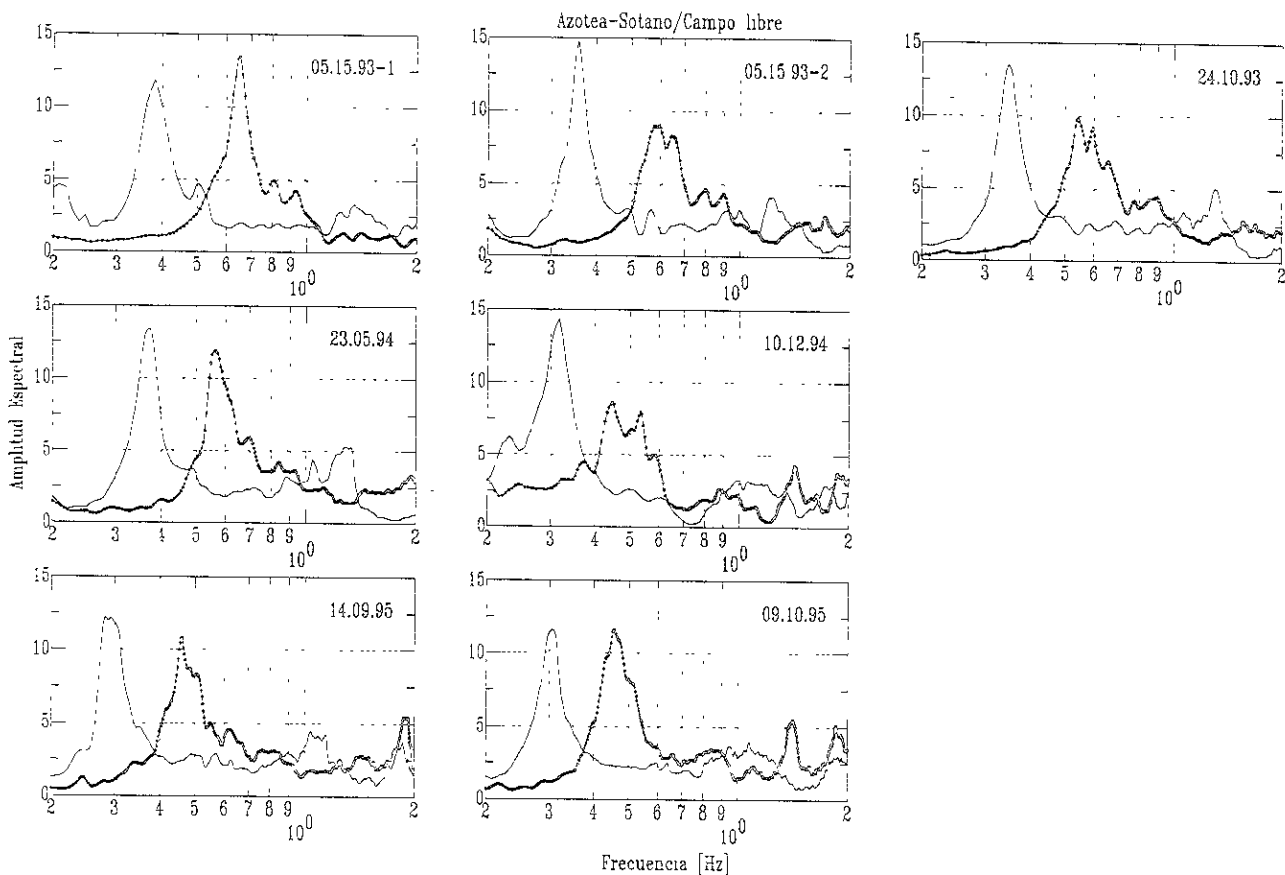


Figura 2-8. Estimación de las frecuencias de la ISE en el edificio Jalapa. Cocientes espectrales del movimiento registrado en la azotea menos el movimiento registrado en el sótano, entre el movimiento registrado en campo libre. La línea delgada corresponde a la dirección transversal, y la línea gruesa a la dirección longitudinal de la estructura.

Análisis paramétrico

Se ha llevado a cabo varios ensayos de entrada-salida para el edificio Jalapa, tanto en la dirección longitudinal como en la transversal, a fin de obtener la mejor pareja de valores frecuencia-amortiguamiento de los tres primeros modos de vibrar cuyo error sea menor del 10% al comparar la respuesta observada y calculada. En general, se observa que los mejores resultados se obtienen al emplear como entrada al componente vertical y a los dos componentes horizontales de todos los registros en el sótano, y como salida a los componentes horizontales de la azotea y entrepisos ya sea en la dirección L ó T. La Tabla 2-4 muestran los resultados obtenidos; frecuencia (parte sombreada) y amortiguamiento porcentual de los tres primeros modos de vibrar del edificio Jalapa. También se muestra el error porcentual entre la respuesta observada y calculada. En la Tabla 2-4 se observa que el amortiguamiento del tercer modo de vibración en el evento 5 es negativo. Errores de más del 10% se observan en la dirección L para el evento 7, y en la dirección T para el evento 5 y 7. Sin embargo, los valores de frecuencia y amortiguamiento del primer modo de vibración están dentro de los valores calculados en previos estudios (*e.g.* Muria-Vila *et al.* 1997). En la Figura 2-9 se representan las frecuencias y amortiguamientos para el primer modo de vibración de estas estructuras en función de la máxima pseudoaceleración espectral registrada en la base (pico del espectro de respuesta al 5% de amortiguamiento alrededor del periodo del sitio, obtenido al promediar los espectros de respuesta en cada una de las estaciones de la base). En esa figura podemos observar la importancia de los efectos de la no-linealidad sobre la respuesta estructural, es decir, disminución de la frecuencia de vibrar en función de la fuerza a la que es sometida la base. Los efectos son más notables en la dirección L.

A fin de mostrar la importancia que pueden presentar los efectos de ISE en el edificio Jalapa, en la Figura 2-10 se compara el desplazamiento relativo horizontal $u^i(t) - u_0^i(t)$ con el movimiento, de balanceo, $h\psi(t)$, para el sismo de mayor magnitud (evento 6). Los registros han sido filtrados mediante un filtro Butterworth pasabajos con una frecuencia de corte de 1 Hz. En esa figura se observa que el movimiento de la estructura en la dirección L y el movimiento de balanceo están en fase. La similitud entre las formas de onda es en todo el intervalo de registro. Esta característica es también observada durante los eventos 2, 3, y 7 en la dirección L y no se observa en la dirección T para ningún evento. El acoplamiento de esos movimientos indica que la rigidez de la estructura es mayor que la del suelo en la dirección L de la estructura.

Comportamiento no-lineal

Los resultados precedentes muestran que la no linealidad no puede despreciarse en el estudio de ISE. Ahora bien, una gran cantidad de investigación (*e.g.* Seed *et al.*, 1988) ha mostrado que las arcillas de la zona de lago soportan amplio rango de deformaciones manteniendo el módulo de cortante, G , constante, lo cual permite suponer que el suelo se comporta linealmente bajo fuertes movimientos del terreno.

Tabla 2-4. Resultados del estudio de identificación paramétrica en el Edificio Jalapa

Evento	Longitudinal			Error %	Transversal			Error %
	1	2	3		1	2	3	
1	0.6622	2.5914	4.4923	2.886	0.3858	1.3719	2.2708	6.881
	5.7132	5.7391	5.7906		3.5604	4.0962	7.3773	
2	0.6121	2.3961	4.3919	3.388	0.3663	1.2837	2.1995	6.154
	5.6042	4.7264	5.1294		4.4349	4.0472	6.5441	
3	0.6125	2.4635	4.4717	3.578	0.3780	1.3789	2.1885	4.149
	7.2902	7.9532	6.5731		4.3810	7.1089	6.8047	
4	0.5960	2.3011	4.2837	3.729	0.4227	1.2742	2.2358	7.807
	6.8175	3.9185	7.2722		7.2397	4.2796	5.6763	
5	0.4588	1.3340	1.9712	8.055	0.3044	1.0901	1.9004	18.318
	6.7457	13.995	-0.888		5.0776	5.8356	5.7174	
6	0.5214	1.8713	2.0973	5.872	0.2921	1.0838	1.9848	6.459
	8.6605	8.2746	4.8111		4.1546	6.8953	5.8994	
7	0.4721	1.9854	2.6929	10.409	0.3480	1.1598	1.7081	37.473
	4.8385	4.6385	9.2073		5.8513	8.8532	8.1168	

Estudio paramétrico del edificio Jalapa

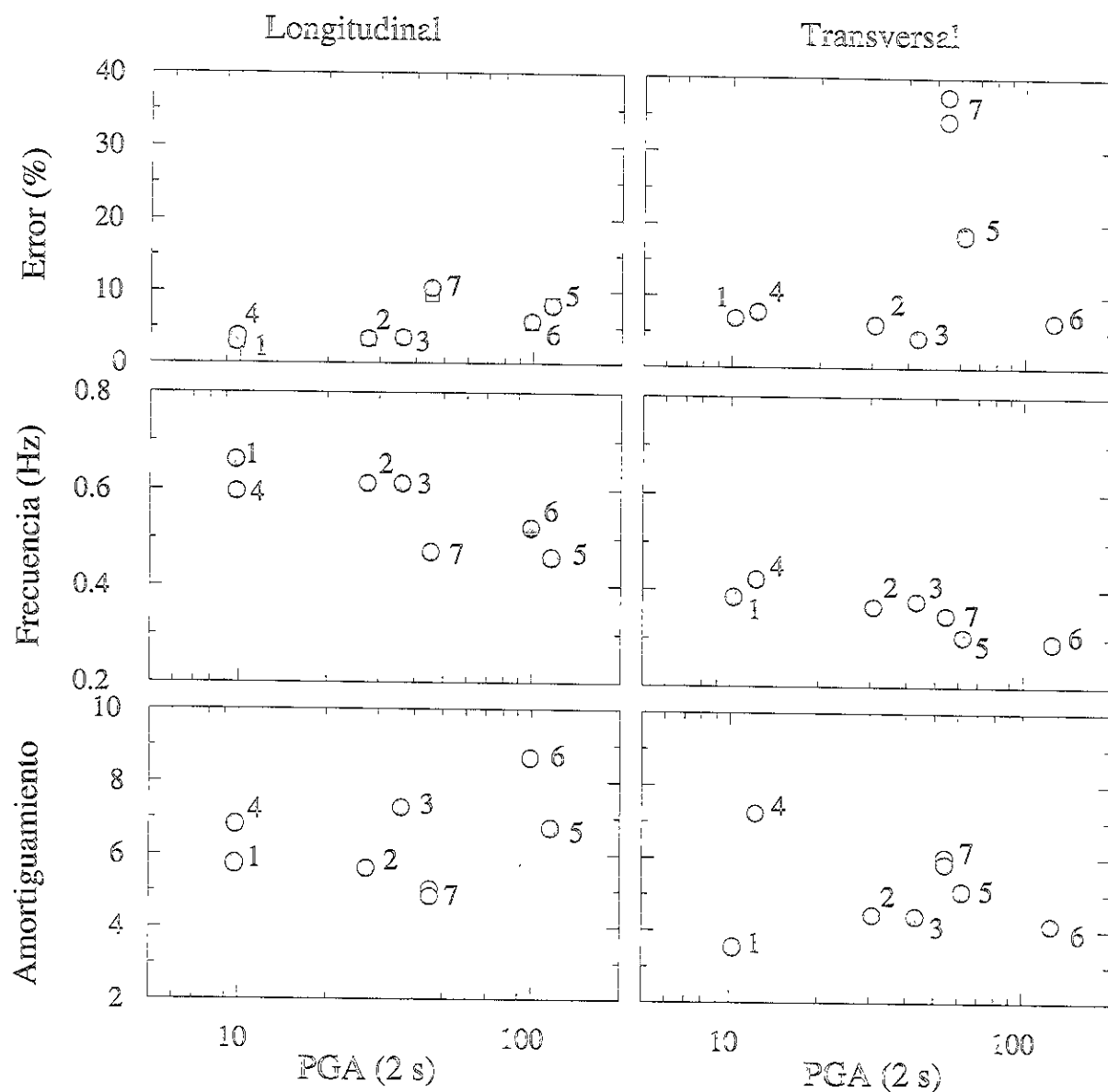


Figura 2-9. Resultados del estudio paramétrico. Valores de frecuencias y amortiguamiento del modo fundamental de vibrar del edificio Jalapa en función de pseudoaceleración espectral a 0.5 Hz. Se muestra el porcentaje de error en la obtención de dichos valores. Los dígitos junto a cada círculo indican el número de evento (Tabla 2-3).

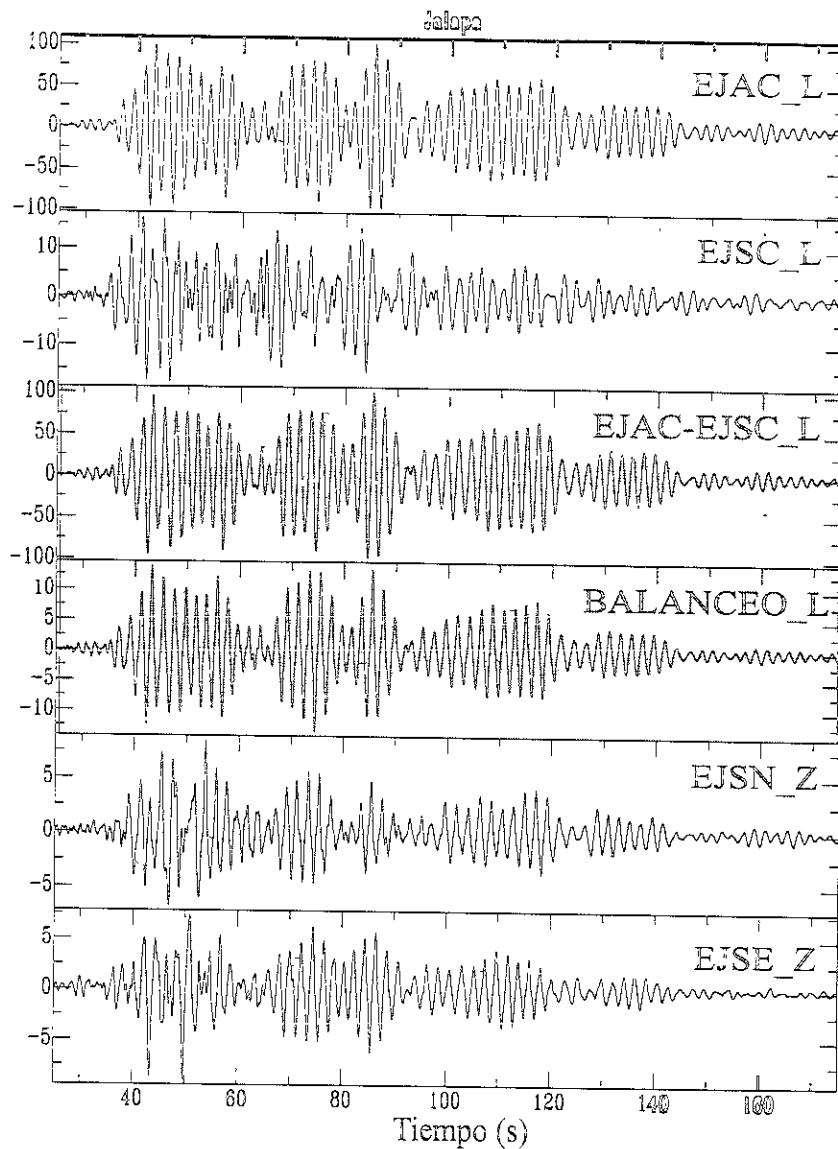


Figura 2-10. Registros del evento 6 en el edificio Jalapa. Las trazas se encuentran filtradas mediante un filtro Butterworth con una frecuencia de corte de 1 Hz. La tercera traza se obtiene de las dos primeras y la cuarta traza de las dos últimas (ver texto para explicación). La similitud entre las trazas en fondo gris indica la importancia de la interacción inercial suelo-estructura en la dirección más rígida del edificio.

La Figura 2-11 muestra las ordenas espectrales de $\phi(f_0)$ promediadas alrededor de la frecuencia de interacción, f_0 , en función de la pseudoaceleración espectral registrada en la base. Los resultados confirman la gran flexibilidad del edificio Jalapa en la dirección T (Meli *et al.*, 1998), siendo la respuesta estructural más importante que el movimiento en la base. Sin embargo en la dirección L de este edificio el movimiento en la base es significativo en relación al movimiento de flexión (o distorsión estructural). Este resultado sugiere que a la frecuencia de la interacción, existen efectos al nivel de la interface suelo-cimentación, que contribuyen a la no-linealidad de las estructuras. La gran semejanza entre el movimiento relativo horizontal y el de balanceo que se observa en la Figura 2-10, muestra que estos movimientos están acoplados. En consecuencia, los resultados que se muestran en la Figura 2-11, aumento de la razón espectral flexión entre balanceo en función de la aceleración, indica que la rigidez de estructura es más importante que la del suelo.

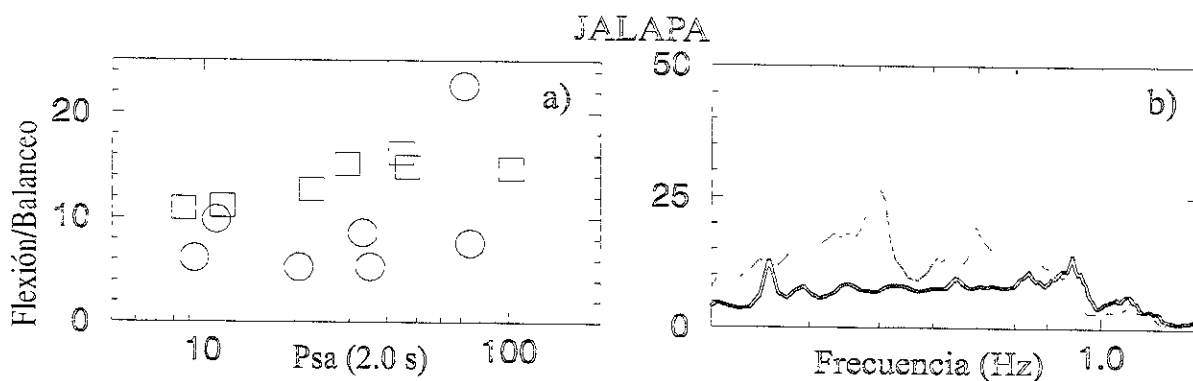


Figura 2-11. Razones espectrales entre los movimientos de flexión y de balanceo. a) Ordenadas espectrales estimadas del promedio alrededor de la frecuencia de interacción (banda gris de la figura 11b). Los círculos y los cuadros corresponden a las direcciones longitudinales y transversales, respectivamente. b) Ejemplos de funciones de transferencia (evento 6) utilizadas para calcular los valores de la figura 11a).

Modelado de la respuesta estructural

La Figura 2-12 muestra la comparación entre las respuestas calculadas y observadas en las direcciones L y T del edificio Jalapa para los eventos 3 y 7. Las características estructurales de este edificio se muestran en la Tabla 2-5. Se observa, en general, una aproximación aceptable de la frecuencia del sistema acoplado en ambas direcciones así como de la amplitud de la respuesta en la dirección T. Sin embargo, el modelo sobrestima la respuesta estructural en la dirección L. En principio, tales diferencias pueden atribuirse a las variaciones de las características elásticas de las capas superficiales. Sin embargo, modelos más elaborados, (*e.g.*, Meli *et al.*, 1998) para reproducir la respuesta en esa dirección, muestran que el comportamiento no lineal del edificio es la causa más probable de las diferencias entre las observaciones y las predicciones.

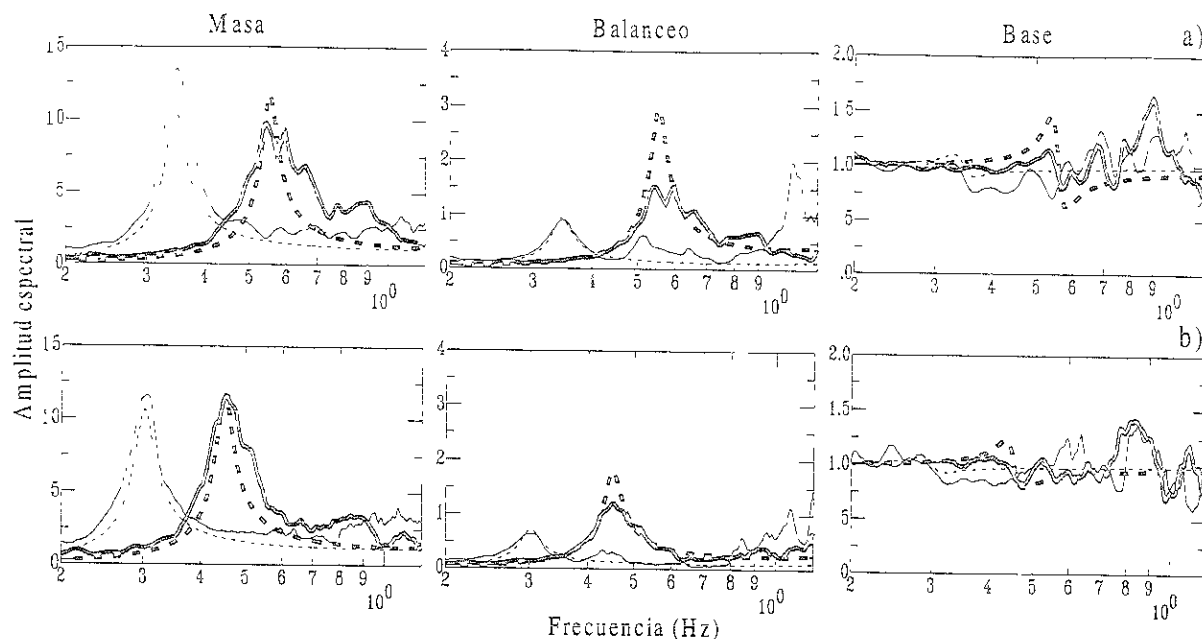


Figura 2-12. Respuesta observada (línea continua) y calculada (línea discontinua) para el edificio Jalapa durante los eventos 3 (a) y 7 (b). La línea gruesa corresponde a la dirección longitudinal y la línea delgada a la dirección transversal.

Tabla 2-5. Características del edificio Jalapa y la columna de suelo (Meli *et al.*, 1998).

	Masa (Kg)	Altura (m)	ζ (%)	f_{s3}^* (Hz)	f_{s7}^* (Hz)
L	5.9×10^6	31.4	5	0.70	0.51
T	5.4×10^6	32.5	5	0.37	0.32

* Frecuencias en base fija calculadas a partir de los datos experimentales de los eventos 3 y 7

3.1.2 El edificio Plaza Córdoba

El edificio Plaza Córdoba es una de las estructuras instrumentadas por la Coordinación de Instrumentación y Registro Sísmico del Instituto de Ingeniería de la UNAM. Está localizado en la calle de Córdoba 42, colonia Roma. Se trata de una estructura de concreto reforzado de 17 niveles. Consta de un sótano, planta baja con dimensiones de 38 por 54 m, mezzanine de estacionamientos y una torre de 12 niveles de 32 por 40 m de dimensión en planta. Su altura total es de 51 m. Este edificio fue instrumentado con 11 acelerógrafos (Figura 2-13), 3 en el sótano, 4 en el entrepiso E7-E8, 2 en el nivel 6 y 2 en la azotea (Aicántara *et al.*, 1995). Resultados previos sobre la dinámica estructural de este edificio han sido realizados por Rodríguez-Cuevas (1992) y Muria-Viña *et al.* (1997). Los resultados de esos estudios muestran que el edificio ha tenido un comportamiento no lineal. La frecuencia

fundamental de la estructura es similar en las dos direcciones, L y T. Antes de 1992 Rodríguez-Cuevas (1992) mediante medidas de vibración ambiental determinó que dicha frecuencia era de 0.55 Hz. Posteriormente, este autor utilizó registros de movimiento fuertes en la estructura (11.05.90, $M=4.9$ y 30.05.90, $M=5.8$) para mostrar que los efectos de torsión son importantes en la respuesta del sistema acoplado suelo- estructura. La frecuencia fundamental del edificio fue de 0.37 Hz. Muria-Vila *et al.* (1997) presenta resultados de estudios paramétricos derivados a partir de los eventos 5, 6 y 7 de este estudio (Tabla 2-3). Los resultados sugieren que el edificio continua perdiendo rigidez.

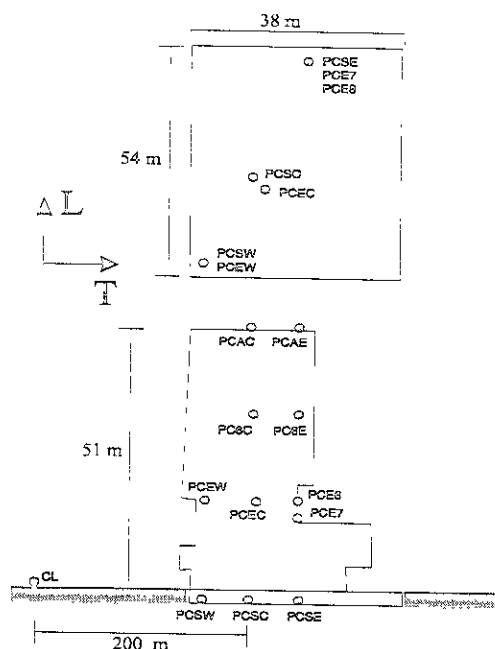


Figura 2-13. Esquema del Edificio Plaza Córdoba y su instrumentación (Adaptada de Muria-Vila *et al.*, 1997).

Análisis no-paramétrico

La Figura 2-14 muestra las funciones de transferencia $(u^i - u_0^i)/u_g$ en la dirección L y T del edificio Plaza Córdoba para cada uno de los eventos. Las ordenadas espectrales han sido suavizadas con una ventana de 7 puntos. Cabe mencionar que la estación de campo libre para éste edificio es la estación CO56, la cual se encuentra aproximadamente a 200 m de distancia al sur de la base de la estructura sobre la calle Córdoba. En las funciones de transferencia de los eventos 1, 2 y 3, la estación de campo libre no funcionó. Por ello, se recurrió a realizar el cociente espectral u^i/u_0^i . En esa figura se observa que la frecuencia fundamental de la ISE es muy similar en las dos direcciones para cada evento. Al igual que en el estudio del edificio Jalapa, se observa reducción en la frecuencia fundamental de un sismo a otro. En el primer evento ésta frecuencia es de 0.39 Hz y en el evento 7 es de 0.34 Hz. La frecuencia fundamental del sitio en el edificio Plaza Córdoba fue estimada de cocientes espectrales

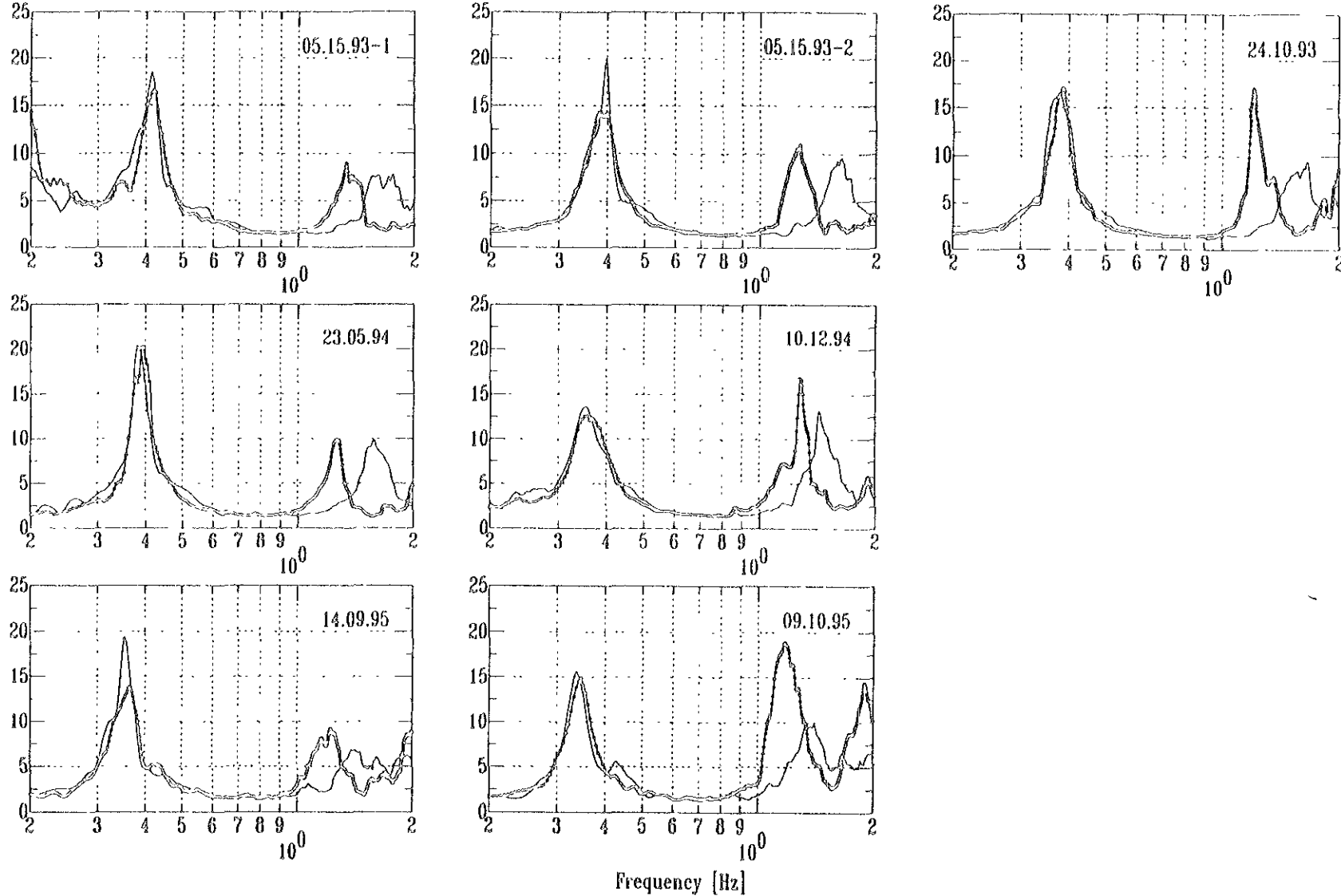


Figura 2-14. Cocientes espectrales para la estimación de la frecuencia fundamental de ISE en el edificio Plaza Córdoba durante cada uno de los eventos de este estudio. La línea gruesa corresponde a la dirección longitudinal y la línea delgada a la dirección transversal.

H/V en la estación C056. La Figura 2-15a muestra el promedio de cuatro de cocientes espectrales (eventos 4, 5, 6 y 7) en las direcciones Norte-Sur y Este-Oeste. Antes de realizar la división espectral, los espectros de amplitud de Fourier fueron suavizados con una ventana triangular de 5 puntos. En la Figura 2-15a se observa que la frecuencia fundamental de la capa superficial es 0.42 Hz. También se observa un pico a una frecuencia de 0.35 Hz que coincide con el promedio de las frecuencias fundamentales de vibrar del edificio Plaza Córdoba (dirección L y T). Veamos que sucede con los cocientes espectrales si realizamos una rotación de los componentes horizontales del movimiento de la estación de campo libre C056 en las direcciones de los ejes del Edificio Plaza Córdoba. En la Figura 2-15b se muestra este resultado. El componente Norte-Sur de la estación C056 fue rotado 65 grados, con lo cual el componente Este-Oeste apuntó hacia la dirección T del edificio. En la Figura 2-15b se observa que la frecuencia del sitio siendo 0.42 Hz para ambos componentes del movimiento. Sin embargo, la amplitud del cociente espectral del componente orientado en la dirección T del Plaza Córdoba se redujo hasta un factor 5, mientras el cociente espectral de componente rotado en la dirección L aumento su amplitud por un factor similar. El pico que coincide con la frecuencia de la ISE no desaparece. Estas observaciones sugieren que los efectos de ISE afectan la forma de los cocientes espectrales obtenidos del movimiento de campo libre. Resultados similares fueron obtenidos por Cárdenas *et al.* (1998) al analizar cocientes espectral de movimientos fuertes en la estación C0 del arreglo Roma. Los resultados de ese estudio muestran que rotando los componentes del movimiento hacia la dirección del edificio Plaza Córdoba, la amplitud de los cocientes espectrales varía en relación a la amplitud que se obtendría sin rotación.

Análisis paramétrico

En la Tabla 2-6 se muestran los resultados del análisis paramétrico. Para las dos direcciones, L y T, las frecuencias fundamentales de la ISE coinciden con los valores obtenidos de los resultados del estudio no-paramétrico. En la dirección L el amortiguamiento del tercer modo de vibrar del edificio durante el evento 7 es negativo, lo cual indica que el método no resuelve ese modo. A excepción de los parámetros en la dirección T obtenidos del evento, el error en la obtención de la frecuencia y amortiguamiento es menor del 10% en las dos direcciones para todos los eventos.

En la Figura 2-16 graficamos las frecuencias y amortiguamientos para el primer modo de vibración de estas estructuras en función de la máxima pseudoaceleración espectral registrada en la base (pico del espectro de respuesta al 5% de amortiguamiento alrededor del período del sitio, obtenido al promediar los espectros de respuesta en cada una de las estaciones de la base). En esa figura podemos observar la importancia de los efectos de la no-linealidad sobre la respuesta estructural, es decir, disminución de la frecuencia de vibrar en función de la fuerza a la que es sometida la base. Los efectos son de igual importancia en ambas direcciones. La frecuencia fundamental se reduce aproximadamente de 0.4 a 0.35 Hz del evento 1 al evento 7, respectivamente.

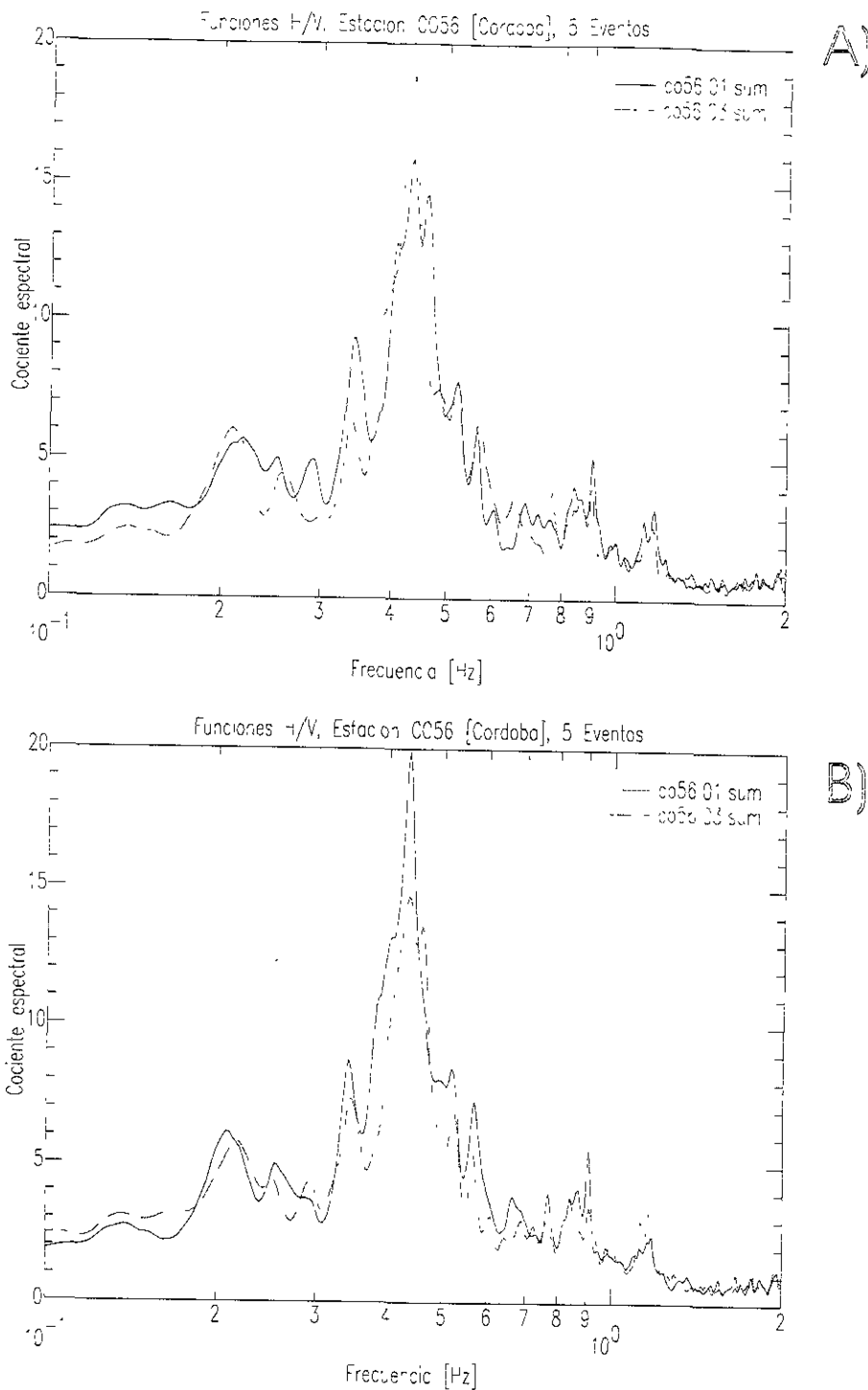


Figura 2-15. Funciones de transferencia H/V en la estación CO56 (estación de campo libre para el edificio Plaza Córdoba). Se muestra el promedio de 5 eventos en las dos direcciones en las que está orientado el edificio. a) Cocientes espectrales NS/V (línea continua) y EW/V (línea discontinua). b) Cocientes espectrales de los componentes horizontales rotados en la dirección de los ejes del edificio, L/V (línea continua) y T/V (línea discontinua).

Estudio paramétrico del edificio Plaza Córdoba

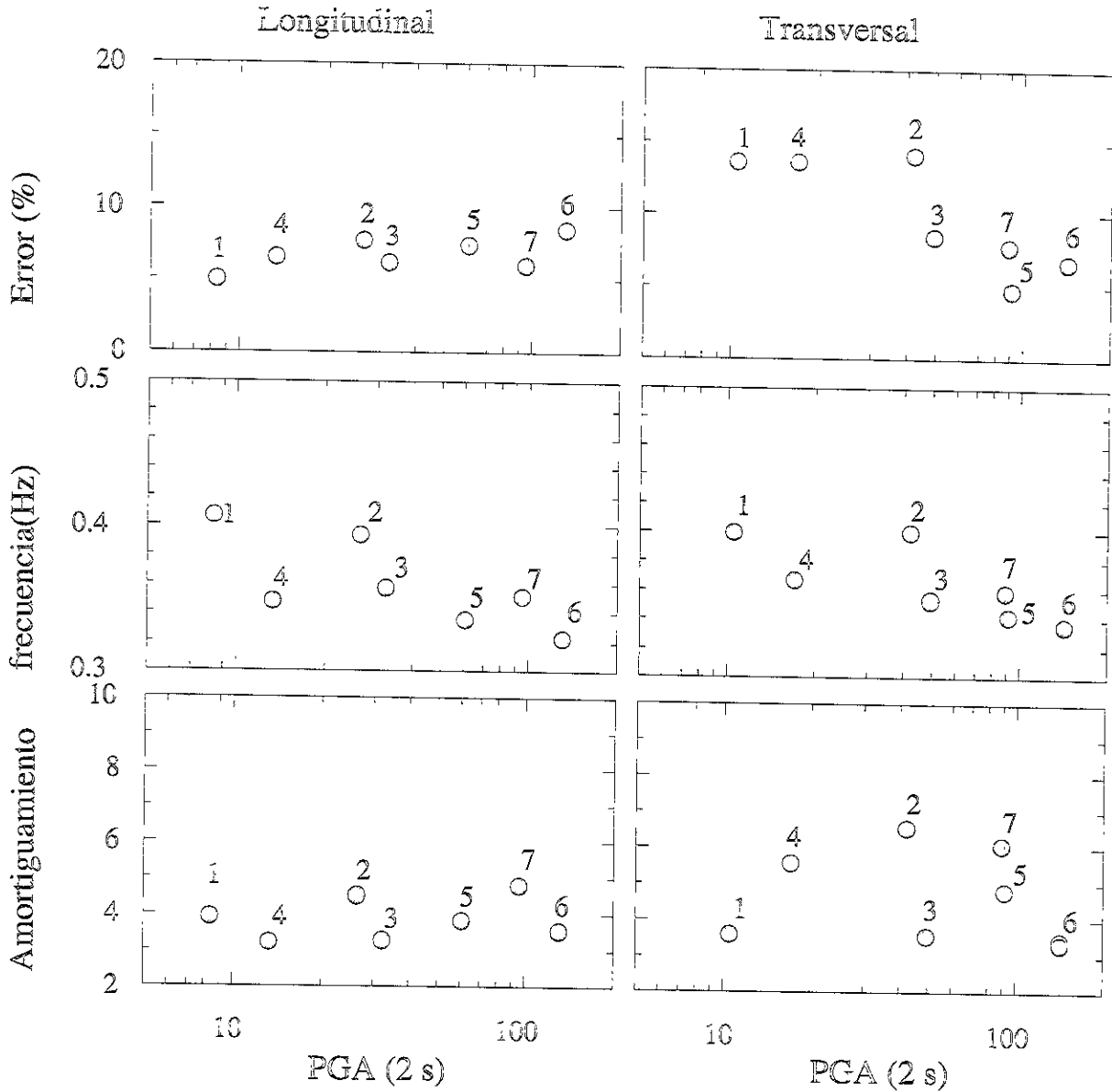


Figura 2-16. Resultados del estudio paramétrico en el edificio Jalapa. Valores de frecuencias y amortiguamiento del modo fundamental de vibrar del edificio Jalapa en función de pseudoaceleración espectral a 0.5 Hz. Se muestra el porcentaje de error en la obtención de dichos valores. Los dígitos junto a cada círculo indican el número de evento (Tabla 2-5).

Tabla 2-6. Resultados del estudio de identificación paramétrica en el Edificio Plaza Córdoba

Evento	Longitudinal			Error %	Transversal			Error %
	1	2	3		1	2	3	
1	0.3985	1.3900	2.2208	4.373	0.3974	1.6799	1.8102	3.573
	4.2877	6.4946	6.5914		3.5907	6.5004	6.6627	
2	0.3915	1.3851	1.9876	6.108	0.3933	1.6639	2.9794	5.417
	4.5191	6.5495	6.4920		9.0605	9.1845	7.1821	
3	0.3595	1.3683	2.1918	5.526	0.3527	1.6640	2.6723	3.251
	3.2770	8.8129	6.0887		3.0525	5.6632	7.3736	
4	0.3491	1.3444	2.0246	6.796	0.3606	1.6833	2.9738	11.402
	3.1466	9.2981	7.1136		4.6349	4.5456	6.0173	
5	0.3354	1.3647	2.0250	7.394	0.3339	1.5859	2.4125	2.724
	3.8351	8.2755	5.3590		4.4100	6.2829	6.5272	
6	0.3291	1.3489	2.2163	7.644	0.3517	1.5762	2.2974	3.918
	3.5380	10.7482	9.8553		3.4392	6.9893	8.9006	
7	0.3459	1.2875	2.2023	4.639	0.3431	1.3892	2.2101	2.234
	4.0970	6.2693	-1.2588		3.6586	5.1859	6.5721	

De la misma forma que en el estudio del edificio Jalapa, en la Figura 2-17 se compara el desplazamiento relativo horizontal $u'(t) - u'_0(t)$ con el movimiento de balanceo, $h\nu(t)$, para el evento 6. Los registros han sido filtrados mediante un filtro Butterworth pasabajas con una frecuencia de corte de 1 Hz. Se observan similitudes en la forma de onda al final de los registros solo en la dirección T, lo cual indica la importancia de la rigidez de la estructura en esa dirección. Características similares se observan durante los eventos 2, 3 y 7. Este resultado sugiere que los efectos de ISE debidos al edificio Plaza Córdoba son de mayor importancia en la dirección T. Ello se puede observar en la reducción de amplitud del cociente espectral H/V, calculado en los registros filtrados en la dirección de los ejes de la estructura, en la estación de campo libre CO56.

Comportamiento no-lineal

En la Figura 2-18 se muestran las ordenas espectrales de $\phi(f_0)$ promediadas alrededor de la frecuencia de interacción, f_0 , en función de la pseudoaceleración espectral registrada en la base. En ambas direcciones, L y T, el movimiento en la base es del mismo orden en relación al movimiento de flexión (o distorsión estructural). Una vez más, este resultado sugiere que a la frecuencia de la interacción, existen efectos al nivel de la interface suelo-cimentación, que contribuyen a la no-linealidad de las estructuras. La semejanza entre el movimiento relativo horizontal y el de balanceo en la parte final de esos movimientos (Figura 2-17) muestra que en la dirección T la rigidez de la estructura es más importante que la del suelo.

Modelado de la respuesta estructural

En el caso del edificio Córdoba, se presentan resultados preliminares de la respuesta calculada solo para el evento 6 en la dirección T. Esto se debe principalmente a dos razones: 1) los resultados del estudio paramétrico muestran que la respuesta es similar en ambas direcciones, y 2) para esta estructura carecemos de información estructural, así como de registros en el sótano y campo libre para una adecuada estimación de los movimientos de la base. La Figura 2-19 muestra los resultados al considerar que la velocidad de las ondas de corte y espesor de la capa de suelo son 120 m/s y 65 m, respectivamente (estos parámetros permiten obtener un valor aproximado de la frecuencia fundamental de los depósitos de suelo). La densidad y amortiguamiento del terreno, así como las propiedades del semiespacio son similares a los de la Tabla 2-4. En la Figura 2-19 se observan diferencias menores entre las frecuencias observada y calculada. En efecto, resultados del análisis paramétrico muestran que la frecuencia en base fija coincide con la frecuencia de la ISE. La respuesta en amplitud es subestimada por el modelo, principalmente para el desplazamiento de la base, el cual presenta amplitudes importantes a la frecuencia de la interacción y a frecuencias superiores. Sin embargo, tales variaciones de amplitud no pueden tomarse como representativas, ya que como se comentó antes, la estación de campo libre se encuentra a más de 100 m de distancia.

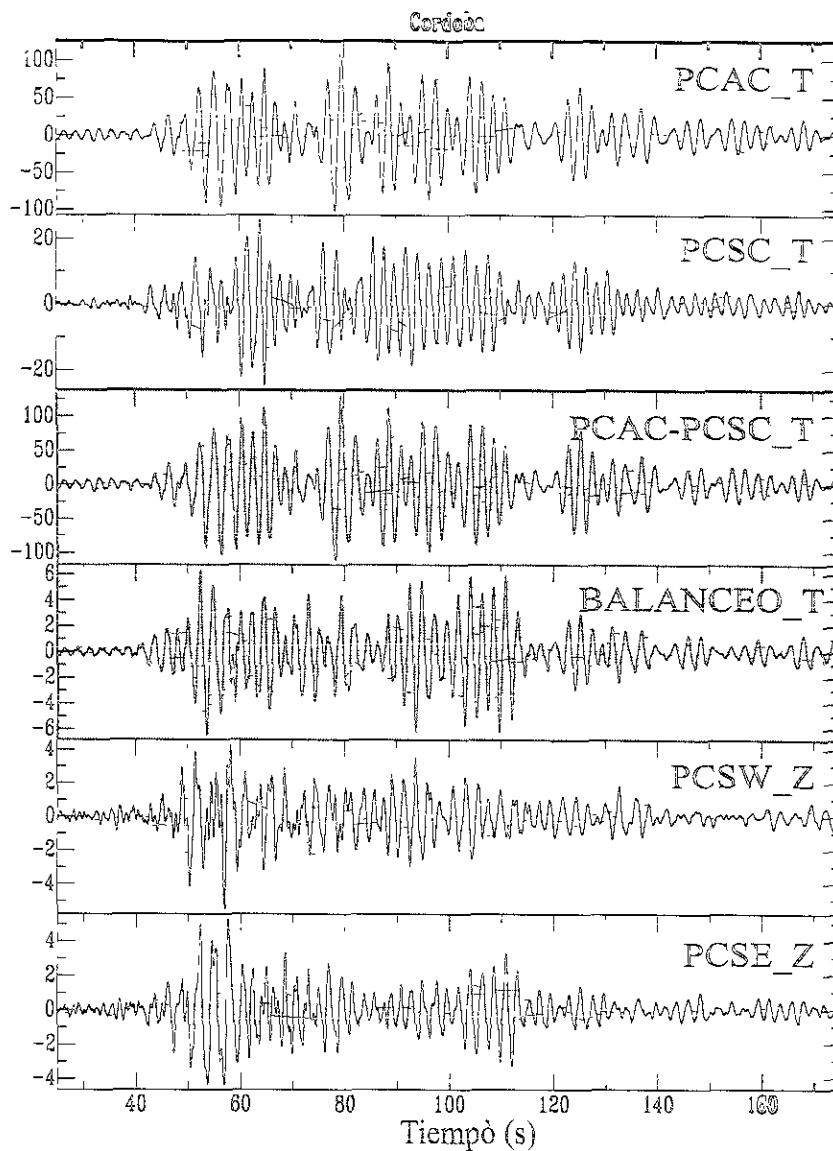


Figura 2-17. Registros del evento 6 en el edificio Plaza Córdoba. Las trazas se encuentran filtradas mediante un filtro Butterworth con una frecuencia de corte de 1 Hz. La tercera traza se obtiene de las dos primeras y la cuarta traza de las dos últimas (ver texto para explicación). La similitud entre las trazas en fondo gris indica la importancia de la interacción inercial suelo-estructura en la dirección más rígida del edificio.

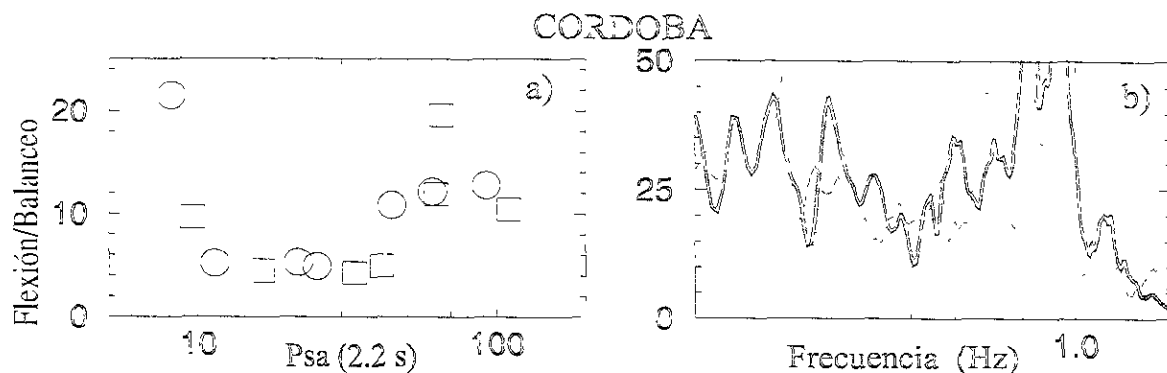


Figura 2-18. Razones espectrales entre los movimientos de flexión y de balanceo. a) Ordenadas espectrales estimadas del promedio alrededor de la frecuencia de interacción (banda gris de la figura 18b). Los círculos y los cuadros corresponden a las direcciones longitudinales y transversales, respectivamente. b) Ejemplos de funciones de transferencia (evento 6) utilizadas para calcular los valores de la figura 18a).

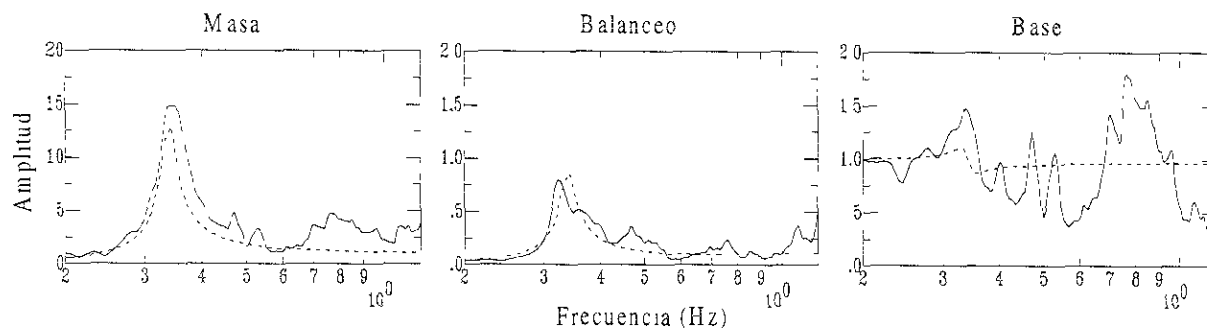


Figura 2-19. Respuesta observada (línea continua) y calculada (línea discontinua) para el edificio Plaza Córdoba en la dirección transversal durante el evento 6.

3.2 ISE: efectos en el movimiento de campo libre

A continuación exploramos el movimiento del terreno entorno a la base del edificio Jalapa. El procedimiento se realiza en dos etapas. En la primera etapa analizamos los registros de la base, pozo (20 m) y campo libre en los dominios del tiempo y la frecuencia. En especial el campo de ondas es estudiado alrededor de la frecuencia de la ISE obtenida del análisis paramétrico. En la segunda etapa utilizamos las funciones de impedancia, evaluadas con los modelos de cono, para movimientos horizontal y balanceo con el fin de cuantificar las fuerza y el momento desarrollados en la interface suelo-cimentación. Estas fuerzas son utilizadas como segundas fuentes puntuales para propagar los

desplazamientos resultantes de la ISE, via funciones de Green para un medio estratificado, a la superficie del terreno.

3.2.1 Análisis del movimiento del suelo

Con el propósito de identificar el campo de ondas difractado por las estructuras en la proximidad de su cimentación, se empleó una técnica de identificación que incluye el análisis de la forma de onda dentro de un esquema tiempo-frecuencia. Por un lado, empleamos la técnica del filtrado múltiple (Dziewonsky, 1969) para calcular los espectros evolutivos de los registros de aceleración; técnica que permite caracterizar una señal por su contenido de energía en el plano tiempo-frecuencia. Por otra parte, analizamos los registros filtrados alrededor de la frecuencia de la ISE mediante un filtro de polarización que permite caracterizar las direcciones asociadas al movimiento de partícula del terreno (Vidale, 1986). El filtro de polarización se aplica a señales de tiempo que hayan registrado en un mismo punto el movimiento del suelo en dos o tres componentes. Los datos en el análisis de polarización consisten de un registro de tres componentes del movimiento, esto es, tres series de tiempo, $u_r(t)$ para el componente radial del movimiento (x), $v_r(t)$ para la componente tangencial (y), y $w_r(t)$ para el componente vertical del movimiento (z). El subíndice r indica que se trata de la señal de registro. Cada componente es convertida en una señal analítica

$$\begin{aligned} u(t) &= u_r(t) + iH(u_r(t)) \\ v(t) &= v_r(t) + iH(v_r(t)) \\ w(t) &= w_r(t) + iH(w_r(t)) \end{aligned} \quad (2-23)$$

donde H representa la Transformada de Hilbert e i es la unidad imaginaria $\sqrt{-1}$.

La señal analítica puede ser utilizada para calcular la matriz de covarianza

$$C(t) = \begin{bmatrix} uu^* & uv^* & uw^* \\ vu^* & vv^* & vw^* \\ wu^* & wv^* & ww^* \end{bmatrix} \quad (2-24)$$

donde los asteriscos representan el complejo conjugado. Los tres valores característicos (λ_i) y los tres vectores característicos (x_i, y_i, z_i) pueden ser calculados analíticamente para instante de tiempo

$$\begin{bmatrix} x_i \\ y_i \\ z_i \end{bmatrix} [C - \lambda_i I] = 0 \quad i = 1, 2, 3. \quad (2-25)$$

La señal analítica es compleja, la matriz de covarianza es Hermitiana y por lo tanto tiene valores característicos reales positivos, y los vectores característicos son en general complejos. Vidale (1986) muestra que es posible obtener la dirección de polarización del movimiento horizontal (strike) y el movimiento de partícula en la dirección vertical (dip). El vector característico $P(x_0, y_0, z_0)$ asociado con el mayor valor característico (λ_0). El vector P es rotado entre 0 y 180 grados para encontrar su mayor componente real (X). La componente elíptica de polarización puede ser estimada mediante

$$P_E = \sqrt{\frac{1 - X^2}{X}} \quad (2-26)$$

P_E adquiere valores entre 0 y 1. El valor de 1 indica movimiento polarizado circularmente y 0 para movimiento polarizado linealmente. El strike (ϕ) y dip (δ) de la dirección de máxima polarización están dados por

$$\phi = \tan^{-1} \left(\frac{\text{Re}(y_0)}{\text{Re}(x_0)} \right) \quad \delta = \tan^{-1} \left(\frac{\text{Re}(z_0)^2}{\sqrt{\text{Re}(x_0)^2 + \text{Re}(y_0)^2}} \right) \quad (2-27)$$

Si el vector de polarización P señala hacia la dirección del epicentro (la fuente de energía que produce el movimiento), entonces $\phi = \delta = 0$. En la Figura 1-20 se esquematizan la forma en que ϕ y δ determinan el movimiento de partícula. Una medida de la fuerza de la polarización en la señal puede ser estimada mediante

$$P_s = 1 - \frac{\lambda_1 + \lambda_2}{\lambda_0} \quad (2-28)$$

P_s será igual a 1 si la señal es completamente polarizada, y tendrá como limite inferior el valor de 0 si $\lambda_0 \approx \lambda_1 + \lambda_2$.

Antes de aplicar el esquema de identificación quisimos validarlo en un estudio experimental en el cual hay un mayor control de todos los parámetros involucrados. Un experimento diseñado para observar efectos de ISE fue llevado a cabo por Gueguén y Bard (1998) en Eurosite-Test, en el valle de Volvi, Grecia. Se trata de un área donde se cuenta con amplia descripción de las características geotécnicas del suelo. Durante ese experimento, una estructura de concreto reforzado de seis niveles (escala 1:3) fue forzada a vibración y el movimiento del terreno fue registrado en, y entorno a la estructura. En la Figura 2-21 se muestran los resultados del análisis de polarización aplicado a los registros de una estación (situada a 6 m de distancia del edificio) cuyo componente EW es perpendicular a la fuerza aplicada. En esa figura se muestran los resultados obtenidos al suponer, en primer lugar, que la componente EW coincide con la dirección de la fuerza aplicada a la estructura. Posteriormente,

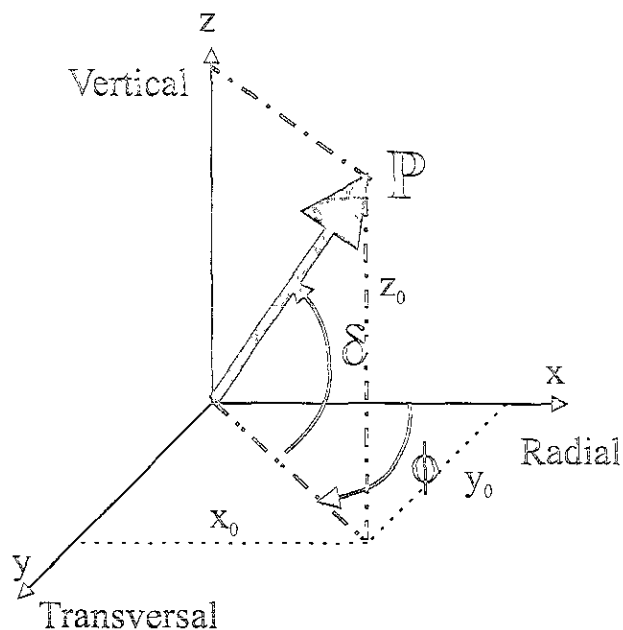


Figura 2-20. Parámetros que determinan la dirección del movimiento de partícula del terreno. ϕ , la dirección de polarización del movimiento horizontal (strike) y δ , el movimiento de partícula en la dirección vertical (dip). P representa un vector de posición de una partícula de suelo en un instante de tiempo.

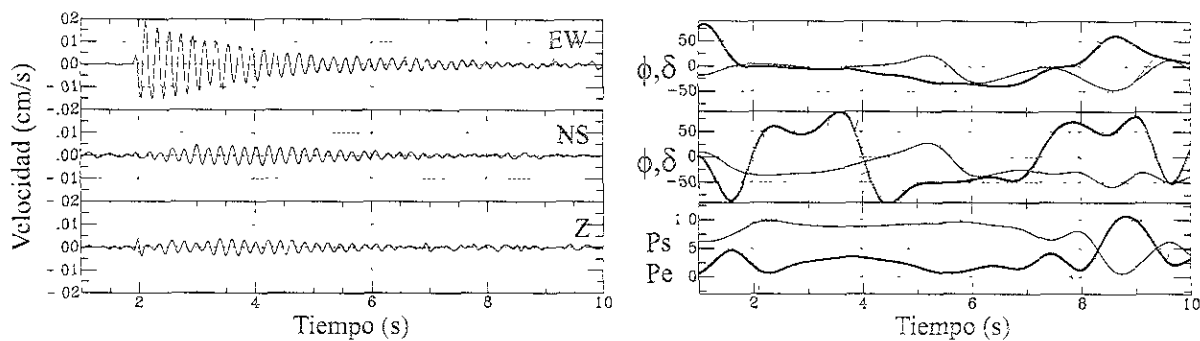


Figura 2-21. Registros de velocidad en sus tres componentes (123) obtenidos durante un experimento de ISE. En la parte derecha se presenta el análisis de polarización de movimiento de partícula de las trazas de velocidad. En los primeros dos cuadros, la línea gruesa y delgada representa el strike (ϕ) y el dip (δ), respectivamente. Los parámetros direccionales del primer cuadro son obtenidos cuando se considera el componente EW como la dirección radial. En el segundo cuadro, el análisis es llevado considerando que el componente NS apunta en la dirección de propagación. El tercer cuadro muestra la componente elíptica (Pe) y fuerza de polarización (Ps) en línea gruesa y delgada, respectivamente.

imponemos al filtro de polarización que asuma que el componente NS está orientado en la dirección de fuerza. Los registros de la Figura 2-21a muestran que todo el movimiento es registrado en el componente que coincide con la dirección de la fuerza (componente EW). Cuando el filtro de polarización toma en cuenta que éste componente apunta en la dirección de la fuerza, la polarización del movimiento de las partículas del terreno es obtenida correctamente: 0° en el strike y 0° en el dip (Figura 2-21b). En el caso de tomar en cuenta que el componente NS coincide con el vector fuerza, se observa que alrededor de 4 s el strike pasa de positivo a negativo, lo cual indica la presencia de ondas superficiales (Vidale, 1986). Esta onda superficial se puede observar en los registros de los componentes NS y Z. En esos registros se observa un tren de ondas similar entre 2 y 4 s de duración. En la Figura 2-21b también se muestran otros dos parámetros que se obtienen al aplicar el filtro de polarización. Se observa que P_e es muy cercano a 0.5 entre 2 y 8 s, lo cual indica que el movimiento del suelo se debe principalmente a ondas superficiales. Esto es confirmado por P_s , que alcanza valores cercanos a 1, indicando que el movimiento del suelo entre 2 y 8 s está completamente polarizado en la dirección del movimiento de las partículas del medio. Los resultados que se muestran en la Figura 2-21b muestran que el movimiento que se registra en campo libre, debido a la excitación de la estructura, se debe a ondas superficiales. Para una estación donde alguno de los componentes horizontales está orientado en la dirección de la fuerza, el dip es en promedio 45° debido a la polarización en plano del movimiento P-SV. Para una estación localizada a 45° de la dirección de la fuerza, es decir, el sentido diagonal de la estructura, el reconocimiento depende de la distancia a la estación y la amplitud del movimiento registrado. El empleo de la técnica del filtrado múltiple confirman que la mayor cantidad de energía elástica se propagó alrededor de la frecuencia del sistema acoplado y el movimiento asociado corresponde a ondas superficiales.

La técnica del filtrado múltiple aplicado a los datos experimentales muestra que no es posible la identificación de los efectos de ISE en el movimiento sísmico registrados alrededor de las estructuras. Esto se debe a que la posible energía difractada durante la ISE se encuentra inmersa en el campo de ondas incidente. En efecto, la energía del movimiento sísmico se propaga principalmente en la frecuencia fundamental de las capas de suelo (0.5 Hz). De esta forma, es conveniente separar el campo de onda que se propaga en la frecuencia fundamental de la ISE. Así, el movimiento del terreno (sotano, centro, pozo a 20 m y campo libre) para cada evento fue filtrado alrededor de tal frecuencia. El filtro utilizado es un filtro gaussiano centrado a la frecuencia fundamental de la ISE calculada previamente en el estudio paramétrico (Tabla 2-4). La primera característica que se observa en los registros filtrados es la diferencia en la forma de onda. En el componente L de los registros de los eventos 1, 2, 3 y 4 el movimiento del suelo filtrado en la frecuencia de la ISE tiene la misma forma de ondas en los tres puntos de medición. Para esos eventos la frecuencia de la ISE es mayor a la frecuencia del sitio. Para los registros de los eventos 5, 6 y 7 (para los cuales la frecuencia de la ISE es menor que la frecuencia del sitio), el movimiento del terreno en ambas direcciones (T y L), así como en ambos edificios, no presenta diferencias en la forma de ondas que se registra en los tres puntos de observación. Sin embargo, en los registros verticales, la forma de onda es diferente en éstos tres puntos. La Figura 2-22 muestra el movimiento del terreno filtrado en la frecuencia de la ISE en las direcciones T y Z para los eventos 3 y 6. En esa figura se observa que el movimiento del suelo es diferente en los tres puntos de observación, no coinciden las formas de onda entre ninguno de esos puntos. Esta observación sugiere

que los movimientos verticales del suelo son afectados por la ISE, sin importar si la frecuencia del sistema suelo-estructura es mayor o menor que la frecuencia del sitio. También se observa que para el evento 3 el movimiento transversal, el cual está filtrado a una frecuencia mayor (0.57 Hz) que la frecuencia del sitio, presenta algunas diferencias en la forma de onda.

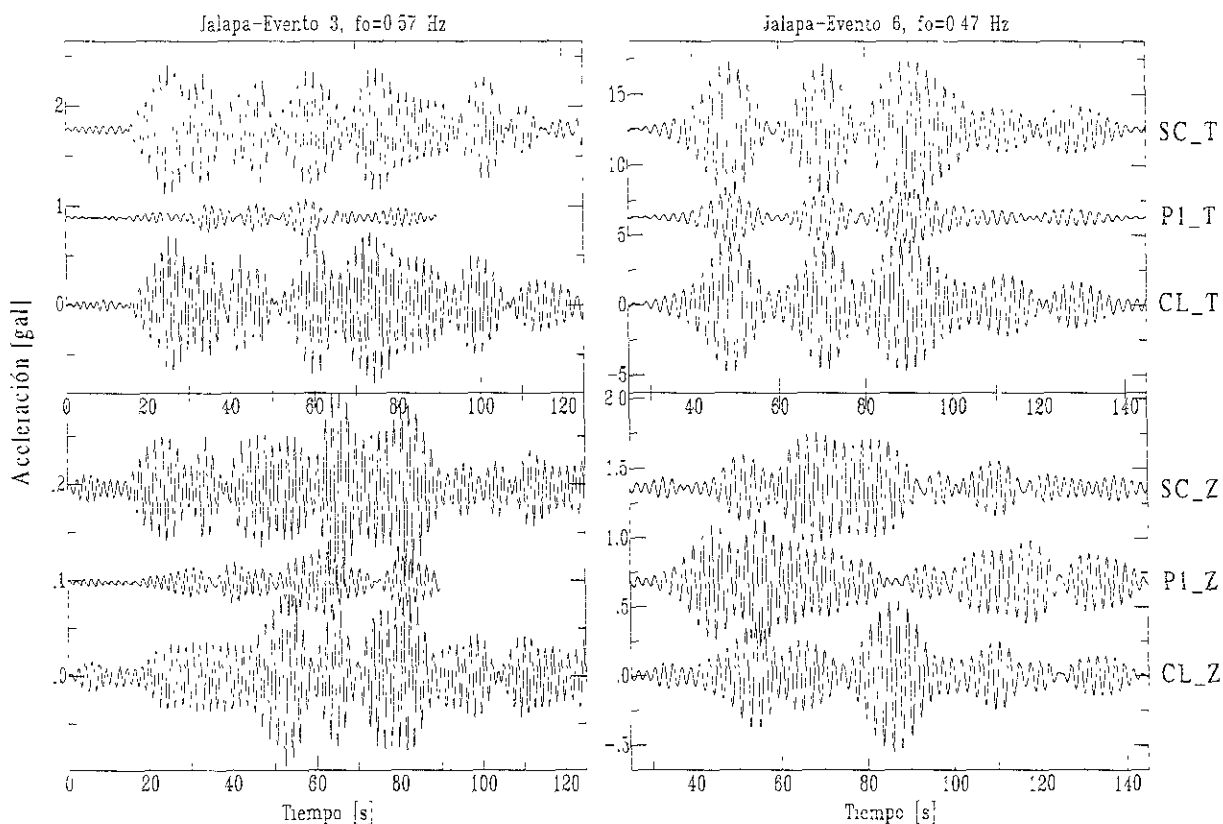


Figura 2-22. Registros de aceleración en el edificio Jalapa en las estaciones de la base centro (SC), campo libre (CL) y profundidad (P1) filtrados en la frecuencia de la ISE de la dirección longitudinal. Las extensiones T y Z se refieren a los componentes transversal y vertical. Observe las diferencias que prevalecen en la forma de onda de los componentes verticales si estos son explorados en frecuencias arriba y abajo de la frecuencia del sitio (0.5 Hz).

El análisis del movimiento registrado en los edificios dio los resultados esperados. Los parámetros direccionales del movimiento de partícula parecen ser afectados por los efectos que modifican los registros verticales en frecuencias cercanas a la frecuencia de la ISE. El análisis mediante la técnica del filtrado múltiple confirma esta observación. La Figura 2-23 muestra los contornos de amplitud espectral para el movimiento horizontal registrado en la estación de campo libre del edificio Jalapa. Se observa que gran parte de la energía sísmica se propaga alrededor de la frecuencia del sitio (0.5 Hz). Sin embargo, si observamos el movimiento relativo, diferencia temporal entre el movimiento en el sótano centro y el campo libre, encontramos que la energía presenta máximos concentrados en la frecuencia de la ISE (indicada por una línea horizontal sobre el diagrama tiempo-frecuencia). Por ello,

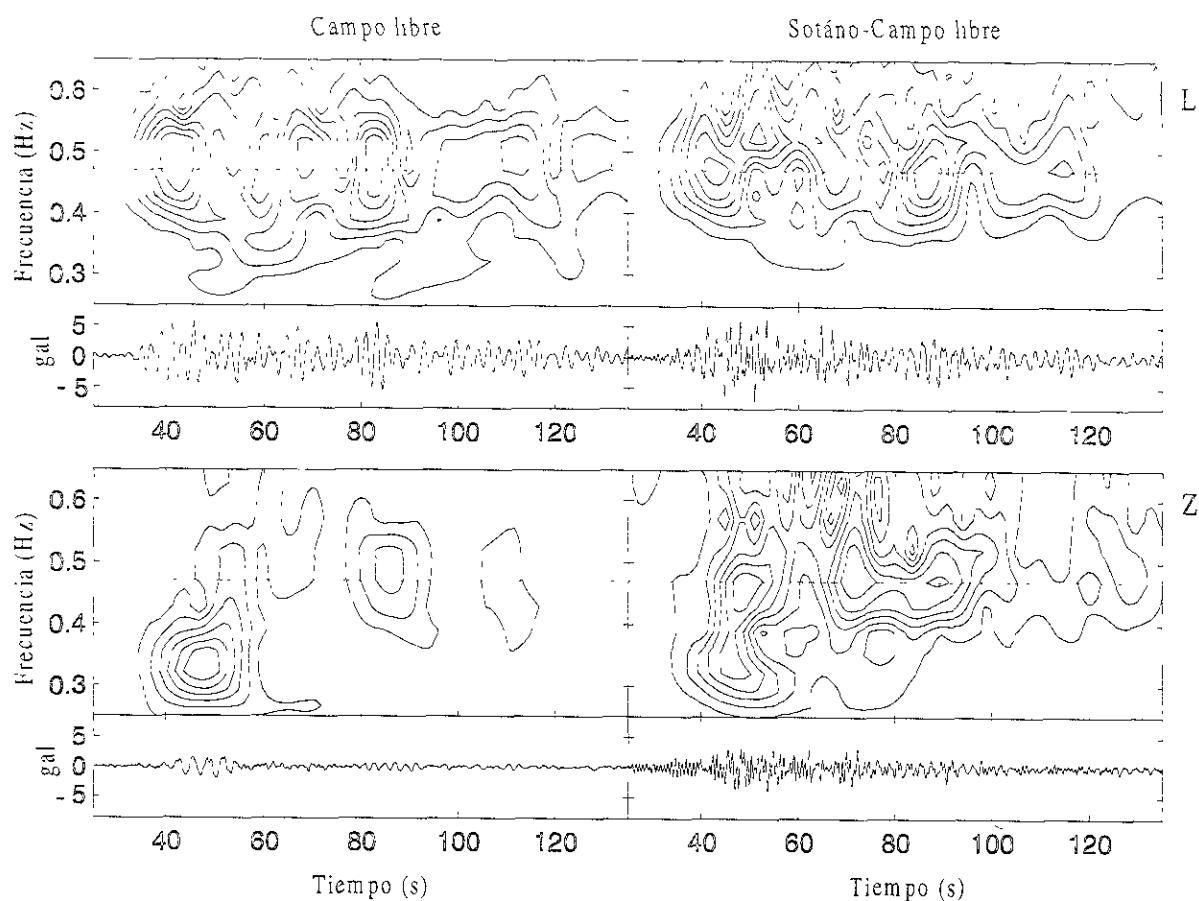


Figura 2-23. Contornos de amplitud espectral obtenidos de la técnica del filtrado múltiple aplicada a los registros de campo libre y al movimiento relativo horizontal. Las trazas se han filtrado mediante un filtro pasabajos con un frecuencia de corte de 1 Hz. La línea discontinua horizontal a lo largo de los contornos espectrales indica la frecuencia de la ISE (0.47 Hz).

con el fin de eliminar parte del campo incidente, se decidió analizar los movimientos relativos de la estructura. La semejanza de los movimientos relativos mostrados en la Figura 2-10 muestra que en la dirección L existe un acoplamiento del movimiento relativo (horizontal y de balanceo) de la estructura en el plano horizontal-vertical. Si esto es así, entonces tenemos un movimiento acoplado presente en dos desplazamientos relativos de la base: 1) un desplazamiento horizontal con respecto al movimiento de campo libre, y 2) un desplazamiento vertical con respecto al movimiento en profundidad. El cálculo de esos desplazamientos se realizó en el dominio del tiempo. El desplazamiento horizontal es la diferencia entre los movimientos horizontales de la estación del centro de la base y la estación de campo libre. El desplazamiento vertical es la diferencia entre los movimientos verticales de la estación del centro de la base y la estación a 20 m de profundidad. Para identificar esos efectos, se filtraron esos dos desplazamientos alrededor de la frecuencia de la interacción. La Figura 2-24a muestra los resultados para los registros del evento 7. La primera y segunda trazas, de arriba hacia abajo, corresponden a los

movimientos relativos del edificio en la dirección horizontal y vertical. La tercera traza es el movimiento de balanceo de la base, y la cuarta y quinta traza, representan el movimiento de la base relativo a los desplazamientos vertical en profundidad y horizontal en campo libre. En esa figura podemos observar un tren de ondas común en todas las trazas que aparece al tiempo de 125 s. Si las mismas trazas son exploradas en otra banda de frecuencia, resulta difícil identificar tal tren de ondas (Fig. 2-24b). Resultados similares se observan para los eventos 6 y 3, y en menor proporción para los eventos de menor magnitud. Cabe señalar que estas observaciones se presentan sólo en la dirección L del edificio Jalapa, pues es en esa dirección donde los efectos de inerciales de la ISE son de mayor importancia.

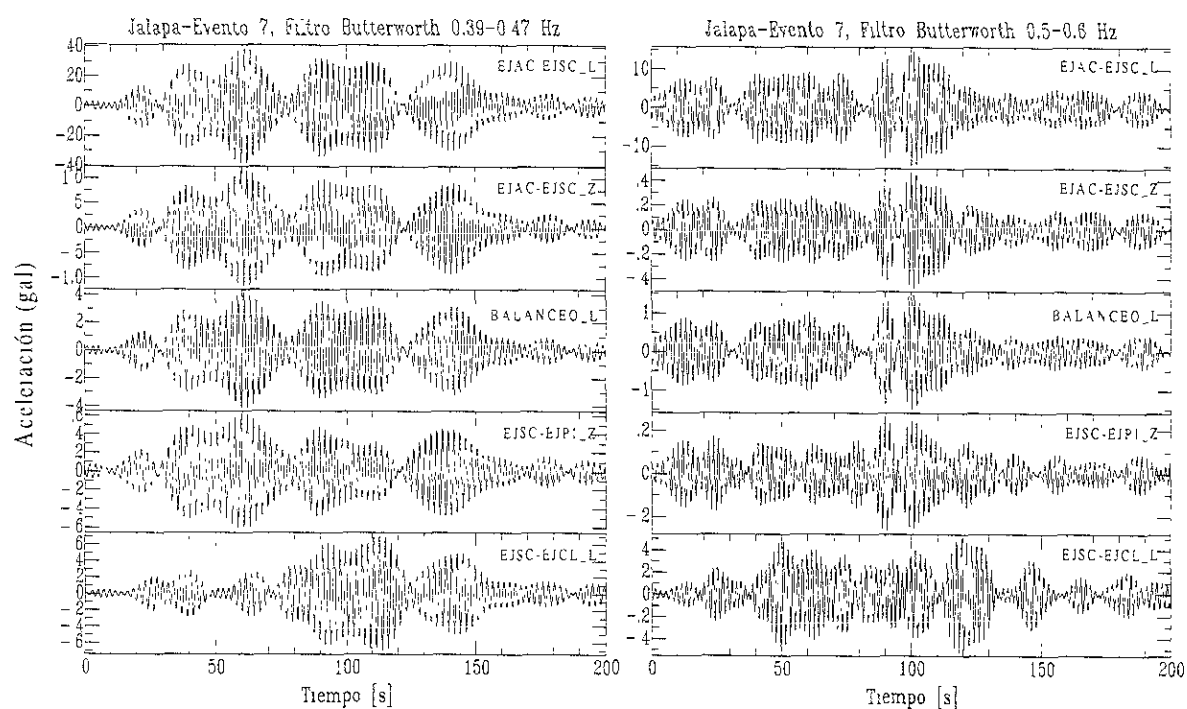


Figura 2-24. a) Movimientos relativos del edificio Jalapa filtrados en la banda de la ISE. Los registros corresponden al evento 7. b) Mismas trazas de la figura 24a) filtradas en otra banda de frecuencia.

3.2.2 Cálculo del campo de onda difractado

Con el fin de cuantificar la magnitud de los desplazamientos generados por los efectos de la ISE en la vecindad de la cimentación, modelamos el campo de ondas difractado por el edificio Jalapa mediante el siguiente procedimiento. Primero, estimamos la fuerza de corte (P_0) y momento de balanceo (M_0) generados en la base de la estructura con la ayuda de las funciones de impedancia calculadas a partir de modelos como (Wolf, 1994). La sección 3.1.1 muestra que la respuesta estructural de este edificio puede ser satisfactoriamente aproximada mediante tales funciones. Para calcular las fuerzas, P_0 y M_0 , primero, convertimos los registros de aceleración, del movimiento relativo horizontal (sótano centro

menos campo libre) y de balanceo en la dirección a desplazamientos. En este estudio solo se utilizó el componente L , pues como se mostró en la sección 3, es en esta dirección donde se presentan en mayor medida los efectos inerciales de ISE. Posteriormente, realizamos el producto de esos movimientos por la correspondiente función de impedancia para una cimentación superficial descansando en una capa de suelo sobre un semiespacio flexible. La banda de frecuencia de estos cálculos es de 0.125 y 2.5 Hz. Las características elásticas del modelo de suelo se muestran en la Tabla 4, y las características estructurales del edificio se muestran en la Tabla 2-5. Los parámetros del modelo han sido elegidos para obtener una frecuencia fundamental de vibrar de la capa de 0.5 Hz.

Una vez que conocemos las fuerzas P_0 y M_0 , calculamos los desplazamientos en superficie causados por esas fuerzas utilizando el método del coeficiente generalizado reflexión-transmisión (Hisada, 1994). Este método permite calcular las funciones de Green para un semiespacio estratificado cuando la distancia fuente-receptor es pequeña. En este estudio empleamos las fuerzas desarrolladas en la base como cargas puntuales distribuidas a lo largo de la interface suelo-cimentación (Bard *et al.*, 1996; Guéguen y Bard, 1998). La fuerza de corte $P_0(\omega)$ fue uniformemente distribuida a lo largo de una longitud de la base ($2L$) como $2n$ fuerzas horizontales de amplitud $P_0(\omega)/n$. El momento de balanceo $M_0(\omega)$ fue representado como n pares verticales de esfuerzos verticales, con amplitud que se incrementa linealmente en función de su posición sobre la longitud $2L$ (para este estudio $n=10$). El modelo elástico del suelo es el mismo que el de la Tabla 2-4.

El movimiento en superficie fue calculado a 50, 250, 500, 750 y 1000 m de distancia a partir de la base centro del edificio. La Figura 2-25 muestra los desplazamientos en la dirección horizontal para esas distancias para los eventos 3 y 6. Estos desplazamientos incluyen la contribución de dos esfuerzos: la fuerza de corte y el momento de la base. En esa figura también se presentan los registros de la estación CU (ver Fig. 2-26) que puede ser considerada como sitio de referencia por encontrarse en terreno firme, y en fondo gris el desplazamiento relativo horizontal y de balanceo. Todas las señales se encuentran filtradas con un filtro pasabandas con una frecuencia de corte de 1 Hz. Se observa que el movimiento del suelo en terreno firme contrasta con la peculiar propagación de ondas con frecuencia dominante del sitio del edificio Jalapa. A distancias menores de 250 m, la contribución del movimiento de balanceo al desplazamiento calculado es mayor que los desplazamientos producidos por la fuerza de corte. Para distancias mayores de 250 m se observa que la amplitud del movimiento se reduce a milésimas de cm. Sin embargo, es interesante observar que para el evento 3 (de menor magnitud), las formas de onda que aparecen después de 80 s en el movimiento de balanceo, son apreciables en todos los puntos de observación. Para el evento 6, del cual se esperaba mayor semejanza entre el movimiento inicial y el calculado a diferentes distancias, no se observan contribuciones mayores que las observadas para el evento 3. El análisis de los desplazamientos horizontales generados solo por la fuerza de corte durante el evento 6, indica que ésta fuerza produce mayores amplitudes en los diferentes puntos de observación que aquellas producidas por el momento de la base. Estos resultados indican que para frecuencias de ISE mayores que la frecuencia del sitio, el movimiento de balanceo es más importante sobre el campo difractado por la estructura. Resultados similares se observaron para los eventos 2 y 7.

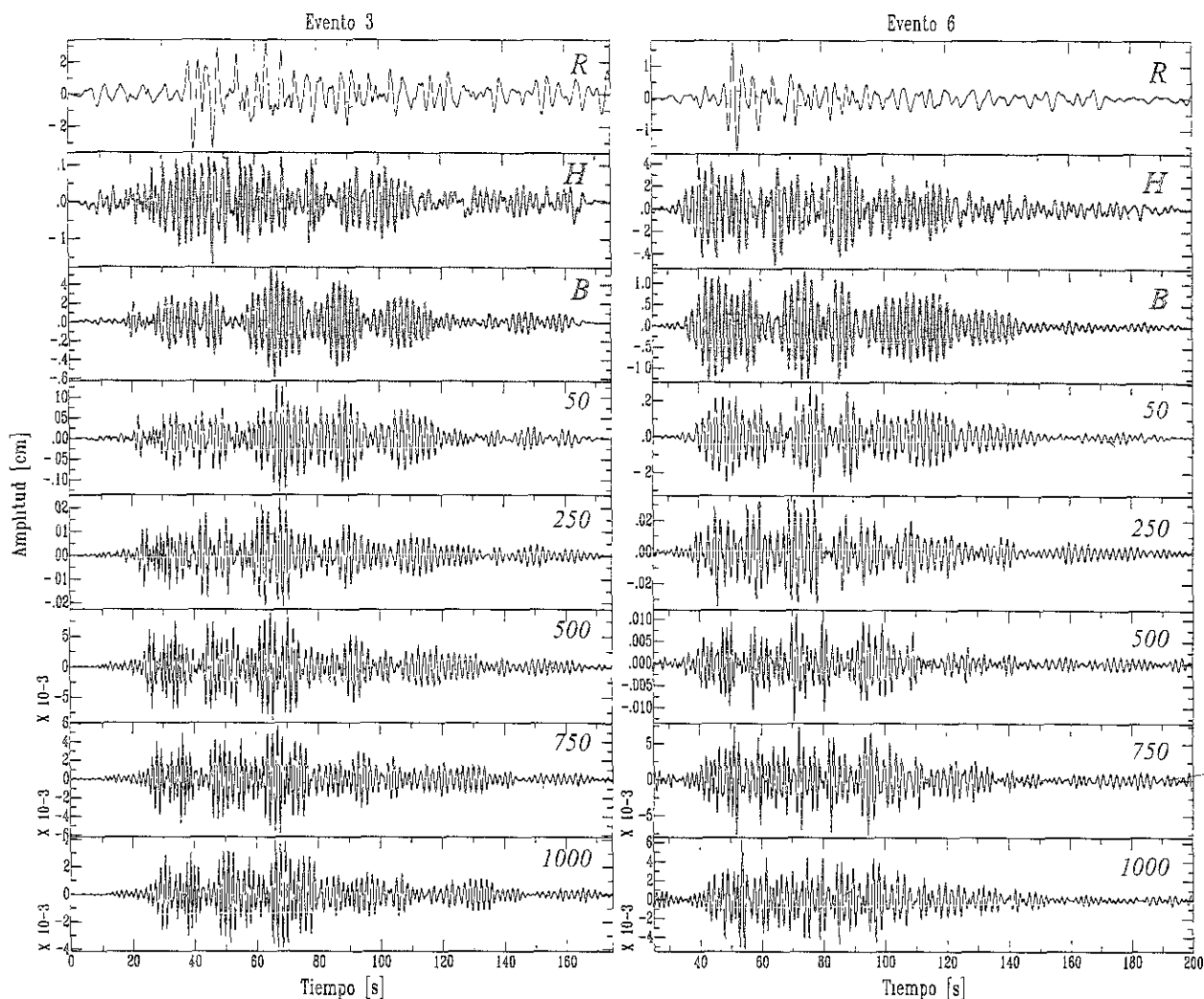


Figura 2-25. Resultados de la simulación numérica para el cálculo del desplazamiento horizontal generado por el campo de onda difractado por el edificio Jalapa para los eventos 3 y 7. La primera traza indicada con la letra R, corresponde al desplazamiento registrado en una estación de terreno firma (CU). Las trazas en fondo gris son el movimiento de la base centro relativo a la estación de campo libre (H) y el movimiento de balanceo (B) en el edificio. Las subsecuentes trazas son los desplazamientos calculados en diferentes distancias debidos a la fuerza de corte y momento generados en la interface suelo-cimentación. Todas las trazas se encuentran filtradas con un filtro pasabajos con frecuencia de corte de 1 Hz.

4. Mediciones de vibración ambiental

El objetivo principal de este estudio fue el de realizar mediciones de vibración ambiental enfocadas a determinar evidencias del efecto de interacción suelo-estructura en el movimiento de "campo libre". Se presenta, en primer lugar, las consideraciones utilizadas para elegir los inmuebles a estudiar. En efecto, una de las limitaciones que tuvo el estudio con movimientos fuertes, fue el restringirse a edificios instrumentados. En ese momento, y como una primera aproximación al problema, se recurrió a las bases de datos ya registrados en los edificios instrumentados y en la Base Mexicana de Datos de Sismos Fuertes (Alcántara *et al.*, 1999) Ello permitió realizar un estudio rápido y económico, pues todos los datos a analizar ya estaban disponibles. Sin embargo, una de las conclusiones de ese estudio fue la necesidad de buscar otro tipo de mediciones que permitiera identificar con mayor claridad los efectos debidos a un solo edificio. Es decir, se requería aislar la contribución de un único edificio al movimiento de campo libre, lo cual no es posible con la disposición actual de los edificios instrumentados en el Distrito Federal y las estaciones de campo libre existentes. Esa fue la motivación principal de este trabajo. En los siguientes párrafos se describen las consideraciones para la selección de inmuebles. En efecto, al ya no requerir que se tratase de edificios previamente instrumentados, las posibilidades de elección se incrementan mucho en el Distrito Federal. Posteriormente se describen las mediciones realizadas y los resultados obtenidos del análisis de las mismas para los dos edificios que fue posible estudiar. Finalmente, con el fin de comparar los resultados anteriores, incluimos el análisis de mediciones de vibración ambiental en un sitio fuera de la ciudad. Se trata de un parte de la zona de lago que se encuentra en la delegación de Tláhuac. En la Figura 2-5 se muestra la ubicación de los sitios donde se realizaron las mediciones de los tres experimentos de vibración ambiental.

4.1. Selección de inmuebles

Como se mencionó en la Introducción, se requiere satisfacer dos condiciones para que los efectos de ISE sean importantes: que las estructuras estén desplantadas sobre suelo blando, y que exista coincidencia entre el periodo propio de la estructura y el de las capas de suelo blando. Uno de los resultados del estudio con movimientos fuertes fue poner en evidencia la dificultad que presenta aislar el efecto de una sola estructura, en un entorno en el que hay una concentración de edificaciones. Por ello, en este trabajo se busca seleccionar estructuras que, además de cumplir los criterios enunciados arriba, se encontraran lo más alejadas posible de estructuras con características (y por ello, con periodos propios) similares.

El primer paso fue seleccionar estructuras que destacaran considerablemente respecto a las estructuras que la rodean. Luego de varios recorridos por distintas zonas de la Ciudad, se seleccionaron los siguientes inmuebles, como aquellos que cumplían esta primera condición:

✧ La torre Crystal, ubicada sobre el Eje 1 Poniente, entre Miguel Laurent y el Eje 7A Sur.

- ✦ Algunos inmuebles de la zona alrededor del cruce entre Insurgentes y el Eje 5 Sur.
- ✦ La torre Mexicana, sobre el Eje 4 Sur.
- ✦ Los dos edificios con números 121 y 151 de la calle Alvaro Obregón, en la colonia Roma.
- ✦ El edificio Plaza Córdoba, en la calle de Córdoba No 42, en la colonia Roma.
- ✦ El Hotel Bamer, situado sobre avenida Juárez, al Sur de la Alameda Central.
- ✦ Alguna de las torres situadas alrededor de la Plaza de Tres Culturas en Tlatelolco.
- ✦ La torre de dirección del Centro Nacional de las Artes, sobre Circuito Interior.

A continuación, consideramos la relación entre periodo dominante de la estructura y el periodo dominante del sitio en que está desplantada. Para ello, se requiere una primera estimación de estos periodos. El periodo del sitio fue tomado del mapa de isoperiodos de la Ciudad de México. Una versión muy confiable de ese mapa fue presentado en Lermo y Chávez-García (1994). Para estimar el periodo dominante de la estructura, utilizamos como primera aproximación la regla de $N/10$, siendo N el número de pisos del inmueble.

Las consideraciones anteriores conducen a ordenar los edificios de acuerdo a la magnitud de los efectos ISS esperados. Los edificios cuyo efecto esperado es mayor: Plaza Córdoba, el Hotel Bamer, los dos edificios situados sobre Alvaro Obregón, alguna de las torres de Tlatelolco, y la dirección del Centro Nacional de las Artes.

Los resultados que a continuación se presentan corresponden a mediciones realizadas en los dos primeros de estos inmuebles. Las razones de ello fueron las siguientes. En primer lugar, siguiendo el razonamiento indicado, seleccionamos el edificio Plaza Córdoba para iniciar las mediciones de este estudio. El procedimiento de adquisición de registros de vibración ambiental consistió en la utilización de dos equipos de medición. Uno de ellos se colocó en la azotea de la estructura seleccionada. El segundo se colocó sobre el terreno, al pie de la estructura. Con esta disposición se midieron algunas ventanas de vibración ambiental. Posteriormente, se desplazó el equipo instalado al pie de la estructura, alejándolo progresivamente de la misma. A diferentes distancias se obtuvieron nuevamente registros de vibración ambiental simultáneamente en ambos instrumentos. El análisis de estas mediciones, presentado más abajo, sugirió sin embargo que este procedimiento no permitía alcanzar el nivel de resolución requerido, y que para este problema se hacía necesario obtener registros de vibración ambiental en terreno libre cercano a la estructura con un arreglo de estaciones. Esto introdujo una restricción adicional a la selección de los edificios estudiados: se requería que se dispusiera de un terreno suficientemente amplio alrededor de la estructura para poder ensayar diferentes arreglos de estaciones. Ello eliminó la posibilidad de realizar mediciones en los edificios de Alvaro Obregón. Por

ello, el segundo edificio estudiado en fue el Hotel Bamer, pues fue posible utilizar la Alameda Central para instalar diferentes arreglos de estaciones. Las mediciones realizadas y los resultados obtenidos se presentan a continuación.

4.2. El edificio Plaza Córdoba

El edificio Plaza Córdoba tiene la ventaja de haber sido estudiado (*e.g.* Rodríguez-Cuevas, 1992; Muria-Vila *et al.*, 1997). Las mediciones de vibración ambiental realizadas en este edificio se realizaron utilizando dos acelerógrafos Kinematics, modelo K2, ambos sincronizados al tiempo absoluto mediante un receptor GPS. En un primer tiempo, se registro algunas ventanas de vibración ambiental con ambos equipos instalados en la azotea, con objeto de comprobar que ambos registraban exactamente lo mismo. A continuación, uno de ellos se dejó en la azotea de la estructura, mientras que el segundo se colocó sobre el terreno, al pie de la estructura (punto 1 de la Fig. 2-26). Posteriormente, se desplazó el equipo instalado al pie de la estructura, alejándolo progresivamente de la misma (puntos 2, 3, y 4 de la Figura 3). Se obtuvieron registros de vibración ambiental simultáneamente en ambos instrumentos, para diferentes distancias del acelerógrafo instalado al nivel de la calle. En cada punto se registraron 4 minutos de vibración ambiental, divididos en dos ventanas de 2 minutos cada una. La Figura 2-26 muestra el croquis de las diferentes posiciones ocupadas.

La Figura 2-27 muestra un ejemplo de los registros obtenidos en las mediciones de vibración ambiental en el sitio del edificio Plaza Córdoba. Los primeros tres registros corresponden a las trazas registradas en la azotea del edificio, mientras que las últimas tres fueron obtenidas en el punto 4 (Figura 2-26). Las escalas de tiempo y amplitud son comunes a todas las trazas. Se observa la semejanza que guardan las trazas horizontales para cada estación. Las mayores amplitudes corresponden a los componentes verticales, pues las trazas no han sido filtradas y los componentes verticales presentan amplitudes importantes en frecuencias mayores a 4 Hz.

4.2.1 Análisis en el dominio de la frecuencia

El primer paso consistió en determinar de las mediciones de vibración ambiental la frecuencia propia del edificio. Para ello se calculó simplemente los espectros de Fourier de varias ventanas de tiempo registradas con el instrumento en la azotea. Se utilizaron tres ventanas de 45 s de duración cada una. El promedio de estos espectros, incluyendo la dispersión medida mediante la desviación estándar se muestra en la Figura 2-28, para los tres componentes del movimiento registrados. En esta figura puede observarse que la frecuencia propia del edificio resalta con mucha claridad, y que los dos instrumentos utilizados presentan idéntica respuesta. Esta figura permite determinar con precisión la frecuencia propia del modo fundamental del edificio Plaza Córdoba, que es de 0.45 Hz en ambas direcciones. Este valor coincide adecuadamente con los resultados de estudios anteriores, cuando la amplitud de la excitación es pequeña. La Figura 2-28 muestra también el primer modo superior de vibración del

edificio, a la frecuencia de 1.5 Hz en el componente T (paralelo a la calle de Puebla) y de 1.8 Hz en el componente L (paralelo a la calle de Córdoba).

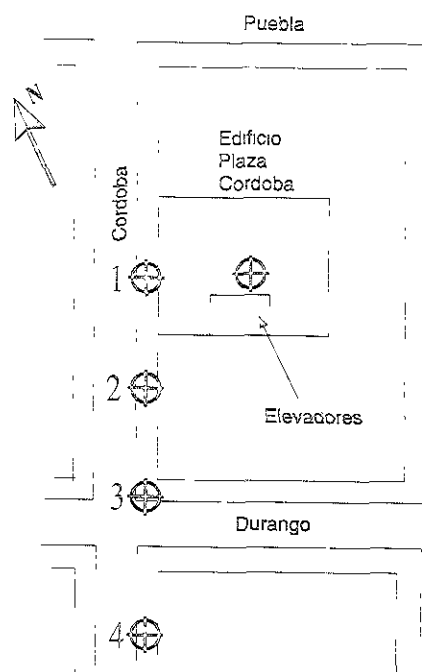


Figura 2-26. Croquis de la ubicación de estaciones para las mediciones de vibración ambiental realizadas alrededor del edificio Plaza Córdoba. L y T indican la orientación de los sensores horizontales durante las mediciones.

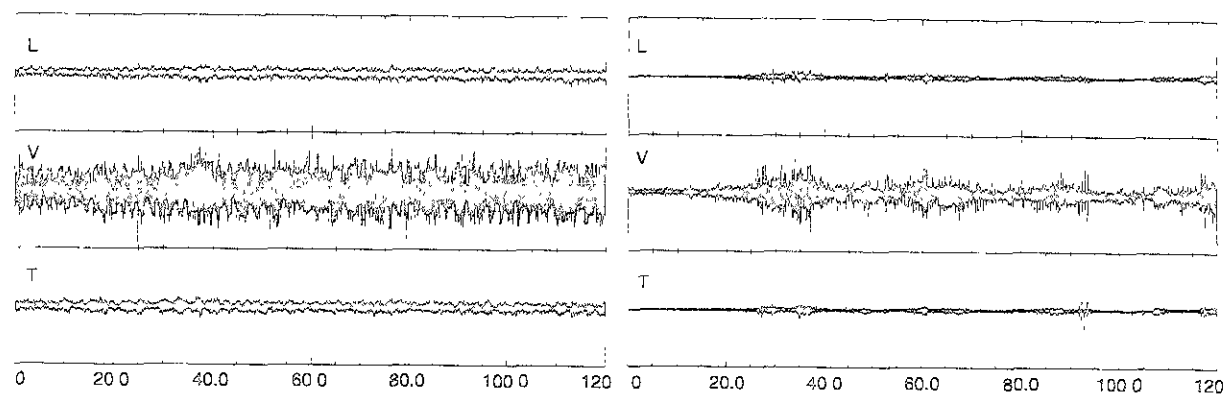


Figura 2-27. Ejemplo de los sismogramas registrados en las mediciones del edificio Plaza Córdoba. L significa componente horizontal del movimiento paralela a la calle de Córdoba, V significa componente vertical y T significa componente horizontal del movimiento paralela a la calle de Puebla. Las escalas de tiempo y amplitud son comunes a todas las trazas.

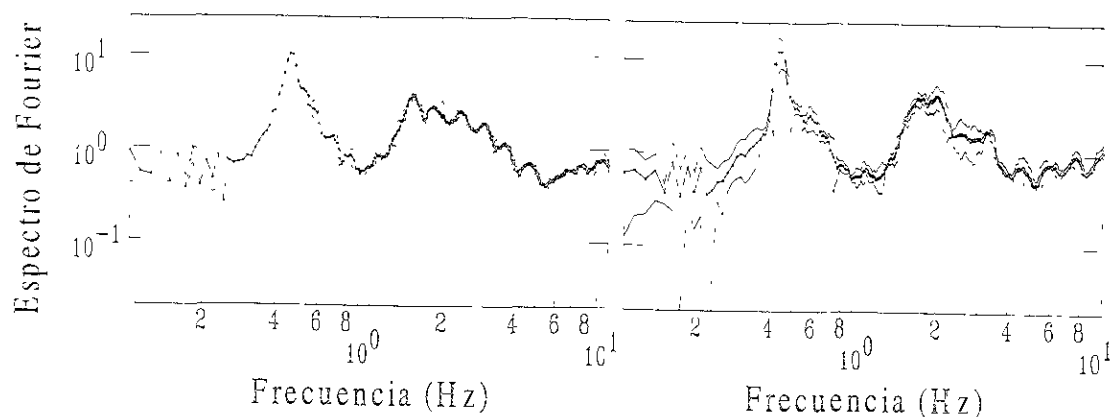


Figura 2-28. Espectros de Fourier promedio (líneas continuas) y promedio más una desviación estándar (líneas discontinuas) obtenidos de las mediciones de vibración ambiental en la azotea del edificio Plaza Córdoba. Los resultados corresponden al promedio de 3 ventanas de 45 s cada una en la dirección transversal del edificio. Se observa claramente las frecuencias propias del edificio.

Para analizar los registros de campo libre, se procedió en primer lugar a un análisis en frecuencia. El procedimiento seguido asume que la vibración ambiental es estacionaria y por ello es válido promediar entre sí resultados para diferentes ventanas de tiempo. Dado que consideramos (de acuerdo con una gran cantidad de estudios anteriores) que la influencia del edificio aparecerá preponderantemente en los componentes horizontales del movimiento, hemos utilizado el cociente espectral H/V (cocientes espectrales de los componentes horizontales relativamente al componente vertical registrado en el mismo punto, (e.g., Lermo y Chávez-García, 1994) para enfatizar la respuesta del edificio en el movimiento de campo libre. Estos cocientes se calcularon para los espectros de amplitud de Fourier obtenidos de 10 ventanas de 60 s de duración cada una. Estas ventanas se seleccionaron de los cuatro minutos disponibles de registro en cada punto. Las ventanas están traslapadas 40 segundos con las ventanas adyacentes. Los espectros de Fourier fueron suavizados con un filtro rectangular de 5 puntos antes de calcular los cocientes. Los resultados se muestran en la Figura 2-29. Se presentan por separado los resultados para el componente horizontal en la dirección de la calle Córdoba (componente L) y para el paralelo a la calle de Puebla (componente T). En primer lugar, se puede señalar que, si se despreciara la presencia de los edificios, esperaríamos que los resultados fueran muy semejantes para los 4 puntos de medición, pues las distancias entre ellos son muy pequeñas (alrededor de 50 m). Se observa en cambio notables diferencias, muy estables, pues cada curva corresponde a un promedio de muchas mediciones. Se ha trazado una línea vertical en esta figura a la frecuencia de 0.45 Hz, que corresponde a la frecuencia propia de la estructura. Podemos observar que en el punto 1, el más cercano al edificio, se observa un pequeño pico en los cocientes H/V a la frecuencia de la estructura. Este pico es más claro en el componente L y aparece también en la curva correspondiente al punto 3.

La frecuencia del sitio en el edificio Plaza Córdoba se determinó en la sección 3.1.2 (Fig. 2-15). Esta fue de 0.42 Hz en ambas direcciones, sea Norte-Sur y Este-Oeste, o en las direcciones de los ejes de la estructura, L y T. Mediante las mediciones de vibración ambiental se observa que la frecuencia del

edificio es 0.45 Hz, es decir, que ambas frecuencias (la del sitio y la de ISE) están muy próximas entre sí. Por ello, los resultados que se muestran en la Fig. 2-29 seriamente cuestionan el concepto de movimiento de campo libre.

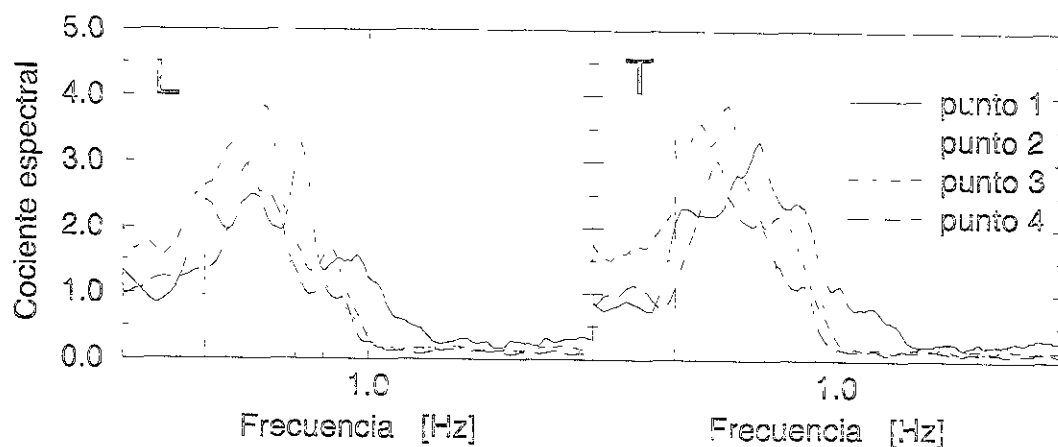
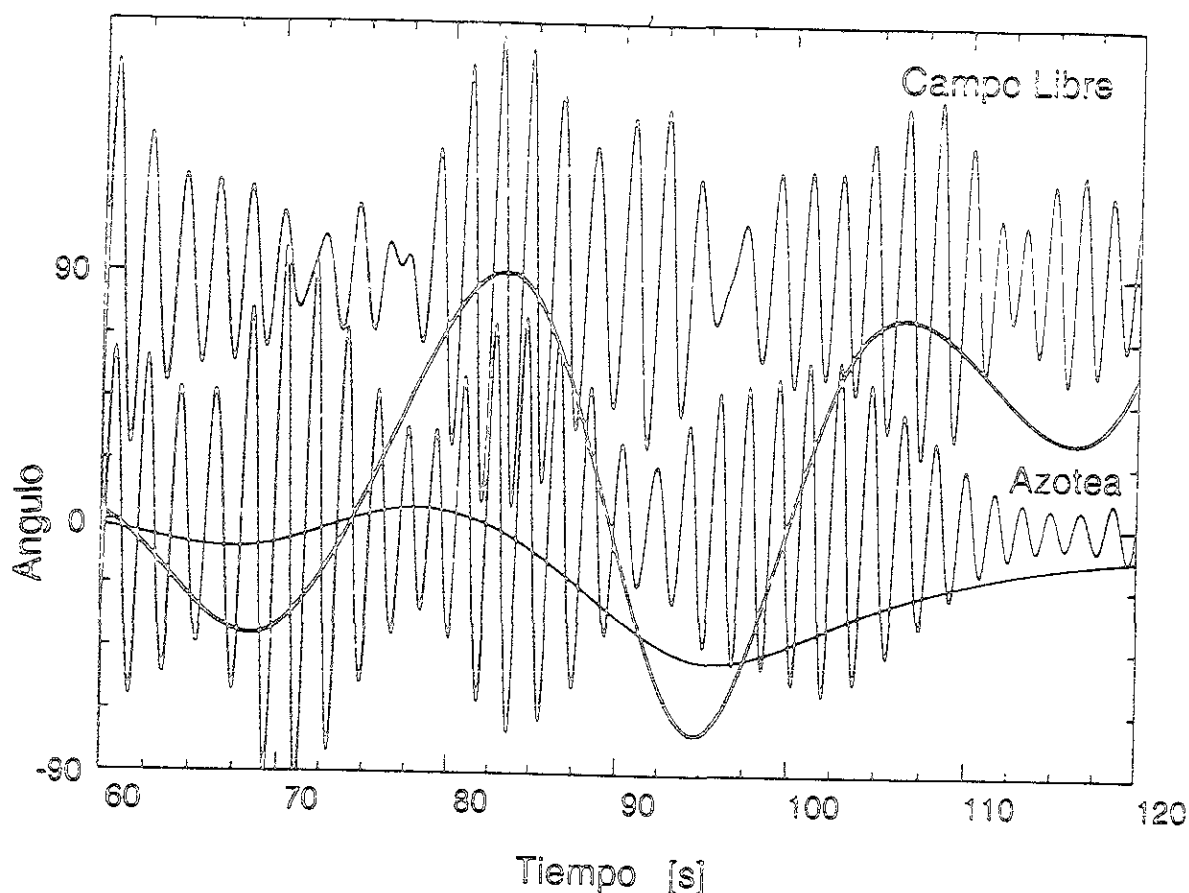


Figura 2-29. Cocientes espectrales promedio H/V para las cuatro estaciones de campo libre utilizadas durante las mediciones realizadas en el edificio Plaza Córdoba. El diagrama de la izquierda corresponde al componente horizontal en la dirección de la calle de Córdoba, mientras que el de la derecha corresponde al componente horizontal registrado en la dirección de la calle de Puebla. Cada línea corresponde a un punto ocupado. Los números hacen referencia al croquis de la Figura 2-26. La línea vertical en cada una de las dos figuras muestra la frecuencia propia de la estructura.

4.2.2 Análisis en el dominio del tiempo

Adicionalmente al análisis en el dominio de la frecuencia, se procuró analizar las trazas en el dominio del tiempo, para buscar evidencias de efectos de ISE en las trazas registradas en campo libre. Se realizó un análisis en diferentes ventanas de tiempo en todas las estaciones, sin embargo no fue posible identificar confiablemente esas evidencias. Un ejemplo de los análisis realizados se muestra en la Figura 2-30, para una ventana de tiempo registrada simultáneamente en la azotea y en el punto 4 (Fig. 2-26). Las dos trazas mostradas corresponden al componente L y han sido filtradas con un filtro gaussiano pasa bandas, centrado en 0.55 Hz. La escala de amplitud es arbitraria. Las amplitudes de la traza de campo libre fueron multiplicadas por un factor 5 para poderlas comparar visualmente con las trazas de la azotea, dada la diferencia en la amplitud de la vibración ambiental entre ambos puntos. Las dos líneas suaves incluidas en la figura muestran los resultados de un análisis de movimiento de partícula. La línea gruesa indica la dirección de la polarización del movimiento horizontal registrado en el punto 4, filtrado con el filtro gaussiano mencionado. Una dirección de 0 corresponde al movimiento horizontal polarizado en la dirección L (dirección de la calle de Córdoba), mientras que valores de 90 o -90 indican que el movimiento horizontal para ese instante de tiempo tiene una orientación paralela a la calle de Puebla. Por su parte, la línea suave y delgada de la Figura 2-30 muestra los resultados obtenidos del análisis de polarización para el plano L-Z (dirección de la calle de Córdoba y la vertical). Para esta línea, un valor de 0 corresponde a movimiento contenido en el plano horizontal, mientras que



7-30
 Figura Sismogramas registrados simultáneamente en la azotea del Plaza Córdoba y en el punto 4 del campo libre filtradas con un filtro pasa bandas gaussiano centrado en 0.55 Hz. Se muestra el componente paralelo a la calle de Córdoba. La traza de campo libre fue multiplicada por un factor 5, con objeto de poder comparar las formas de onda con las de la traza obtenida en la azotea. Las líneas suaves gruesa y delgada muestran los resultados de un análisis de partícula para el sitio de campo libre, correspondiente a la ventana de tiempo mostrada para las trazas filtradas con el filtro mencionado. La línea gruesa indica la dirección del vector de polarización horizontal a cada instante de tiempo. La línea delgada muestra la dirección del vector de polarización en el plano L-Z (paralelo a la calle de Córdoba-vertical) a cada instante de tiempo.

valores de 90 o -90 corresponden a movimiento de la partícula en la dirección exclusivamente vertical. En primer lugar, al comparar las dos trazas filtradas, observamos que presentan semejanza en la ventana de tiempo entre 75 y 90 s. Se observa un pequeño retraso entre ambas trazas, que sin embargo es demasiado pequeño para la distancia que separa ambas estaciones y las velocidades de fase que se esperan para las frecuencias en que han sido filtradas. El análisis de polarización en el plano vertical (línea delgada) indica que la mayor parte de la energía registrada en esta ventana de tiempo en el punto 4 está contenida en el plano horizontal, de acuerdo con lo que se espera para ondas superficiales propagándose por las capas de suelo blando. Sin embargo, el análisis de polarización en el plano horizontal (línea gruesa) muestra que, en la ventana de tiempo en que las trazas son similares, el movimiento horizontal de la estación de campo libre está orientado preferentemente en la dirección perpendicular a las trazas mostradas, invalidando la hipótesis de que se trata de una onda Rayleigh generada por el edificio. Resultados similares se obtuvieron para otras ventanas de tiempo y los otros puntos de medición.

En conclusión, las mediciones realizadas alrededor del edificio Plaza Córdoba no permitieron poner en evidencia efectos de interacción suelo-estructura. El análisis de los datos registrados mostró claramente que el procedimiento utilizado para realizar las mediciones (registros simultáneos en la azotea del edificio y en un punto del campo libre) no permiten la resolución necesaria para analizar un campo de ondas complejo. Esta experiencia fue de gran utilidad para planear las mediciones que realizamos a continuación alrededor del Hotel Bamer.

4.3. El Hotel Bamer

El Hotel Bamer se localiza sobre la avenida Juárez, enfrente de la Alameda Central y prácticamente enfrente del hemicírculo a Juárez de la misma. La información que se tiene sobre esta estructura es mucho más limitada que la del edificio anterior, pues ésta no ha sido instrumentada previamente. La estructura es muy esbelta, tiene 17 niveles y es regular tanto en planta como en alzado. La base del edificio al nivel de la calle es un cuadrado de 23 m de lado.

Con base en la experiencia obtenida de las mediciones en el edificio Plaza Córdoba, se planteó obtener mediciones utilizando arreglos de estaciones, con objeto de identificar con precisión en el campo libre el campo de ondas generado por la vibración libre de la estructura. Los instrumentos de que pudimos disponer para ello fueron 3 sismógrafos Reftek, con sensores Guralp de 40 s de periodo, y un acelerógrafo Kinematics K2 con sensor FBA integrado. Todos los instrumentos fueron sincronizados con un receptor GPS, de manera de contar con una base de tiempo común de alta precisión para todos los registros. Dada la falta de información sobre las longitudes de onda que se podrían esperar en campo libre, generadas por la ISE en la base de esta estructura, se decidió instalar varios arreglos de estaciones de distinta apertura y geometría, con objeto de poder identificar confiablemente las ondas superficiales generadas por la estructura. Los arreglos utilizados se muestran en los croquis de la Figura 2-31. Se utilizaron un total de 4 arreglos distintos y dos geometrías, triangular y línea. La orientación de los 4

sensores fue la misma y está indicada en la Figura 2-31. El sensor 1 en la Figura 2-31 corresponde al acelerógrafo K2 y se colocó, durante todo el experimento, en la azotea del edificio. El primer arreglo (Fig. 2-31a) muestra un pequeño triángulo, con lados de dimensiones 35, 35 y 30 m. El vértice (sensor 2) más cercano al edificio se encontraba a 62 m del mismo. Se procuró centrar el triángulo con respecto a la estructura. El segundo arreglo mantuvo al sensor 2 (el vértice más cercano al edificio) en su posición y desplazó los sensores 3 y 4 de manera de obtener un triángulo de mayor tamaño, con dimensiones 73, 73 y 75 m, como se muestra en la Figura 2-31b. A continuación, se dejaron fijos los sensores 3 y 4, mientras se desplazaba el sensor 2 acercándolo al edificio. Esto resultó en el triángulo esquematizado en la Figura 8c, con un vértice a 38 m del edificio, dos lados de 112.5 m y un lado de 75 m. Finalmente, se colocaron los sensores de campo libre formando una línea. El sensor más cercano, el sensor 2, no se movió a partir de la configuración anterior, y solo se desplazaron los sensores 3 y 4 para colocarse con un espaciamiento de 50 m entre cada uno, según se muestra en la Figura 2-31d. En cada una de las configuraciones descritas se registraron 3 ventanas de 5 minutos de duración cada una.

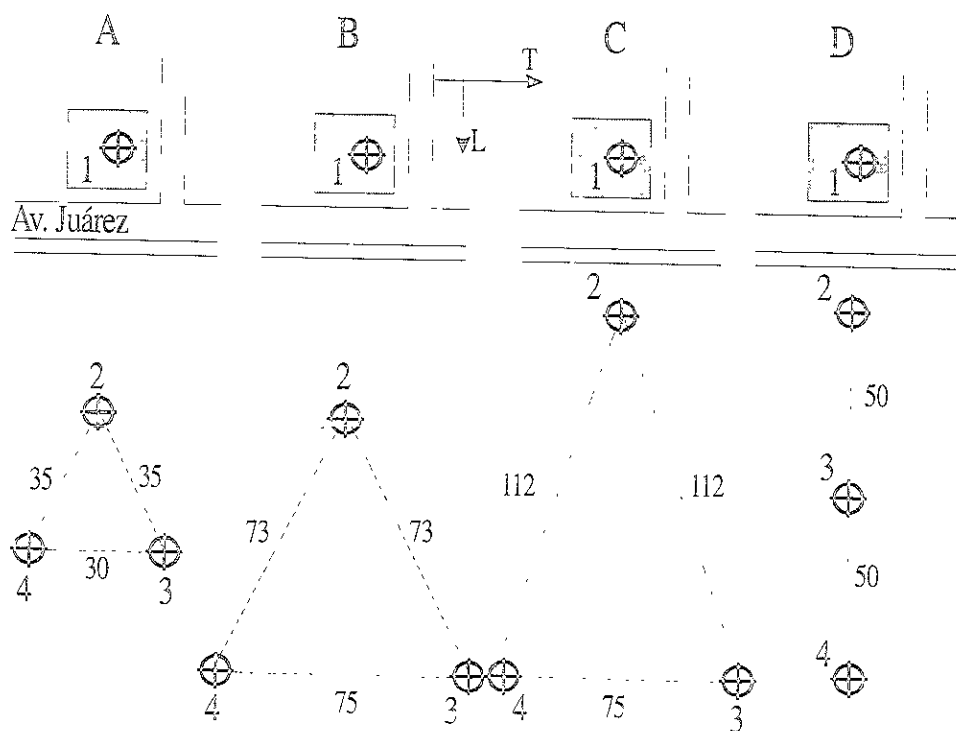


Figura 2-31. Croquis de la ubicación de los cuatro arreglos de estaciones utilizadas en las mediciones de vibración ambiental alrededor de Hotel Bamer. La estación 1 permaneció durante todo el tiempo en la azotea del edificio. La estación 2 permaneció inmóvil durante los dos primeros arreglos (A) y (B) y conservó su posición en los arreglos (C) y (D). Las estaciones 3 y 4 no se movieron entre los arreglos (B) y (C). L y T indican la orientación de los sensores horizontales durante las mediciones. Las acotaciones están en metros.

Un ejemplo de los registros obtenidos se muestra en la Figura 2-32. En esta figura se muestra una ventana registrada simultáneamente en las cuatro estaciones. La escala de amplitud es arbitraria pero común a todas las trazas. Se observa que las mayores amplitudes corresponden a la estación en la azotea del edificio, tal como se esperaba. Nuevamente, al igual que en el caso del Plaza Córdoba, los componentes verticales presentan gran amplitud, debido a un contenido importante de altas frecuencias. Esto se asocia al intenso tráfico que se observa continuamente en la zona del centro histórico del Distrito Federal.

4.3.1 Análisis en el dominio de la frecuencia

De manera similar que para el caso del edificio Plaza Córdoba, el análisis en frecuencia de las señales recurrió a promedios de espectros de Fourier y de cocientes espectrales. Para ello, considerando nuevamente que las señales registradas corresponden a un proceso estacionario, se dividieron los 15 minutos de señal registrada en cada punto en 15 ventanas temporales de un minuto de duración cada una. Cada ventana fue corregida por línea base y remuestreada a una cadencia de 50 Hz. Se calcularon los espectros de Fourier de cada ventana y se calculó el cociente de los componentes horizontales respecto al vertical para cada una de las ventanas analizadas. Los espectros de Fourier fueron suavizados con un filtro rectangular de 5 puntos antes de calcular los cocientes. Finalmente, se promediaron todos los cocientes espectrales H/V así obtenidos para cada punto de medición. Esto es, para la estación 1 (Fig. 2-31) situada en la azotea del edificio y que permaneció inmóvil durante todo el experimento, se promediaron un total de 60 ventanas de medición para cada componente. Para la estación 2 (Fig. 2-31), que permaneció en el mismo punto en los experimentos (a) y (b), se promediaron 30 cocientes espectrales por cada componente. Las estaciones 3 y 4 permanecieron inmóviles en las configuraciones (b) y (c), lo que permitió promediar un total de 30 cocientes espectrales para estas estaciones. Finalmente, se obtuvo un promedio para los 15 cocientes espectrales calculados para cada sitio ocupado durante la configuración final (Fig. 2-31d).

Consideremos primero la respuesta de la estructura. Dado que no se trata de una estructura instrumentada previamente, era necesario determinar en primer lugar su frecuencia propia. Como se mencionó en el párrafo anterior, se promediaron cocientes espectrales H/V de 120 ventanas de un minuto cada una, registradas en la azotea del edificio. La Fig. 2-33 muestra los resultados. Se observa que aparecen claramente las frecuencias de resonancia, tanto del modo fundamental como de varios modos superiores en ambos componentes horizontales. Es notable que, a pesar de que la estructura es cuadrada, la frecuencia del modo fundamental es distinta según la dirección considerada del edificio: 0.44 Hz para la dirección L y 0.35 Hz para la dirección T. Asimismo, estos valores sugieren que el edificio es más flexible que el promedio de las estructuras de la Ciudad de México, para las cuales una regla de aplicación general proporciona el período fundamental de la estructura dividiendo el número de pisos por 10. La Figura 2-33 muestra claramente picos de modos superiores, que en el caso de la dirección L ocurren a las frecuencias 1.58 y 3.01 Hz, mientras que para la dirección T aparecen en las frecuencias 1.21 y 2.28 Hz.

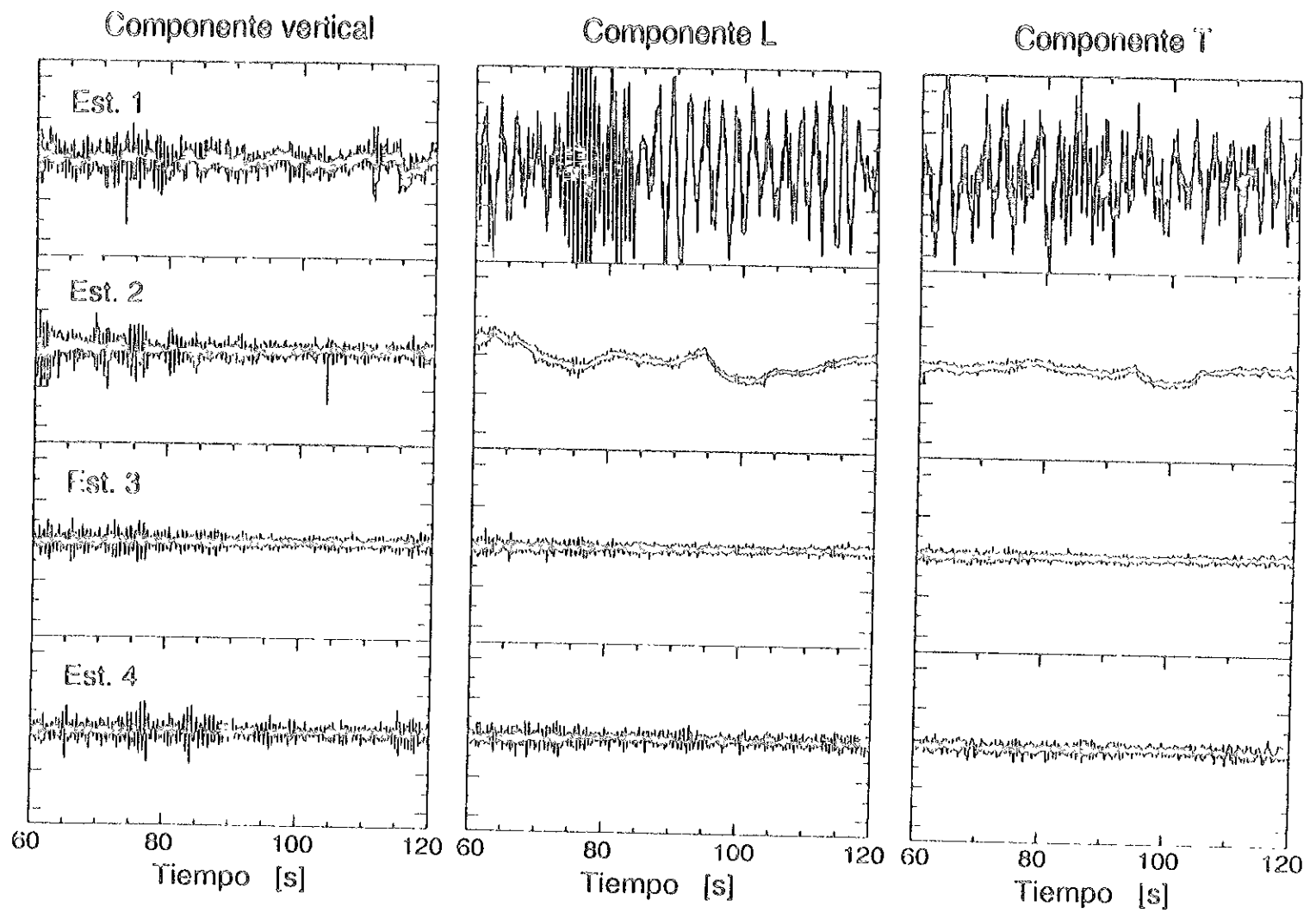


Figura 2-32. Ejemplo de los sismogramas obtenidos en las mediciones de vibración ambiental en el Hotel Bamer.

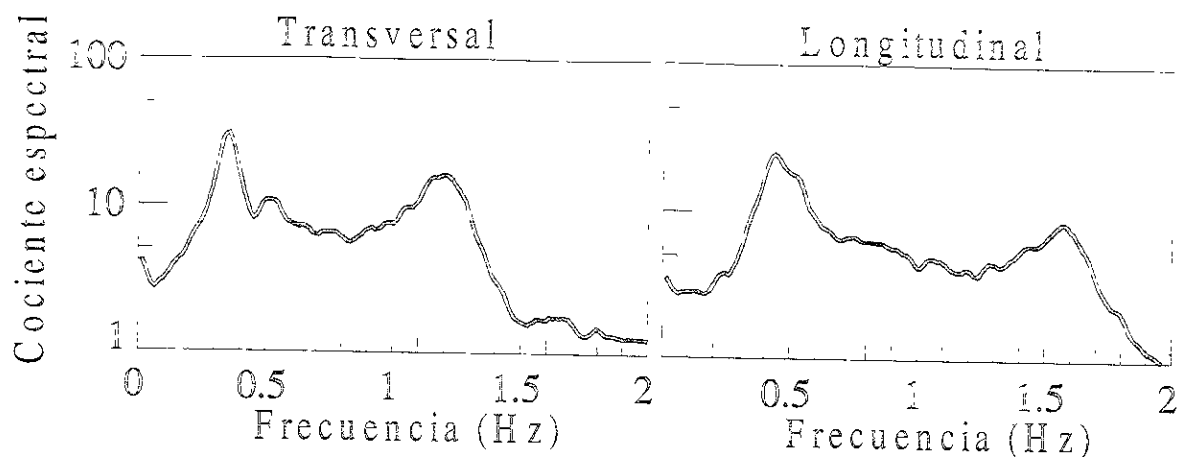


Figura 2-33. Cocientes espectrales promedio H/V (líneas continuas) y promedio más una desviación estándar (líneas discontinuas) obtenidos para la estación 1, ubicada en la azotea del Hotel Bamer. Cada curva resulta de promediar 120 cocientes horizontales H/V obtenidos para el mismo número de ventanas de tiempo de un mínimo de un minuto de duración cada una en que se dividieron los registros obtenidos. Los espectros de Fourier fueron suavizados con una ventana triangular de 5 puntos antes de realizar la división espectral. Se observa claramente las frecuencias propias de la estructura en cada una de las direcciones horizontales, tanto para el modo fundamental como para el segundo modo superior.

Pasemos ahora a las estaciones de campo libre. La Figura 2-34 muestra cocientes espectrales H/V calculados para las estaciones 2, 3 y 4. Se ha aprovechado el hecho de haber mantenido inmóviles algunas estaciones para varios arreglos. La estación 2 permaneció en el mismo punto durante los dos arreglos (a) y (b) de la Figura 2-31. Las estaciones 3 y 4 permanecieron en el mismo punto en los arreglos (b) y (c). De este modo, las curvas mostradas en la Figura 2-34 corresponden al promedio de 30 ventanas temporales de un minuto cada una, lo que permite tener confianza en la estabilidad de los resultados. Lo primero que se puede resaltar en la Figura 2-34 son las fuertes diferencias que existen entre las tres estaciones y entre los dos componentes horizontales del movimiento. Es claro que las distancias entre estaciones harían suponer que no hubiera ninguna diferencia en la frecuencia propia del sitio para cada una de las estaciones de medición. Del mismo modo, si los picos de amplificación que muestra el cociente H/V se debieran únicamente a las capas de suelo blando bajo la Alameda Central, no debiera haber diferencias entre los componentes L y T. Estas diferencias sin embargo existen y son notables en la Figura 2-34, a pesar de que normalmente son eliminadas al promediar resultados entre componentes horizontales y puntos cercanos (Lermo y Chávez-García, 1994). Procediendo de este modo (además de suavizar de forma más radical los cocientes espectrales) conduciría a determinar una frecuencia propia de campo libre en este sitio alrededor de 0.5 Hz. A manera de comprobar la frecuencia propia del sitio, se han promediado 11 cocientes espectrales H/V utilizando calculados de registros de movimientos fuertes (11 eventos ocurridos entre 1993 y 1995, $M > 5$) en la estación 01 (Fig. 2-6). Esta estación se encuentra aproximadamente a 100 m al Oeste de la estación 4 del arreglo D (Fig. 2-31). En la Fig. 2-35 se muestran el promedio de esos de 11 cocientes espectrales en la dirección Norte-Sur y Este-Oeste. Las curvas están suavizadas mediante una ventana

triangular de 5 puntos. En esa figura se observa que la máxima amplitud pico en la dirección Norte-Sur tiene una frecuencia de 0.5 Hz, mientras que en la dirección Este-Oeste es de 0.5 Hz. Un segundo pico aparece en 0.58 Hz en la dirección Norte-Sur y 0.5 Hz en la dirección Este-Oeste. El promedio de esas cuatro ordenadas espectrales conduciría a obtener una frecuencia fundamental del sitio alrededor de 0.55 Hz, valor que coincide con la frecuencia que se observa claramente en los cocientes espectrales en la dirección T de la Figura 2-34. Se ha mencionado que esperamos efectos de interacción suelo-estructura (ISE) más notables mientras más se parezcan las frecuencias propias de la estructura y del terreno libre, tal como se demuestra en los estudios teóricos (e.g. Bard *et al.*, 1996). Las frecuencias propias de la estructura en cada una de sus dos direcciones horizontales han sido reportadas con línea punteada en la Figura 2-34. Es claro que, en el componente L, la frecuencia propia de la estructura está más cercana a la frecuencia propia del sitio y ello permitiría explicar las diferencias entre los cocientes H/V entre ambos componentes: los efectos de ISE perturban el pico de resonancia correspondiente al terreno libre dando por resultado una curva de amplificación que no se parece a las que se observan habitualmente en la zona de lago. Finalmente, se puede hacer otra observación en los resultados mostrados en la Figura 2-34. Si pensamos que las diferencias entre las tres estaciones están relacionadas con efectos de interacción suelo-estructura, esperaríamos semejanza entre los resultados para las estaciones 3 y 4 (situadas a la misma distancia del Hotel Bamer) y diferencias con respecto a la estación 2 (más cercana al hotel que las otras dos). Esta hipótesis es parcialmente confirmada por la Figura 2-34, para el componente L. Se observa que las curvas de las estaciones 3 y 4 efectivamente son similares y presentan diferencia con respecto a la curva de la estación 2. Esta observación no aparece en el componente T, lo que sugiere nuevamente que el efecto de ISE es menor en este componente.

Como último resultado en el dominio de la frecuencia, se muestran los cocientes espectrales promedio obtenidos para el arreglo de estaciones (d) mostrado en la Figura 2-31. La Figura 2-36 muestra los cocientes espectrales H/V promedio obtenidos de 15 ventanas de vibración ambiental de un minuto de duración cada una. Nuevamente, las frecuencias propias del edificio se muestran con línea punteada. El componente L de esta figura presenta el comportamiento esperado: diferencias entre las tres estaciones, con variaciones consistentes en el orden 2, 3 y 4. En efecto, la estación 2 muestra amplitudes muy bajas, que se incrementan progresivamente, conforme la estación de medición se aleja del edificio. Este comportamiento difiere del que se observa en el componente T. Nuevamente, estos resultados sugieren que hay un efecto significativo de interacción suelo-estructura que se puede observar en el componente L y que es menor en el componente T. Se señala nuevamente, sin embargo, que sería difícil determinar un valor de frecuencia de resonancia para la Alameda Central basados en los cocientes H/V mostrados en la Figura 2-36, a pesar de que las tres estaciones podrían considerarse de "campo libre" y que los valores de amplificación medidos con esos cocientes son importantes.

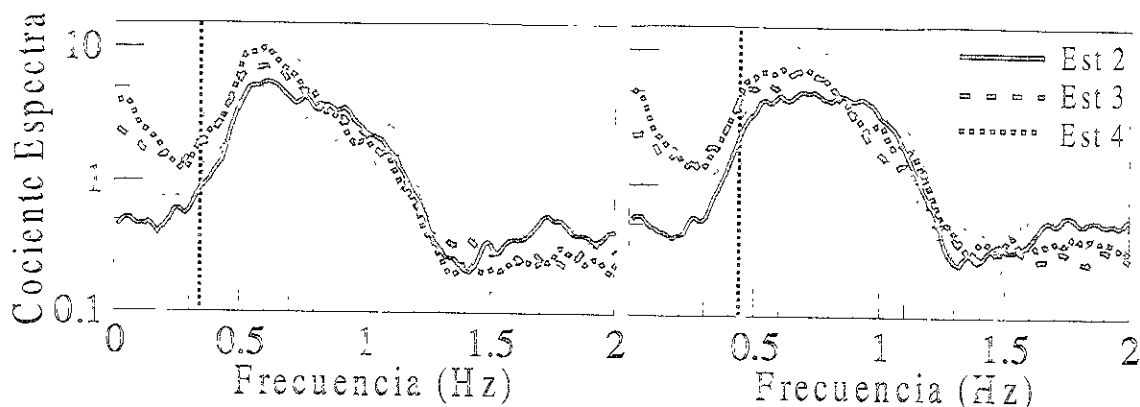


Figura 2-34. Cocientes espectrales promedio H/V obtenidos para las estaciones de campo libre utilizadas en los arreglos alrededor de Hotel Bamer. En esta figura se han utilizado ventanas de tiempo de un minuto de duración registradas en las mediciones de los arreglos A, B y C de la figura 2-31, aprovechando que las estaciones no se desplazaron entre ellos, lo que permitió promediar 30 cocientes espectrales para cada estación. Los espectros de Fourier fueron suavizados con una ventana triangular de 5 puntos antes de realizar la división espectral. Los resultados para la estación 2 resultan de promediar los cocientes H/V para los registros obtenidos durante las configuraciones B y C. Las líneas verticales punteadas indican el valor de frecuencia correspondiente al modo fundamental de vibrar del Hotel Bamer identificados en la Figura 2-33.

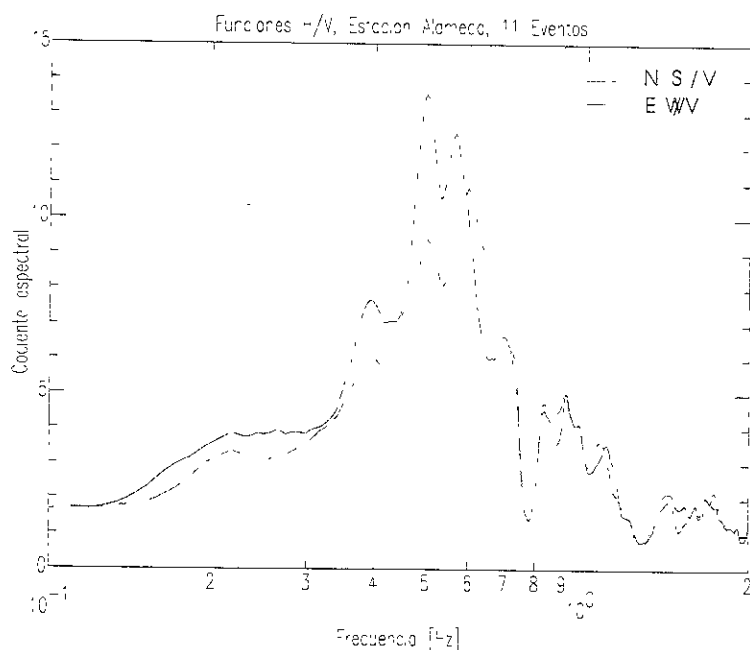


Figura 2-35. Cocientes espectrales promedio H/V obtenidos en la estación 01 (Figura 2-6) utilizando datos de 11 movimientos fuertes del terreno ($M > 5$). Los espectros de Fourier fueron suavizados con un filtro rectangular de 5 puntos antes de calcular los cocientes. La estación 01 se localiza aproximadamente a 100 m al Oeste de la estación 4 del arreglo D.

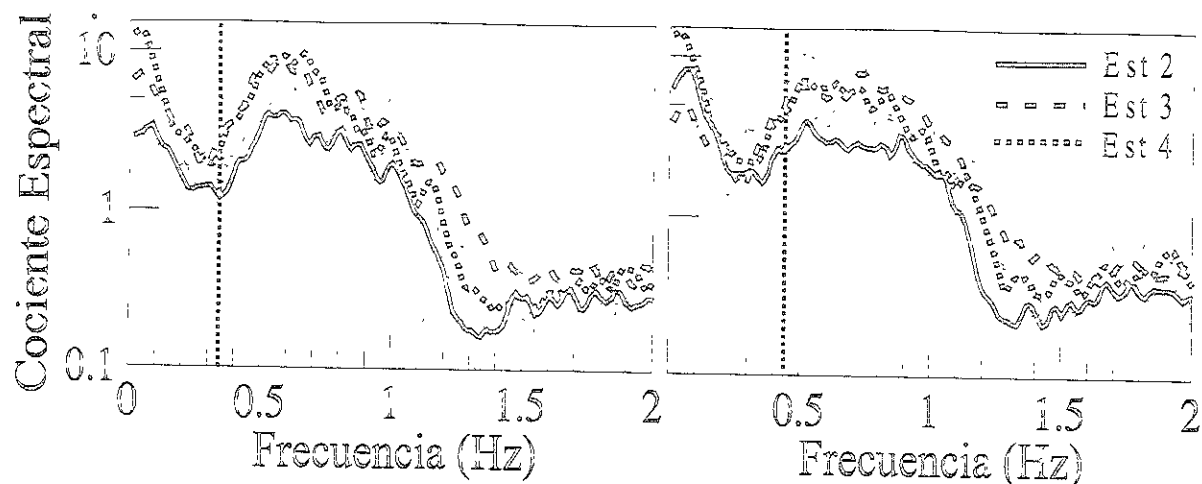


Figura 2-36. Cocientes espectrales promedio H/V obtenidos en las estaciones 2, 3 y 4, para el arreglo de estaciones D de la Figura 2-33. Cada curva corresponde al promedio de 15 cocientes espectrales, calculados a partir de ventanas de vibración ambiental de un minuto de duración cada una. Los espectros de Fourier fueron suavizados con una ventana triangular de 5 puntos antes de realizar la división espectral. Las líneas verticales punteadas indican el valor de frecuencia correspondiente al modo fundamental de vibrar del Hotel Bamer identificados en la Figura 2-33. Las líneas discontinuas delgadas indican el promedio más una desviación estándar.

4.3.2 Análisis en el dominio del tiempo

Uno de los objetivos de este estudio era identificar confiablemente trenes de onda generados en la cimentación de la estructura que se propagaran alejándose de ella. Es por ello que para las mediciones en el Hotel Bamer requeríamos un arreglo de estaciones. Sin embargo, a pesar de haber analizado cuidadosamente los registros en el dominio del tiempo, no fue posible encontrar evidencias claras de tales trenes de onda; la estacionariedad de la vibración ambiental, impidió este propósito. Un ejemplo de los análisis realizados se muestra en la Figura 2-37. En esta figura se muestran los componentes L registrados por las tres estaciones de campo libre (2, 3 y 4) para el arreglo (d) mostrado en la Figura 2-31. Las trazas han sido filtradas con un filtro pasa bandas entre las frecuencias de 0.375 y 0.5 Hz. Se observa que sí existen algunos pulsos comunes en las tres trazas, pero que no hay ningún retraso entre los trenes de onda similares entre las estaciones. Esto sugiere que no provienen del Hotel Bamer. En efecto, a estas frecuencias las velocidades de fase esperadas para ondas propagándose por las capas de suelo blando superficial impondrían retrasos medibles, aún en las distancias tan cortas impuestas a este arreglo (50 m entre cada par de estaciones). Los retrasos tan pequeños que aparecen en la Figura 2-37 requerirían velocidades de fase de varios cientos de m/s. Resultados similares se observaron para todos los arreglos de estaciones analizados.

Se puede concluir que los efectos de ISE si se manifiestan en las mediciones realizadas en el Hotel Bamer, pero que solo es posible identificarlos claramente en el dominio de la frecuencia. Los análisis en el tiempo no mostraron claramente esos efectos. Se considera que ello se debe a las bajas amplitudes

de la excitación y al hecho de que, al analizar los registros en frecuencias tan cercanas a la frecuencia de resonancia propia del terreno, el ruido sísmico incluye no solamente aquellas contribuciones debidas a la estructura analizada sino también a la resonancia propia de la capa de arcilla.

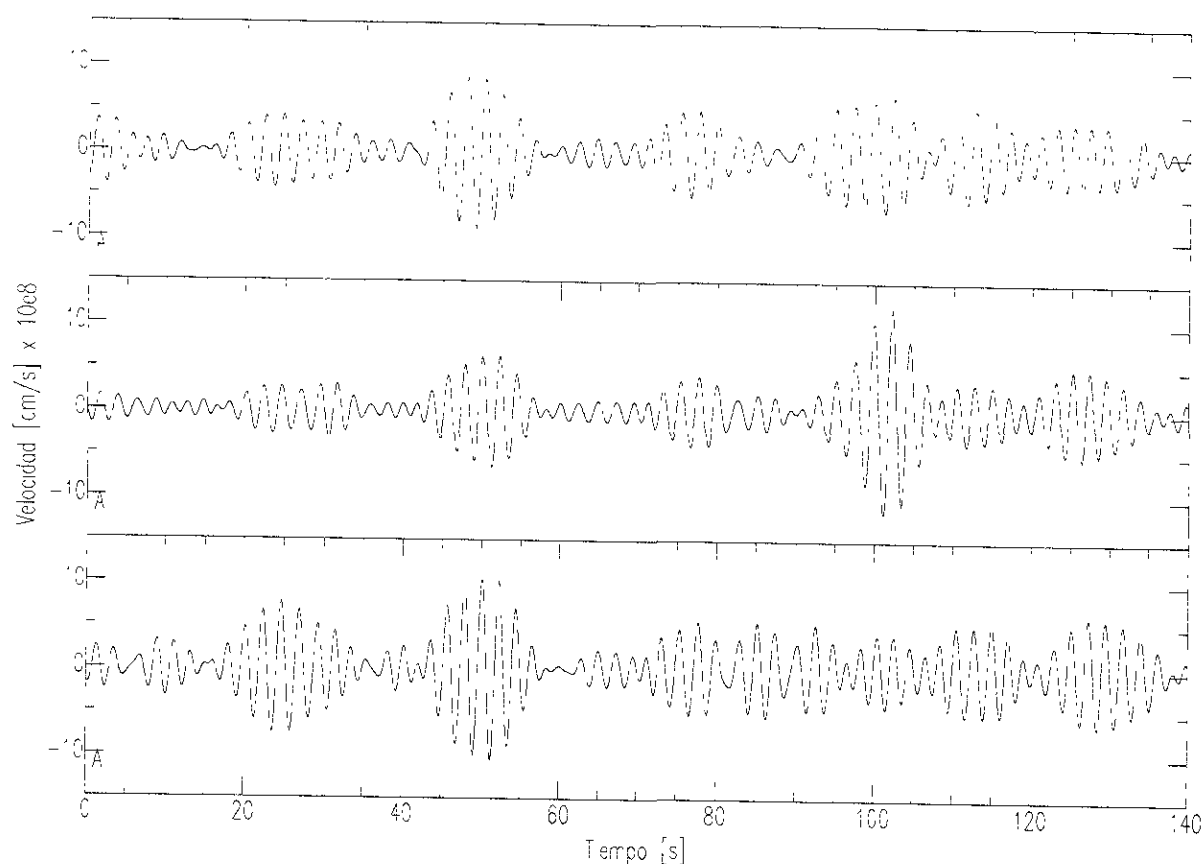


Figura 2-37. Ejemplos de los sismogramas registrados por los componentes L en las estaciones 2, 3 y 4 (de campo libre) para el arreglo D mostrado en la Figura 2-31, filtrados con un filtro pasabandas con frecuencia de corte de 0.375 y 0.5 Hz. Se observa que los pulsos que son similares entre las tres trazas, presentan un retraso cero entre ellas. Esto indica que probablemente no provienen del Hotel Bamer.

4.4 Arregío Tláhuac

Hasta este momento hemos señalado que las condiciones locales de sitios en la zona de lago, evaluadas mediante la amplitud relativa y frecuencia predominante de los cocientes espectrales, son modificadas por los efectos de ISE. Con de comparar esos resultados, a continuación se realiza el análisis de datos de vibración ambiental obtenidos en un predio aislado de edificaciones. Se trata de un sitio donde los materiales del subsuelo tiene características similares a las arcillas de los estratos superficiales de la zona centro de la ciudad de México. En la Figura 2-6 se muestra la localización de este sitio, él cual se encuentra en la Delegación de Tláhuac que pertenece al DF.

Las mediciones de vibración ambiental obtenidas en este sitio se realizaron mediante 3 sismógrafos Reftek con sensores Guralp de 40 s de periodo (tres componentes del movimiento). Con esos equipos se realizaron medidas simultaneas de 30 minutos de duración por cada uno de los tres arreglos. La Figura 2-38 muestra un croquis de los arreglos realizados con las estación sísmicas. La primera medición se efectuó en el arreglo A, cuyas estaciones equidistaban 20 m de distancia a partir de un punto común que fue el centro del arreglo. En arreglo B cambiamos la posición de las estaciones a 40 m de distancia cada una a partir del centro del arreglo. Finalmente, en el arreglo C la distancia entre las estaciones y el centro del arreglo fue de 80 m.

El análisis de los datos fue realizado de forma similar al empleado en los dos experimentos anteriores (Edificio Plaza Córdoba y Hotel Bamer). Obtuvimos el promedio de 30 cocientes espectral H/V de ventanas de 1 minuto de duración en cada punto de registro. Antes de realizar la división espectral, las ordenadas del espectro de amplitud de Fourier fueron suavizadas con una ventana triangular de 5 puntos. La Figura 2-39 muestra los resultados en los arreglos A, B y C. En esa figura podemos observar que prácticamente no existe diferencia en la respuesta entre ambos componentes horizontales ni entre los sitios de medición de los arreglos A y B, cuyas dimensiones son comparables a los arreglos A y B del sitio del parque de la Alameda Central (experimento en el Hotel Bamer). En la Figura 2-39 se puede observar que la frecuencia fundamental del sitio en arreglo Tláhuac aparece alrededor de 0.22 Hz en ambas direcciones. También se observa el segundo modo de vibrar del subsuelo en 0.43 Hz. En el arreglo C, notamos diferencias significativas en la amplitud de la curva del punto 3 (ambos componentes) con respecto a los puntos 1 y 2. La apertura para el arreglo C es 3 y 2 veces mayor que los arreglos A y B, respectivamente. Por lo cual, ésta diferencia se puede atribuir a variaciones en las características del subsuelo en el punto 3 de arreglo C, que sin embargo, la frecuencia fundamental del sitio y forma de la curva que se observa en el cociente espectral son las mismas que se observan en los cocientes espectrales en las estaciones de los arreglos de menor dimensión.

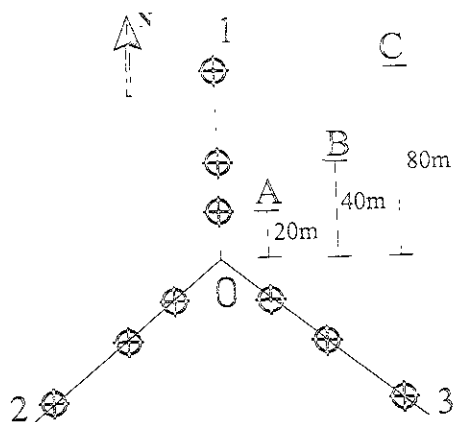


Figura 2-38. Diagrama que muestra la posición de las estaciones en el sitio Tláhuac. Cada una de las estaciones fueron colocadas en tres distintas posiciones a partir del punto O, el cual es el centro de tres arreglos. La estación 1 se desplazó en la dirección Norte, la estación 2 se desplazó en la dirección S120W y la estación 3 en la dirección S120E.

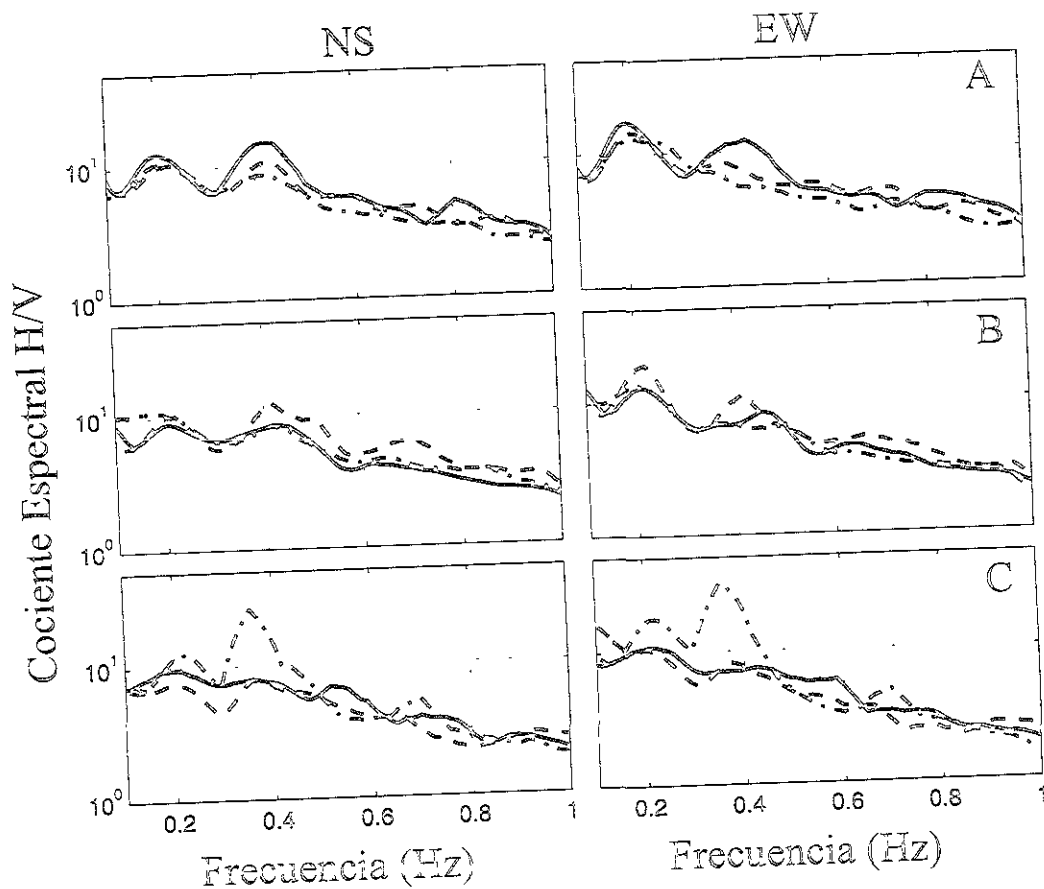


Figura 2-39. Resultados del análisis de vibración ambiental en el sitio Tláhuac. Se muestra el cociente espectral promedio H/V de 30 ventanas de 1 minuto de duración para todos los puntos de medición que aparecen en la Figura 2-38. Los espectros de Fourier fueron suavizados con un filtro rectangular de 5 puntos antes de calcular los cocientes.

5 Conclusiones

Los efectos de Interacción Suelo-Estructura (ISE) sobre el movimiento sísmico registrado en campo libre han sido estudiados para dos estructuras situadas en los suelos blandos de la ciudad de México. Para ello, primero se estudio del comportamiento dinámico-estructural de los edificios ante movimientos fuertes del terreno. El resultado del empleo de técnicas paramétricas y no-paramétricas, muestra que estas estructuras producen importantes efectos inerciales que se manifiestan en la reducción de su rigidez estructural. Mediante un estudio de la flexibilidad del sistema suelo-estructura se mostró que la rigidez de las estructuras es más importante que la del suelo, lo cual sugiere que la no-linealidad se debe a las estructuras. Los posibles efectos de interacción cinemática no son observados en la banda de frecuencia de la interacción, debido a que a que en un amplio rango de frecuencia el movimiento en campo libre es similar al movimiento registrado al nivel de la cimentación.

La respuesta estructural observada fue aproximada mediante modelos simples: conos para el cálculo de las funciones de impedancia, y un sistema equivalente de un grado de libertad para movimiento horizontal y de balanceo. Los resultados muestran que las aproximaciones de la respuesta calculada a la experimental son apropiadas para propósitos ingenieriles. El propósito de implementar modelos sencillos fue con el fin de estudiar los efectos de ISE sin perder de vista el significado físico del fenómeno de interacción. Ello fue posible mediante los modelos de cono, que permiten calcular las funciones impedancia que capturan con aceptable aproximación la relación entre las fuerzas y los desplazamientos que se producen en el contacto entre el suelo y la cimentación.

En cuanto a la radiación de ondas desde las estructuras, el análisis del movimiento de la base relativo al movimiento en profundidad y en el campo libre, muestra que los efectos de ISE pueden ser observados en distancias cercanas de la cimentación, siempre y cuando la frecuencia de la ISE este cercana a la frecuencia de resonancia de los depósitos de suelo. Las funciones de impedancia permitieron evaluar las fuerzas y momentos desarrollados durante la ISE del edificio Jalapa. Los resultados de la simulación numérica del campo de onda difractado hacia el subsuelo por esas fuerzas muestra que la contribución de los efectos de ISE son mínimos, si consideramos que no existan efectos adicionales de otras estructuras. A partir de esas simulaciones se observa que el campo de onda radiado desde la cimentación de un edificio puede ser registrado a distancias de centenas de metros del edificio. La amplitud del desplazamiento del suelo depende de la contribución del momento de balanceo de la estructura, y de la relación entre las frecuencias de ISE y la frecuencia fundamental del sitio.

Por otro parte, se observa que los efectos de ISE se manifiestan en las mediciones de vibración ambiental realizadas en los edificios Plaza Córdoba y el Hotel Bamer, en el dominio de la frecuencia. La estimación de la respuesta de sitio en la vecindad de esas estructuras contrasta con aquella determinada en el sitio Tláhuac, donde la técnica de los cocientes espectrales mostró que no existe causa alguna para observar variaciones en dicha respuesta entre puntos cercanos. En el dominio del tiempo, no fue posible poner en evidencia trenes de ondas propagándose desde las estructuras hacia el campo libre. Suponemos que esto se debió a la utilización de mediciones de vibración ambiental. Esto

plantea una dificultad mayor, sin embargo, pues se requerirá registrar terremotos utilizando arreglos densos de estaciones cercanos a las estructuras susceptibles de presentar efectos importantes de interacción. Debemos reflexionar en el futuro cómo resolver esta dificultad.

Finalmente, los resultados de este estudio muestran que los efectos de Interacción Suelo-Estructura (ISE) son importantes para estructuras desplantadas sobre suelos blandos de la ciudad de México. Los resultados de este estudio sugieren que el movimiento sísmico del terreno registrado en un medio ambiente urbanizado, debe tratarse con precaución antes de ser considerado como representativo de las condiciones del sitio.

CONCLUSIONES GENERALES

Las características de la propagación del movimiento sísmico en el centro del país son una de las mayores incertidumbres involucradas en la evaluación del riesgo sísmico al que está expuesta la ciudad de México. Esto se debe principalmente a dos razones: 1) Las curvas de atenuación derivadas de movimientos fuertes excluyen aquellos sitios donde se observan amplificaciones anómalas. La amplificación observada se refiere a la diferencia en la forma en que se atenúa la energía sísmica que viaja a lo largo de la costa, con respecto a aquella que se propaga hacia el centro de México, fenómeno denominado "amplificación regional". 2) La excepcional duración del movimiento del terreno observada en la zona de lago de la ciudad de México, presente aún en la zona de lomas. Esta duración anómala ha sido un tema de controversia entre diferentes grupos de investigación desde los sismos de septiembre de 1985, en el cual están implicados los efectos de sitio. A 15 años de las consecuencias catastróficas de esos sismos, los diversos grupos trabajando en esos dos fenómenos, la amplificación regional y la duración del movimiento sísmico, parecen coincidir en que para comprender el movimiento observado en la zona de lago de la ciudad de México, es necesario estudiar en conjunto tanto los efectos de trayecto como los efectos de sitio. Actualmente, se propone que dichos fenómenos son ocasionados por la heterogeneidad lateral introducida por la presencia del Eje Volcánico Transmexicano (EVTM). Sin embargo, en todos los estudios realizados hasta el momento no cuentan aún con observaciones para elaborar una conclusión definitiva. Adicionalmente, el conocimiento que tenemos de la estructura de la corteza es limitado.

En este estudio hemos estudiado tanto los efectos de trayecto como los efectos de sitio. Por ello la tesis fue dividida en dos partes. En la primera parte se abordó el tema de los efectos de trayecto. El énfasis en esta línea de investigación estuvo en avanzar en la comprensión del fenómeno de amplificación regional. Para ello, se llevó a cabo una campaña de registro sísmico con instrumentos de banda ancha en el centro del país. Cuatro estaciones sísmicas portátiles registraron continuamente el movimiento del suelo durante 3 meses. La base de datos fue complementada por registros de tres estaciones permanentes del Servicio Sismológico Nacional. En el análisis se incluyeron datos de 19 eventos ($3.6 < M_c < 4.9$) registrados en al menos 6 estaciones. Se obtuvieron resultados sobre las características de fuente, trayecto y sitio. Los resultados obtenidos a partir de los datos de velocidad muestran que el fenómeno de amplificación regional está relacionado con dos efectos de trayecto. El primero de ellos fue sugerido desde hace más de 15 años. Se trata de un fenómeno de refracción que ocurre en la interface de la placa que subduce y el manto superior. Este fenómeno se debe a las causas siguientes: a) el contraste de propiedades elásticas entre la placa oceánica y el manto superior, b) la irregularidad y forma en que subduce la placa de Cocos bajo la placa de Norteamérica, y c) la profundidad de la fuente. Resultados recientes de la simulación numérica de propagación de ondas en estructuras corticales 2D y 3D muestran que las fases resultantes de este fenómeno contribuyen constructivamente al campo de onda que se propaga en modos superiores de ondas superficiales. El segundo efecto de trayecto se debe a la heterogeneidad lateral de la corteza superior. Hace 8 años se postuló que la amplificación regional del movimiento sísmico se debía a un fuerte contraste de impedancia causado

por un enorme valle sedimentario. Gracias al desarrollo de la instrumentación sísmica en México y al interés de diversos grupos de trabajo sobre este tema, ahora se sabe que si se trata de depósitos sedimentarios, pero con una extensión definida, como lo muestran los resultados de este estudio. El efecto se debe a la presencia de estratos de baja velocidad, con espesores no mayores de 3 km, pertenecientes a los materiales del EVT_M.

El doble efecto de trayecto en el movimiento sísmico que se propaga desde la zona de subducción hacia el centro del país debe entonces tener repercusión en estudios de riesgo sísmico. Por un lado, existe un rango de distancias en el cual las fases refractadas dominan la amplitud del movimiento del suelo, fenómeno que ocurre en frecuencias mayores de 1 Hz. Esta es posiblemente la razón por la cual en un principio se pensaba en extensos depósitos sedimentarios, pues las relaciones de atenuación mostraban amplificaciones anómalas a partir de 100 km de distancia de la costa. Por otro lado, está comprobado que el actual fenómeno de amplificación regional ocurre entre la banda de frecuencia de 0.2 y 0.6 Hz. Esta es precisamente la banda de frecuencia en la cual los estratos blandos de la zona de lago de la ciudad de México amplifican el movimiento del suelo. Actualmente existe consenso entre los diferentes grupos de investigación para favorecer la hipótesis que plantea la interacción de ondas de periodo intermedio, L_g, con la respuesta sísmica de la cuenca para explicar el movimiento observado, en particular, la larga duración del movimiento sísmico. Con el propósito de avanzar en la comprensión de ese tema, un segundo juego de datos sísmicos fue utilizado en la primera parte de la tesis. Se llevó a cabo el análisis de datos de movimientos fuertes ($M > 7$) registrados en un arreglo de estaciones acelerométricas. Los resultados del análisis de esos datos muestran que la duración del movimiento sísmico, que presenta el fenómeno de beating (prominentes trenes de onda monocromáticos en la coda de la señal), está presente principalmente en los estratos más superficiales de la zona de lago. Se observa que el fenómeno de beating aparece alrededor de la frecuencia fundamental del sitio. Por ello no compartimos la idea de que su naturaleza se deba a efectos de multitrayecto, y que más bien su origen sea debido a efectos locales. Los resultados de este estudio muestran claramente que el campo de onda que se propaga en periodos cercanos al periodo fundamental del sitio muestran dos características: a) velocidades de propagación similares a las velocidades que predice la curva de dispersión del modelo de ondas de corte del sitio, y b) energía proveniente de todas direcciones.

Varios estudios encaminados a reproducir la respuesta sísmica de la cuenca de la ciudad de México han sido realizados. Se han planteado varias hipótesis para explicar las extraordinarias amplificaciones y largas duraciones del movimiento observado durante movimientos fuertes del terreno. Todas las hipótesis coinciden en que la amplificación del movimiento del suelo se debe a la delgada capa superficial de materiales blandos que cubre la zona de lago. Sin embargo, una gran polémica se ha desatado entorno a la duración del movimiento sísmico, tema en el cual no acaban de converger las ideas propuestas hasta el momento. Ahora bien, en todos los estudios realizados hasta el momento se ha ignorado la respuesta de los edificios. Es decir, los efectos que se producen durante la interacción de las estructuras y el suelo ha sido completamente ignorada. Por ello, la segunda parte de la tesis fue dirigida a explorar un efecto que podría considerarse dentro de los efectos de sitio, se trata de la contribución del denso ambiente urbanizado de la ciudad de México al movimiento de "campo libre".

Estudios recientes han mostrado que los efectos de Interacción Suelo-Estructura (ISE) modifican el movimiento sísmico del terreno al menos un orden de magnitud mayores que las dimensiones del edificio, en el movimiento de campo libre. Los resultados muestran que la interacción entre la vibración de las estructuras y el movimiento del terreno requiere dos condiciones: suelo muy blando y coincidencia entre los períodos propios de la estructura y los de las capas de suelo blando. Ambas condiciones se satisfacen en la zona de lago de la Ciudad de México, donde se ha señalado que los efectos de Interacción Suelo-Estructura (ISE) pueden ser muy considerables para estructuras de períodos medios y largos. Una motivación adicional para estudiar el fenómeno de Interacción Suelo-Estructura (ISE) es el desastre ocasionado por los sismos de 1985. En aquel entonces muchas de los daños a edificios se debieron a que ellos experimentaron severo movimiento de balanceo (movimiento de mayor importancia si la estructura esta desplantada sobre suelos blandos). La importancia de los efectos de sitio para fines de ingeniería sísmica es entonces doble. Por un lado, hay que diseñar estructuras ante movimientos fuertes del suelo, y por otro lado que tales estructuras resistan altas demandas de ductilidad debido la duración del movimiento del suelo.

Un resultado importante de la primera parte de la tesis fue obtenido mediante el análisis de los datos acelerométricos en el arreglo Roma. Se mostró que en periodos cercanos al periodo fundamental del sitio, el campo de onda que cruza el arreglo proviene de varias direcciones y se propaga con la velocidad de corte de las capas superficiales. En particular, se observó que la energía sísmica proviene de la zona NW con respecto a la posición del arreglo. En primera instancia se podría pensar que esa dirección coincide con una de las zonas de mayor concentración de edificios, y que los efectos de ISE debido a esa zona son observados por arreglo Roma. Sin embargo, el fenómeno físico del efecto de ISE en el movimiento de campo libre tiene que ver con la radiación de ondas debido al amortiguamiento del suelo. Durante la ISE no habrá radiación de ondas hacia el subsuelo si el periodo fundamental de la ISE es mayor que el periodo fundamental del sitio. Observamos que la capa superficial de suelo blando de la cuenca de México aumenta de espesor en la dirección Este. El periodo del sitio en el arreglo Roma es alrededor de 2.25 y disminuye hacia la dirección Oeste. Por ello, la zona NW del arreglo Roma reúne las condiciones propicias para ser señalada como fuente de efectos de ISE que contribuyan al movimiento observado en los registros de ese arreglo.

El objetivo de la segunda parte de la tesis fue el de profundizar en la investigación realizada sobre la relación entre la presencia de edificios en la Ciudad de México y el movimiento del terreno llamado "libre". Para cumplir con este objetivo se llevó a cabo el análisis de datos de movimiento fuertes (siete eventos de la zona subducción, $M > 6$) y mediciones de vibración ambiental. Los datos de aceleración fueron recopilados de dos estructuras instrumentadas y los registros de vibración ambiental de tres experimentos, dos de ellos en la zona urbana y el tercero alejado de la ciudad de México. Los datos de movimientos fuertes permitieron abordar el problema de ISE, mediante los siguientes tres etapas: 1) caracterización de los efectos de ISE sobre la respuesta dinámica-estructural 2) análisis del movimiento del terreno en los dominios tiempo - frecuencia, y 3) modelado del campo de onda difractado por la estructura hacia el subsuelo. Los resultados de la primera etapa mostraron que para las dos estructuras estudiadas, edificios Jalapa y Plaza Córdoba, los efectos inerciales son de mayor importancia que los efectos cinemáticos. La importancia del efecto inercial en la respuesta de la estructura se debe en

mayor medida al movimiento de balanceo, es decir, a que la rigidez de la estructuras fue más importante que la del suelo. La magnitud del contraste de rigidez fue el efecto que permitió identificar la contribución de la ISE en el movimiento de campo libre. En efecto, los resultados de la segunda etapa mostraron que la interacción de los edificios con el suelo en la dirección más rígida de éstos produce un movimiento acoplado. Este acoplamiento es generado por los desplazamiento lateral y de balanceo del edificio. El análisis de los registros en la vecindad de la base de los edificios mostró trenes de onda resultado de dicho movimiento acoplado, fenómeno que sólo se logró identificar alrededor de la frecuencia fundamental de la ISE. Los resultados de la tercera etapa, comprobaron que durante la ISE la magnitud de sus efectos en el movimiento de campo libre depende de: a) la contribución del momento de balanceo de la estructura, y b) de la relación entre las frecuencias de ISE y la fundamental del sitio.

El análisis de los datos de vibración ambiental sugirió que el medioambiente urbanizado debe tomar en cuenta estudios de riegos sísmico. La evaluación de las condiciones locales del subsuelo (amplitud relativa y frecuencia predominante) en sitios dentro de la ciudad presenta variaciones importantes, tanto entre componentes horizontales, como en la amplificación para puntos muy cercanos entre sí. Cabe mencionar que estas variaciones desaparecen con la práctica usual de calcular promedios entre componentes horizontales y de radicalmente aplicar un suavizado espacial a las mediciones antes de elaborar curvas de isoperiodos. Con estos procedimientos se disfrazan los efectos de ISE, los cuales sin embargo, no desaparecen.

La respuesta sísmica del Valle de México ha sido muy arduamente estudiada. Los avances logrados se deben en gran medida al desarrollo de la sismología e ingeniería sísmica en México. Por ejemplo, actualmente el número de instrumentos de movimientos fuertes rebasa en gran medida los instrumentos que registraron los sismos de Michoacán de 1985. Gracias a ello, y en especial al entusiasmo de diferentes investigadores, se han logrado avances importantes en la reducción del riesgo sísmico al que están expuestas, no solo la ciudad de México, varias ciudades de país. Desafortunadamente, el crecimiento de estas ciudades no ha cesado y en muchas de ellas no se cuenta con los avances logrados, en materia riesgo sísmico, con los que cuenta la ciudad de México.

Referencias

- Aki, K. (1980). *Quantitative Seismology, Theory and Methods*, W.H. Freeman and Co., San Francisco, 932p.
- Aki, K. (1988). Local site effect in ground motion, en *Earthquake Engineering and Soil Dynamics II - Recent advances in ground motion evaluation*, J.L. Von Thun, editor. Geotechnical Special Publication, *Am. Soc. Civil Eng.*, New York. 20, 103-155.
- Alcántara, L., D. Almora, G. Castro, J. Ylizaliturri, M.A. Macías y H. Sandoval (1995). El sismo del 14 de septiembre de 1995 (Mw=7.3) en el edificio Plaza Córdoba, acelerogramas obtenidos. Informe Interno del Instituto de Ingeniería, UNAM, 26 pp.
- Alcántara, L., R. Quaas, C. Pérez, C. Javier, A. Flores, E. Mena, B. López, J.M. Espinosa, F. González, J.M. Madinaveitia, M. Ayala, L. Munguía, A. Vidal, J. Aguilar y E. Guevara (1999). La base mexicana de sismos fuertes. Un sistema en CD-ROM para la obtención de acelerogramas de 1960 a 1997, *Memoria del XII Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica*, 17-20 de noviembre, Morelia, Mich., Sociedad Mexicana de Ingeniería Sísmica, I, 23-32.
- Alcorta, R. (1995). *Análisis y predicción de comportamiento dinámico de estructuras usando técnicas de identificación de sistemas y linealización equivalente*, tesis doctoral, Facultad de Ingeniería UNAM, 95 pp.
- Alesina, D., R.L. Woodward y R.K. Sneider (1996), Shear wave velocity structure in North America from large-scale waveform inversions of surface waves, *J. Geophys. Res.*, 101, 15,969-15,986.
- Anderson, J.G. y S.E. Hough (1984). A model for the shape of the Fourier amplitude spectrum of acceleration at high frequencies, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 74, 1969-1993.
- Avilés, J. y Pérez-Rocha L.E. (1998). Site effects and soil-structure interaction in the Valley of Mexico, *Soil Dyn. and Earthq. Engrg.* 17, pp. 29-39.
- Bally, A.W., C.R. Scotese y M.I. Ross (1989). North America: Plate-tectonic setting and tectonic elements, in *The Geology of North America-An overview*, edited by A.W. Bally and A.R. Palmer, pp. 1-15, Geol. Soc. of Am. Boulder, Colo.
- Bard, P.-Y., M. Campillo, F.J. Chávez-García y F.J. Sánchez-Sesma (1988). A theoretical investigation of large and small-scale amplification effects in Mexico City Valley, *Earthquake Spectra*, 4, 609-633.
- Bard, P.-Y. y A. Wirgin (1995). Effect of built environment on "free-field" motion for very soft, urbanized sites, *Proc. Third Intl. Conf. on Recent Advances in Geotech. Earthq. Engrg. And Soil Dyn.*, 2-7 abril, St. Louis Missouri. II, 549-555.
- Bard, P.-Y., Guéguen, P. y Wirgin, A. (1996), "A note on the seismic wavefield radiated from large building structures into soft soil", *Proc. Eleventh World Conf. on Earthq. Engrg.*, junio 23-28, Acapulco, México, artículo No. 1838, Elsevier Science Ltd.

- Barker, J.S., M. Campillo, F.J. Sánchez-Sesma, D. Jongmans y S.K. Singh (1996). Analysis of wave propagation in the Valley of Mexico from a dense array of seismometers, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **86**, 1667-1680.
- Beck, M.E. (1991). Case for northward transport of Baja and costal southern California. Paleomagnetic data, analysis and alternatives, *Geology*, **19**, 506-509.
- Bermúdez Angulo, M.L. (1997). *Influencia del parque inmobiliario en el movimiento sísmico de la ciudad de México*, Tesis de maestría, UACPyP, CCH, UNAM, 160 p.
- Boatwright, J. (1978). Detailed spectral analysis of two small New York State earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **68**, 1117-1131.
- Boatwright, J., J.B. Fletcher y T.E. Fumal (1991). A general inversion scheme for source, site, and propagation characteristics using multiply recorded sets of moderate-sized earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **81**, 1754-1752.
- Bodin, P., J. Gomberg, S.K. Singh, y M. Santoyo (1999). Dynamic deformations of shallow sediments in the Valley of Mexico. Part I: Three dimensional strains and rotations recorded on a seismic array, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **86**, 1667-1680.
- Bohnel, H., D. Morán-Zenteno, P. Schaaf y J. Urrutia-Fucugauchi (1992). Paleomagnetic and isotope data from southern Mexico and the controversy over the pre-neogene position of Baja California, *Geophys. Intern.*, **31**, 253-261.
- Burbach, G., C. Frolich, W. Pennington y T. Matumoto (1984). Seismicity and tectonics of the subducted Cocos plate, *J. Geophys. Res.*, **89**, 7719-7735.
- Burger, R.W., P.G. Somerville, J.S. Barker, R.B. Herrmann y 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.
- Campillo, M., J.C. Gariel, K. Aki y 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.
- Campillo, M., S.K. Singh, N. Shapiro, J. Pacheco y R.B. Herrmann (1996). Crustal structure South of Mexican Volcanic Belt, based on group velocity dispersion, *Geofísica Internacional*, **35**, 361-370.
- Campos-Enriquez, J.O. y 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 coña de los terremotos correspondientes a las regiones Central y Oriental del Eje Volcánico de México, *Geofís. Int.*, **25**, 503-520.
- Cárdenas, M. (1996). *La amplificación regional del movimiento sísmico en el centro de México. Restricciones a partir del análisis de datos y modelos*. tesis para obtener el título de Maestro en Sismología y Física del Interior de la Tierra, UACPyP del CCH, UNAM, 90 p.

- Cárdenas, M., F.J. Chávez-García and A. Gusev (1997). Regional amplification of ground motion in central Mexico. Results from coda magnitude data and preliminary modeling. *Journal of Seismology*, **1**, 341-355.
- Cárdenas, M., J. Lermo, F. Núñez-Cornú, A. González y D. Córdoba (1998a). Seismic energy attenuation in the region between the Coast of Guerrero and Mexico City: Differences between paths along and perpendicular to the coast. *Phys. Earth Planet. Interiors*, **105**, 47-57.
- Cárdenas, M., Bermúdez, M. y Chávez-García, F.J. (1998b). Ground Motion in Mexico City. Contributions of Building Stock, *Proceedings of the Second International Symposium on the Effects of Surface Geology on Seismic Motion*, Yokohama, Japan, diciembre 1-3. 421-426.
- Cárdenas, M., P.-Y Bard y F.J. Chávez-García (1999). Comportement dynamique des bâtiments sous forts sollicitations: le cas de Mexico, *5ème Colloque National Génie Parasismique et Response Dynamique des Ouvrages*. ENS Cachan, 19-20 octobre, Vol.1, pp.181-188.
- Cárdenas, M., P.-Y Bard, P. Guéguen y F.J. Chávez-García (2000). Soil-structure interaction in Mexico City. Wave field radiated away from Jalapa building: data and modelling, *12th World Conference on Earthquake Engineering, Auckland, Nueva Zelanda*, 30 enero-4 febrero, artículo 385.
- Chávez-García, F.J. (1991). *Difracción et amplification des ondes sismiques dans le bassin de Mexico*, Ph. D. Thesis, Université Joseph Fourier de Grenoble, 331 pp.
- Chávez-García, F.J. y P.-Y. Bard (1994). Site effects in Mexico City eight years after the September 1985 Michoacán earthquakes, *Soil Dyn. and Earthq. Eng.*, **13**, 229-247.
- Chávez-García, F.J., F.J. Sánchez-Sesma, M. Campillo y P.-Y. Bard (1994). El terremoto de Michoacán de septiembre de 1985: efectos de fuente, trayecto y sitio, *Física de la Tierra*, Ed. Complutense de Madrid, **6**, 157-200.
- Chávez-García, F.J., J. Ramos-Martínez y E. Romero-Jiménez (1995). Surface-wave dispersion analysis in Mexico City, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **85**, 1116-1126.
- Couch, R. y S. Woodcock (1981). Gravity and structure of the continental margins of southwestern Mexico and northwestern Guatemala, *J. Geophys. Res.*, **86**, 1829-1840.
- Demant, A. y C. Robin (1975). Las fases del volcanismo en México; una síntesis en relación con la evolución geodinámica desde el Cretácico, *Rev. Inst. Geol., UNAM*, **75**, 70-82.
- DeMets, C., R.G. Gordon, D.F. Argus y S. Stein (1991). Current plate motions, *Geophys. Res. J. Int.*, **101**, 425-478.
- Dziewonsky, A., Bloch, S. y Landisman, M. (1969). A technique for the analysis of transient seismic signals, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **59**, 427-444.
- Fletcher, J.B. y J. Boatwright (1991). Source parameters of Loma Prieta aftershocks and wave propagation characteristics along the San Francisco Peninsula from a joint inversion of digital seismograms, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **81**, 1783-1812.

- Fuentes, C. (1997). Determinación de la estructura cortical para el Sur de México utilizando dispersión de ondas superficiales, Tesis de Maestría. UACPyP del CCH, UNAM.
- Furumura y Kennett (1998). On the nature of regional seismic phases -III. The influence of crustal heterogeneity on the wavefield for subduction earthquakes: the 1985 Michoacán and 1995 Copala, Guerrero, Mexico earthquakes, *Geophys. J. Int.*, **135**, 1060-1084.
- Futterman, W.I. (1962). Dispersive body waves. *J. Geophys. Res.*, **67**, 5279-5291.
- Gomberg, J.S., Priestley, K.F., Masters, T.G. y Brune, J.N. (1988a). The structure of the crust and upper mantle of northern Mexico, *Geophys. J.*, **94**, 1-20.
- Gomberg, J.S. y Priestley, K.F. (1988b). Waveform modelling using locked-mode synthetic and differential seismograms: applications to determination of the structure of Mexico, *Geophys. J.*, **94**, 193-218.
- Castil, R.G. y W. Jensky (1973). Evidence for strike-slip displacement beneath the Trans-Mexican volcanic belt, *Stanford Univ. Publ. Geol. Sci.*, **13**, 171-180.
- Gazetas, G. (1983). Analysis of machine foundation vibrations: state of the art, *Soil Dyn. and Earthquake Engineering*, **2**, 2-42.
- Gazetas, G. y G.Mylonakis (1988). Seismic soil-structure interaction: new evidence and emerging issues, *Geotechnical Earthquake Engng. And Soil Dynamics*, Geo-Institute ASCE Conference, Seattle, 3-6 August.
- Guéguen, P. y Bard, P.-Y. (1998). Contamination of ground motion by building vibrations, *Proceedings of the Second International Symposium on the Effects of Surface Geology on Seismic Motion*, Yokohama, Japan, diciembre 1-3, pp. 407-412.
- Gueguén, P., P.-Y Bard y J.-F. Semblat (1999). Interaction site-ville sous sollicitations sismiques: une expérience pour le cas de Grenoble, in 5ème Colloque National de l'Association Française de Génie Parasismique, Cachan (France), 19-21 Octobre, I, 57-64.
- Gueguén, P., P.-Y Bard y J.-F. Semblat (2000). Seismic hazard analysis from soil-structure interaction to site-city interaction, *12th World Conference on Earthquake Engineering*, Auckland, Nueva Zelanda, 30 enero-4 febrero, artículo 555.
- Hasegawa, H.S. (1985). Attenuation of Lg waves in the Canadian shield, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **75**, 1569-1582.
- Herrin, E. y T. Goforth (1977). Phase-match filters: Application to the study of Rayleigh waves, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **57**, 1259-1275.
- Herrmann, R.B. (1973). Some aspects of band-pass filtering of surface waves, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **63**, 663-671.
- Herrmann, R.B. (1987). *Computer Programs in Seismology*, Saint Louis University, Missouri.

- Hisada, Y. (1994). An efficient method for computing Green's functions for a layered half-space with sources and receivers at close depths, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **84**, 1456-1472.
- Hough, S.E., J.G. Anderson, J. Brune, F. Vernon III, J. Berger, J. Fletcher, L. Haar, T. Hanks y L. Baker (1988). Attenuation near Anza, California, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **78**, 672-691.
- Housner, G.W. (1957). Interaction of buildings and ground during an earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **47**, 179-186.
- Iida, M. (1999). Excitation of high-frequency surface waves with long duration in the Valley of Mexico, *J. Geophys. Res.*, **104**, 7329-7345.
- Iglesias, S.A. (2000). *Aplicación de algoritmos genéticos y simulated annealing para invertir la dispersión de ondas superficiales: Modelos promedio de la corteza terrestre en el sur de México*, Tesis de licenciatura, Facultad de Ingeniería, UNAM, 147 p.
- Johnson, C.A. and C.G.A. Harrison (1989). Tectonics and volcanism in central Mexico: A Landsat Thematic Mapper perspective, *Remote Sens. Environ.*, **28**, 273-286.
- Kahan, M. M. (1996). *Approches stochastiques pour le calcul des ponts aux séismes*, Ph.D. Thèse de l'Ecole National des Ponts et Chaussées, France, 172 p.
- Karig, D.E., R.K. Cardwell, G.F. Morse and D.G. Moore (1978). Late Cenozoic subduction and continental margin truncation along the northern Middle America Trench, *Geol. Soc. Am. Bull.*, **89**, 265-279.
- Lermo, J. y Chávez-García, F.J. (1994). Site effect evaluation at Mexico City: dominant period and relative amplification from strong motion and microtremor records, *Soil Dyn. & Earthq. Engrg.*, **13**, 413-423.
- Lomnitz, C. (1982). Direct evidence of a subducted plate under southern Mexico, *Nature*, **296**, 235-238.
- Lomnitz, C., J. Flores, O. Novaro, T.H. Seligman y R. Esquivel (1999). Seismic coupling of interface modes in sedimentary basins: A recipe for disaster, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **89**, 14-21.
- Luco, J.E. y L.A. Contesse (1973). Dynamic structure-soil-structure interaction, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **63**, 1289-1303.
- Margerin, L., M. Campillo, N.M. Shapiro y B. Van Tiggelen (1999). Residence time of diffuse waves in the crust as a physical interpretation of coda Q: application to seismograms recorded in Mexico, *Geophys. J. Int.*, **138**, 343-352.
- Meli, R., D. Muria-Vila y R. Quass (1993). Instrumentación sísmica del edificio Jalapa para el estudio de efectos de sitio y de respuesta estructural, *Memoria del X Congreso Nacional de ingeniería Sísmica*, Puerto Vallarta, Jal., México, pp. 271-279.
- Meli, R., Faccioli, E., Muria-Vila, D., Quass, R. y Paolucci, R. (1998), "A study of site effects and seismic response of an instrumented building in Mexico City", *Journal of Earthquake Engrg.*, No. 2, pp. 89-111.

- Meyer, R.P., J.S. Steinhart and G.P. Woollard (1961). Central Plateau, Mexico, 1957, in *Explosions Studies of Continental Structure: Carnegie Institute of Washington Publication 622*, pp. 199-225, eds Steinhart, J.S. and Meyer, R.P., Washington DC.
- 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.
- Molnar, P. and J. Oliver (1969). Lateral variations of attenuation in the upper mantle and discontinuities in the lithosphere, *J. Geophys. Res.*, **74**, 2648-2682.
- Molnar, P. and L.R. Sykes (1969). Tectonics of the Caribbean and Middle American region from focal mechanisms and seismicity, *Geol. Soc. Am. Bull.* **80**, 1639-1684.
- Mooser, F. (1972). The Mexican volcanic belt: Structure and tectonics, *Geoffs. int.*, **12**, 55-70.
- Mooser, F., A. Montiel y A. Zúñiga (1996). Nuevo mapa geológico de las cuencas de México, Toluca y Puebla, Comisión Federal de Electricidad, México, D.F., 27 p.
- Muria-Vila, D., Alcantara, L., Pérez-Rocha, L.E., Duran, R., Tena, A., Macias, M.A., Vazquez, R. y Maldonado, S. (1997). Edificios Instrumentados. *Ingenieria Civil*, No. 343, pp. 7-30.
- Nava, F.A., V. Toledo y C. Lomnitz (1985). Plate waves and the 1980 Huajuapán de León, México earthquake, *Tectonophysics*, **112**, 463-492.
- Nixon, G. T. (1982). The relationship between Quaternary volcanism in central Mexico and the seismicity and structure of subducted oceanic lithosphere, *Geol. Soc. Am. Bull.*, **93**, 514-523.
- Ordaz, M. y S.K. Singh (1992). Source spectra and spectral attenuation of seismic waves from Mexican earthquakes, and evidence of amplification in the hill zone of Mexico City, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **82**, 24-43.
- Paolucci, R. (1993). Soil-structure interaction effects on an instrumented building in Mexico City, *European Earthquake Engineering*, No. 3, 33-44.
- 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.
- Rodríguez-Cuevas, N. (1992). Response measurements of a tall building under seismic excitation, *Proc. Tenth World Conf. on Earthq. Engrg.*, 19-24 July, Madrid Spain, No. 5, pp. 2665-2671, Rotterdam: Balkema.
- Sánchez-Sesma, F.J. (1987). Site effect on strong ground motion, *Soil Dyn. and Earthq. Eng.*, **6**, 124-132.
- Sánchez-Sesma, F.J., S. Chávez-Pérez, M. Suárez, M.A. Bravo y L.E. Pérez-Rocha (1988). On the seismic response of the Valley of Mexico, *Earthquake Spectra*, **4**, 569-589.
- Seed, H.B., M.P. Romo, J.I. Sun. A. Jaime y J. Lysmer (1988). Relationships between soil conditions and earthquake ground motions, *Earthquake Spectra*, **4**, 687-729.

- Shapiro, N.M., M. Campillo, A. Paul, S.K. Singh, D. Jongmans and F.J. Sánchez-Sesma (1997). Surface-wave propagation across the Mexican Volcanic Belt and the origin of the long-period seismic-wave amplification in the Valley of Mexico, *Geophys. J. Int.*, **128**, 151-166.
- Shapiro, N.M., S.K. Singh, D. Almora y M. Ayala (2000). Evidence of dominance of higher-mode surface waves in the lake-bed zone of the Valley of Mexico, *Geophys. J. Int.*, Enviado para su posible publicación.
- Shurbet, D.H. y S.E. Cebull (1973). Tectonic interpretation of the Trans-Mexican volcanic belt, *Tectonophysics*, **101**, 159-165.
- Sieffert, J.-G. y F. Cevaer (1992). *Handbook of impedance functions, surface foundations*, Ouest Editions, Presses Académiques, 173p.
- Singh, S.K., E. Mena y R. Castro (1988). Some aspects of the source characteristics and ground motion amplifications in and near Mexico City from acceleration data of the September, 1985, Michoacan, Mexico earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **78**, 451-477.
- Singh, S.K. y 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. y M. Ordaz. (1994). Seismic energy release in mexican subduction zone earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **84**, 1533-1550.
- Singh, S.K., R. Quaas, M. Ordaz, F. Mooser, D. Almora, M. Torres y R. Vásquez (1995a). Is there truly a "hard" rock site in the Valley of Mexico, *Geophys. Res. Let.*, **22**, 481-484.
- Singh, S.K. M.A. Santoyo y J. Pacheco (1995b). Intermediate-depth earthquakes in Central Mexico: Implications for plate waves, *Geophys. Res. Let.*, **5**, 527-530.
- Seismic Analysis Code, Versión 0.57 (1998), Lawrence Livermore National Laboratory, University of California, Livermore, CA.
- Suárez, G. and S.K. Singh (1986). Tectonic interpretation of the Trans-Mexican Volcanic Belt-Discussion, *Tectonophysics*, **127**, 155-160.
- Valdés, M.C., W.D. Mooney, S.K. Singh, R.P. Meyer, C. Lomnitz, 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.
- Valdés-González, C. and R.P. Meyer (1996). Seismic structure between the Pacific coast and Mexico City from Petatlán earthquake ($M_s=7.6$) aftershocks, *Geofísica Internacional*, **35**, 377-401.
- Van der Lee, S. and G. Nolet (1995). Partitioned waveform inversion of the North American continent, paper presented at IUGG XXI General Assembly, Boulder, Colo. July 2 to 14.
- Van der Lee, S. (1996). The Earth's upper-mantle: Its structure beneath North America and the 660-km discontinuity beneath northern Europe, Ph.D. thesis, Princeton Univ., Princeton, N.J.

Vidale, J.E. (1986). Complex Polarization Analysis of Particle Motion". *Bull. Seism. Soc. Am.*, 76, 1393-1405.

Wirgin, A. y Bard, P.-Y. (1996). Effects of buildings on the duration and amplitude of ground motion in Mexico City", *Bull. Seism. Soc. Am.*, 86, 914-920.

Wolf, J.P. (1985). *Dynamic soil-structure interaction*, Prentice Hall Inc, Englewood Cliffs, NJ.

Wolf, J.P. (1994). *Foundation vibration analysis using simple physical models*", Prentice-Hall, Inc. Englewood Cliffs, N.J., 423 pp.

Yamamoto, J., L. Quintanar, R.B. Herrmann and C. Fuentes (1997). Lateral variations of Lg coda Q in southern Mexico, *Pure. Appl. Geophys.*, 149, 575-599.

Yamashita Architects and Engineers Inc. and Oyo Corporation (1996). *Estudios del subsuelo en el Valle de México*, Cuaderno de Investigación No. 34, Centro Nacional de Prevención de Desastres, México, 91p.