

*El terremoto de Michoacán de septiembre de 1985:
efectos de fuente, trayecto y sitio*
*The great Michoacán earthquake of september 1985:
source, path and site effects*

Francisco J. CHÁVEZ-GARCÍA^{1,2}, Francisco J. SÁNCHEZ-SESMA^{1,2},
Michel CAMPILLO³ y Pierre-Yves BARD^{3,4}

¹ Instituto de Ingeniería, UNAM

² Centro de Investigación Sísmica, FJBS

³ LGIT-IRIGM, Université Joseph Fourier de Grenoble

⁴ Laboratoire Central des Ponts-et-Chaussées, París

RESUMEN

El terremoto de Michoacán del 19 de septiembre de 1985 produjo enormes pérdidas humanas y materiales en la Ciudad de México. Las ondas sísmicas emitidas por la fuente a casi 400 km de distancia fueron amplificadas de manera excepcional en periodos en torno a 3 seg. Para explicar este fenómeno se analizan de manera unificada efectos de fuente, trayecto y sitio.

Los registros de ondas P a distancias telesísmicas sugieren que el temblor de Michoacán emitió energía anormalmente grande en la banda de frecuencias de 0.3 a 0.7 Hz. Por otra parte, los registros instrumentales en la cercanía de la zona epicentral muestran la ruptura como el crecimiento de una grieta suave. Los registros de campo cercano muestran también notorias oscilaciones con un periodo de 0.3 seg. Usando simulación numérica se ha mostrado que esas oscilaciones pueden explicarse mediante cambios en la velocidad del frente de ruptura.

Los desplazamientos verticales en la Ciudad de México son muy similares entre sí independientemente del sitio de registro. A frecuencias bajas, los componentes horizontales son también similares entre todas las estaciones. Estos registros se interpretan como la superposición de ondas de Rayleigh de periodo largo y ondas Lg en los periodos cortos. Se ha demostrado que las ondas que se propagan desde la costa hacia la Ciudad de México sufren considerablemente menos atenuación que las que se propagan en otras direcciones.

Los daños observados en el valle de México ocurrieron únicamente en sitios de origen lacustre en los que los espesores de la arcillas son de 20 a 40 m. Ello y los valores típicos de la velocidad de propagación de las ondas de cortante sugieren que buena parte de las amplificaciones puede explicarse en términos del modelo unidimensional usual. No obstante, los movimientos registrados muestran una gran duración que no admite explicación con este modelo. A la luz de los datos registrados en 1985 y en terremotos posteriores se examinan las diferentes propuestas que se han hecho para explicar estas observaciones.

ABSTRACT

The September 19, 1985, Michoacán earthquake produced unprecedented human and material losses in Mexico City. The seismic waves generated by the source at almost 400 km of distance were greatly amplified at periods around 3 sec. In order to explain this phenomenon, simultaneous consideration is made of source, path, and site effects.

Analysis of teleseismic P wave records suggests that Michoacán earthquake was exceptionally energetic in the frequency band 0.3 to 0.7 Hz. Instrumental recordings in the epicentral zone show that the rupture process consisted of the growth of a smooth crack. Near source recordings also show conspicuous ripples with a period of about 3 sec. Numerical simulation shows that these ripples can be explained by a series of changes of the rupture front velocity.

Vertical displacement seismograms in Mexico City are almost identical independently of whether the recording site is on soft clay sediments or on hard ground. The same is true in the low frequency range for horizontal motions. These records are interpreted as the superposition of long period Rayleigh wave and short period Lg. It has been shown that waves propagating inland undergo significant less attenuation than waves propagating along the coast.

Damage in Mexico City was confined to the ancient lake bed zone, where the thickness of clay ranges between 20 and 40 m. This and the typical values of shear wave propagation velocities suggest that a good deal of the observations can be explained in terms of the usual 1D shear model. Nevertheless, the recorded ground motion shows a large duration that cannot be explained with this model. Under the light shed by recorded strong motion data since 1985, different proposals to explain these observations are examined.

1. INTRODUCCION

El 19 de septiembre de 1985 una porción de la placa de Cocos se desplazó bajo la placa de Norteamérica en la región de Michoacán, en la zona de subducción que se encuentra paralela a la costa mexicana del océano Pacífico. Las consecuencias de este terremoto en las construcciones sobre suelo blando en la Ciudad de México, a casi 400 km de distancia epicentral, fueron enormes y constituyen el peor desastre sísmico en la historia de México. Más de 10,000 personas perdieron la vida, al menos 50,000 quedaron sin techo y las pérdidas materiales fueron de cerca de 4,000 millones de dólares (Esteva, 1988).

El terremoto de Michoacán ($M_S = 8.1$) no fué un sismo de magnitud excepcional en México. Entre 1900 y 1981 ocurrieron 22 eventos en la zona de subducción del Pacífico de magnitud $M_S \geq 7.5$ (Singh et al., 1981). La importancia de este terremoto y de sus consecuencias en una ciudad moderna, en la cual estaba en vigor un reglamento de construcción que se encontraba a la vanguardia en la ingeniería sísmica mundial, dio un fuerte impulso a la investigación en las áreas de sismología, ingeniería sísmica y

dinámica de estructuras. Gran parte del conocimiento generado se incorporó en la nueva versión del Reglamento de Construcciones para el Distrito Federal en 1987.

El evento principal consistió de dos subeventos, separados unos 26 seg en el tiempo. La aceleración máxima observada en la zona epicentral fue anormalmente baja, 0.2 g a 20 km de distancia epicentral (Anderson et al., 1986). Para fines de comparación, la ley de atenuación de Campbell (1981) predice 0.8 g a 20 km de la falla de un sismo de magnitud 8.1. A casi 400 km de distancia epicentral en la Ciudad de México, 11 acelerógrafos digitales se dispararon con el movimiento de las ondas sísmicas propagadas desde la fuente. Uno de ellos, SC, registró una aceleración máxima de 0.2 g, similar a la observada directamente sobre la falla. En las publicaciones que han aparecido en los últimos ocho años se ha mostrado que para comprender los registros de aceleración obtenidos en la Ciudad de México debemos tomar en cuenta las contribuciones al movimiento de la fuente, del trayecto entre la costa y la Ciudad de México y de los efectos de sitio en la zona de suelo blando de la ciudad.

El propósito de este trabajo es abordar de manera unificada las contribuciones de la fuente, del trayecto y del sitio. Ello nos permitirá comprender las altas intensidades del movimiento sísmico observado en la Ciudad de México. En cada sección señalaremos las inferencias que podemos hacer a partir de las observaciones y su interpretación en términos de modelos. Asimismo, haremos notar que subsisten observaciones para las que no contamos con una explicación, es decir, observaciones que no hemos logrado reproducir con un modelo. Para ello, hemos tomado libremente algunos resultados de la gran cantidad de publicaciones sobre el tema y resumimos los más sobresalientes o los más debatibles. En este trabajo buscamos evaluar nuestra comprensión de las diferentes observaciones y señalar problemas no resueltos. La importancia de estos problemas es capital, pues de la comprensión del fenómeno depende nuestra capacidad de predecir las repercusiones que tendría un sismo de magnitud similar al de Michoacán en la brecha sísmica de Guerrero.

2. EFECTOS DE FUENTE

El evento principal del sismo de Michoacán se produjo el 19 de septiembre de 1985 a las 7:17 (hora local) en la costa Oeste de México, en el límite entre las placas de Cocos y de Norteamérica. Las características de la fuente fueron determinadas a partir de registros telesísmicos (Eissler et al., 1986; Houston y Kanamori, 1986) y del análisis de ondas superficiales (Ekström y Dziewonski, 1986; Riedsel et al., 1986). Los resultados indican que la superficie de ruptura tuvo una forma alargada de dimensiones aproximadas 170 por 50 km, dispuesta paralelamente a la costa (Figura 1). El

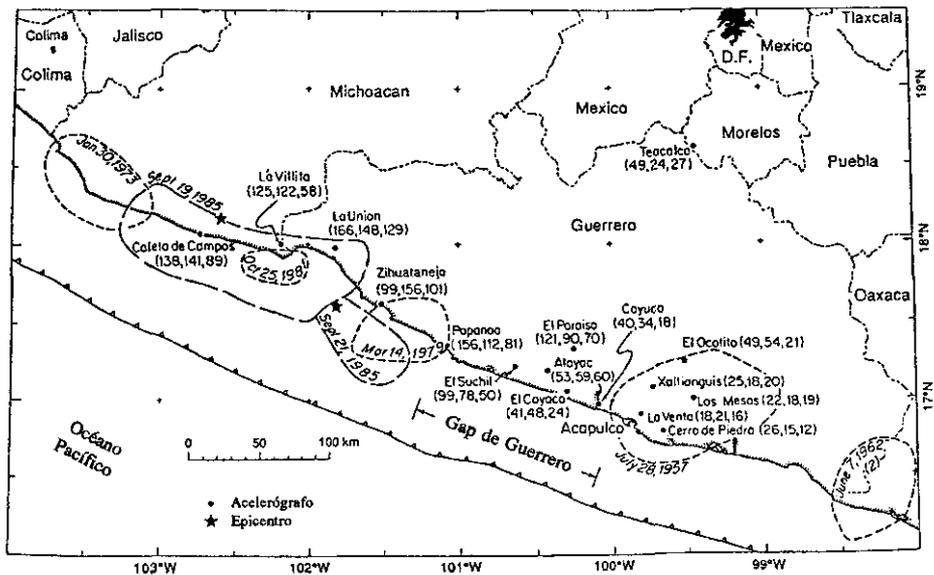


Figura 1. Mapa de la costa mexicana del Pacífico con el área de réplicas del sismo de Michoacán, así como de algunos otros terremotos importantes. Se indica con círculos llenos la localización de las estaciones acelerográficas que registraron el evento del 19 de septiembre de 1985 y, entre paréntesis, los valores de aceleración máxima (en cm/s^2) registrados en cada componente en el orden NS, EW y vertical. [Adaptada de Anderson et al., 1986].

desplazamiento fué de tipo falla inversa con una pequeña componente de rumbo en un plano con buzamiento estimado entre 10° y 15° . La función fuente puede descomponerse en dos pulsos principales, que ocurrieron con un intervalo de aproximadamente 26 seg y están asociados a momentos sísmicos iguales representando cada uno el 45% del momento sísmico total ($M_0 = 1.1 \times 10^{21}$ N·m). La profundidad del hipocentro fué de 17 km.

En los siguientes párrafos presentaremos los resultados más sobresalientes concernientes al análisis del mecanismo de ruptura. Este análisis se ha basado en sismogramas obtenidos a distancias telesísmicas y en los acelerogramas registrados directamente sobre el plano de falla en la zona epicentral. Los resultados nos permitirán caracterizar el movimiento sísmico irradiado hacia la Ciudad de México.

2.1. Ondas P telesísmicas

El análisis de ondas P registradas a distancias telesísmicas es comúnmente utilizado para estudiar las características de la fuente. Ejemplo de ello son los estudios de Eissler et al. (1986) y Mendoza y Hartzell (1988). En esta sección nos referiremos en cambio a la utilización de los registros

telesísmicos para estudiar el campo irradiado desde la fuente a la Ciudad de México. Este enfoque ha sido utilizado en los trabajos de Campillo et al. (1989) y Singh et al. (1990). Resumiremos a continuación sus resultados más importantes.

Campillo et al. (1989) señalaron la presencia de oscilaciones de amplitud importante en la banda de 2 a 4 seg en registros telesísmicos de las redes DWWSSN, SRO, RSTN, GEOSCOPE y NARS. Estas oscilaciones, emitidas desde el inicio del proceso de ruptura, aparecen superpuestas a un pulso de periodo largo en la mayoría de los registros catalogados por Zirbes et al. (1985), con excepción de algunas estaciones en el rango de 0 a 90° de azimuth desde el epicentro. El ángulo de salida de las ondas P para las estaciones en las que no aparecen dichas oscilaciones está comprendido entre 24° y 30°. Campillo et al. (1989) conjeturaron que la ausencia de las oscilaciones de periodo corto en esas estaciones podría deberse a efectos de sitio en las estaciones, o bien, a esparcimiento y atenuación de estas oscilaciones al viajar debajo del Eje Volcánico Transmexicano.

Con objeto de establecer si la energía emitida alrededor de 3 seg de periodo es anormal comparada con otros eventos mexicanos de la zona de subducción, Singh et al. (1990) calcularon cocientes espectrales de ondas P telesísmicas entre registros para el sismo de Michoacán y otros cinco grandes terremotos mexicanos ($7.0 \leq M_w \leq 7.7$). Los resultados indican que el evento de Michoacán, registrado en estaciones en el cuadrante NE, es anormalmente energético en la banda de frecuencias 0.3 a 0.7 Hz relativamente al espectro que predice el modelo ω^{-2} . El mismo resultado se obtiene al comparar los espectros de Fourier observados para el sismo de Michoacán en terreno firme en la Ciudad de México con una regresión para temblores de la zona de subducción. Singh et al. (1990) concluyen que diversas líneas de evidencia indican consistentemente que el sismo de Michoacán emitió ondas de cuerpo de amplitudes anormalmente grandes en la banda de frecuencias de 0.3 a 0.7 Hz. Adicionalmente, existen indicaciones de que esta irradiación podría tener una dirección preferencial hacia el NE, en dirección de la Ciudad de México.

La irradiación anormal del sismo de Michoacán aparece claramente en registros de ondas P telesísmicas pero, si es característica de la fuente, debe observarse en todo el campo de ondas generado por el temblor. Veamos ahora los registros de la zona epicentral, que permiten estudiar con más detalle el proceso de ruptura en la fuente.

2.2. Proceso de ruptura a partir de registros epicentrales

El sismo de Michoacán fue bien registrado en la zona epicentral. Ello se debió a que, en 1985, se tenía instalada una red de acelerógrafos digitales para monitoreo de la brecha sísmica de Guerrero (ver Figura 1), a través de un proyecto conjunto de la UNAM y la Universidad de California

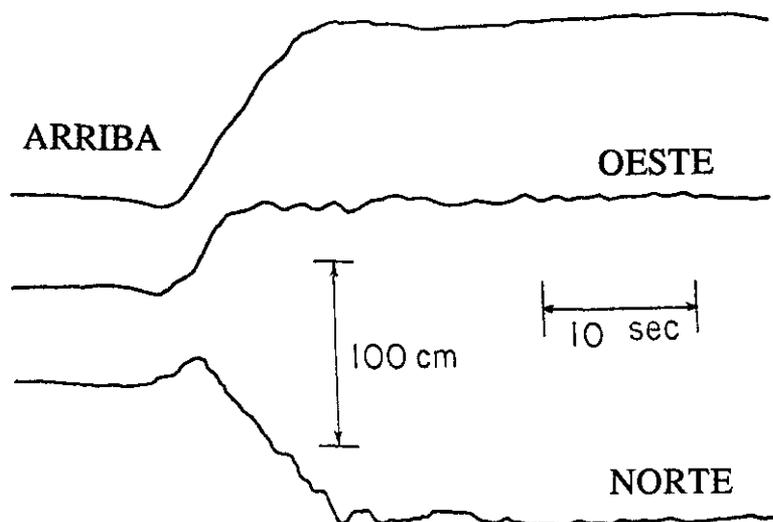


Figura 2. Desplazamientos (obtenidos de la doble integración de los registros de aceleración) observados en la estación Caleta de Campos, directamente sobre la falla y a 20 km del epicentro. [Adaptada de Sánchez-Sesma et al., 1989].

en San Diego (los responsables y el proyecto se han transferido a la Universidad de Nevada en Reno).

Los registros de la zona epicentral fueron presentados por Anderson et al. (1986). De particular interés fueron los registros obtenidos en la estación Caleta de Campos (Figura 1), localizada directamente sobre el plano de falla y cercana al epicentro. La Figura 2 muestra los desplazamientos obtenidos de la doble integración de los registros de aceleración en esta estación. El componente vertical representa aproximadamente el desplazamiento en la dirección perpendicular a la superficie de ruptura del primer subevento. Observamos un crecimiento suave del desplazamiento hasta alcanzar el nivel final en forma de rampa. El nivel de la costa en Caleta de Campos se elevó un metro con respecto al nivel del mar (Anderson et al., 1986).

El desplazamiento en la dirección transversal al plano de falla depende fuertemente del tipo de discontinuidad que ocurra en ese plano (Aki y Richards, 1980). En particular, permite discriminar entre rupturas tipo grieta con caída de esfuerzos constante y modelos de fuente cinemáticos de tipo dislocación uniforme. Campillo et al. (1989) calcularon sismogramas sintéticos para estos dos tipos de ruptura. Para ello, consideraron que el registro de Caleta de Campos corresponde al primer subevento, pues el segundo subevento se localiza a 60 km de la estación. La ruptura del primer subevento se inició a 17 km de profundidad y 20 km al Noreste de la esta-

ción de acuerdo con la localización del hipocentro. El primer modelo considerado fué el de dislocación en un plano. La geometría del modelo se muestra en la Figura 3. La ruptura se inicia en el borde Norte del plano de falla y se propaga isotrópicamente en dirección opuesta al buzamiento hasta que alcanza los límites del plano de ruptura. La función de deslizamiento es la misma para todos los puntos del área de ruptura y es una función escalón suavizada con "rise time" de 8 seg.

El segundo modelo estudiado por Campillo et al. (1989) es un modelo de grieta con propagación unilateral de la ruptura, como se muestra en la Figura 4. Campillo et al. (1989) construyeron un modelo basado directamente en la solución auto similar propuesta por Kostrov (1964). Resultados numéricos de Madariaga (1976) demostraron que la solución de Kostrov es una aproximación adecuada de la función deslizamiento, al menos hasta antes de la aparición de las fases de frenado. En cada instante de tiempo, el deslizamiento corresponde a la forma elíptica de la solución estática para una grieta de cortante. La Figura 4c muestra la función deslizamiento para diferentes instantes de tiempo a lo largo de una sección perpendicular al rumbo del plano de ruptura.

La Figura 5 muestra los desplazamientos obtenidos para los modelos de grieta y de dislocación en los receptores indicados en las Figuras 3 y 4. Observamos que la diferencia fundamental entre ambos modelos es la presencia o ausencia de un máximo local en los desplazamientos verticales. El modelo de dislocación predice un máximo local significativo, que decrece antes de que el desplazamiento adquiera el valor estático final. Por el contrario, el modelo de grieta predice un desplazamiento vertical que aumenta suavemente hasta alcanzar el valor final, muy similar al observado. Este resultado está en acuerdo con el estudio de Yomogida (1988), pero parece contradictorio con la observación de que los registros a distancias telesísmicas del evento de Michoacán están caracterizados por la presencia de oscilaciones de periodo corto, casi simultáneos al inicio de la señal. Los registros de velocidad de Caleta de Campos muestran que estas oscilaciones también están presentes en el campo cercano (Figura 6a).

La propuesta de Campillo et al. (1989) para explicar simultáneamente la complejidad de los registros de velocidad y la sencillez de los registros de desplazamiento fué un modelo de grieta auto-similar con cambios en la velocidad de ruptura. En efecto, Ida (1973) mostró numéricamente que, aún en el caso de un medio homogéneo, el proceso de aceleración-desaceleración de la ruptura está caracterizado por una escala de tiempo constante, lo que sugiere una periodicidad aparente. En el modelo final de Campillo et al. (1989), la complejidad del movimiento observado se debe exclusivamente a la cinemática del frente de ruptura, mientras que la distribución de deslizamiento sobre el plano de falla permanece globalmente similar al de una grieta suave. De existir heterogeneidades en el plano de falla, el movimiento en el campo cercano estaría caracterizada por un con-

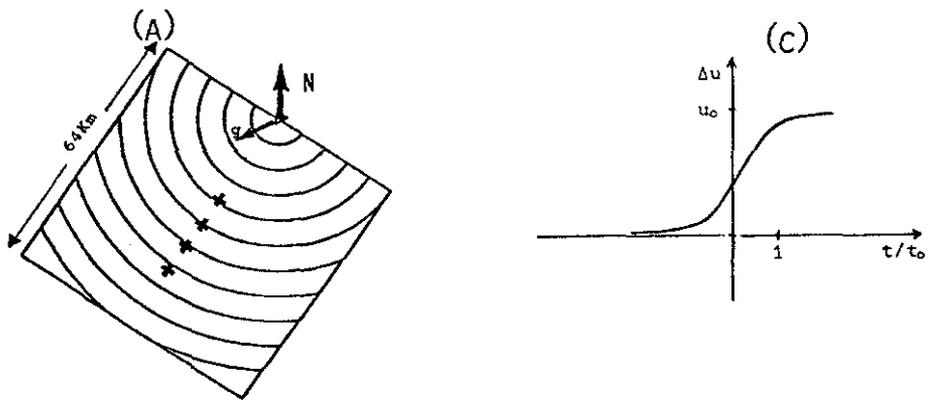
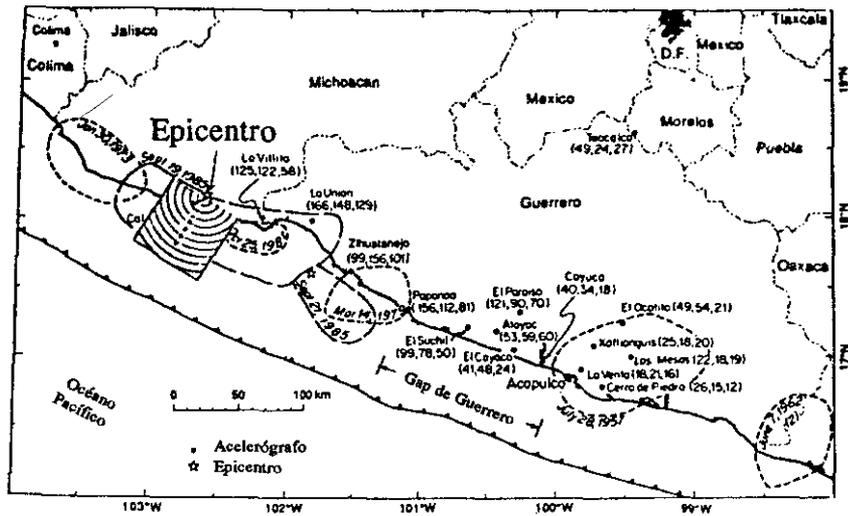


Figura 3. (a) Proyección en el plano del área de ruptura supuesta para el primer subevento. Las líneas indican la posición del frente de ruptura a intervalos de tiempo regulares para el modelo de dislocación. Las flechas marcadas N y g indican, respectivamente, el norte y la dirección del deslizamiento. Las cruces muestran la posición de los receptores. (b) Localización aproximada del primer subevento, debajo de la estación Caleta de Campos. (c) Función de desplazamiento utilizada por Campillo et al. (1989) para el modelo de dislocación. [Adaptada de Sánchez-Sesma et al., 1989].

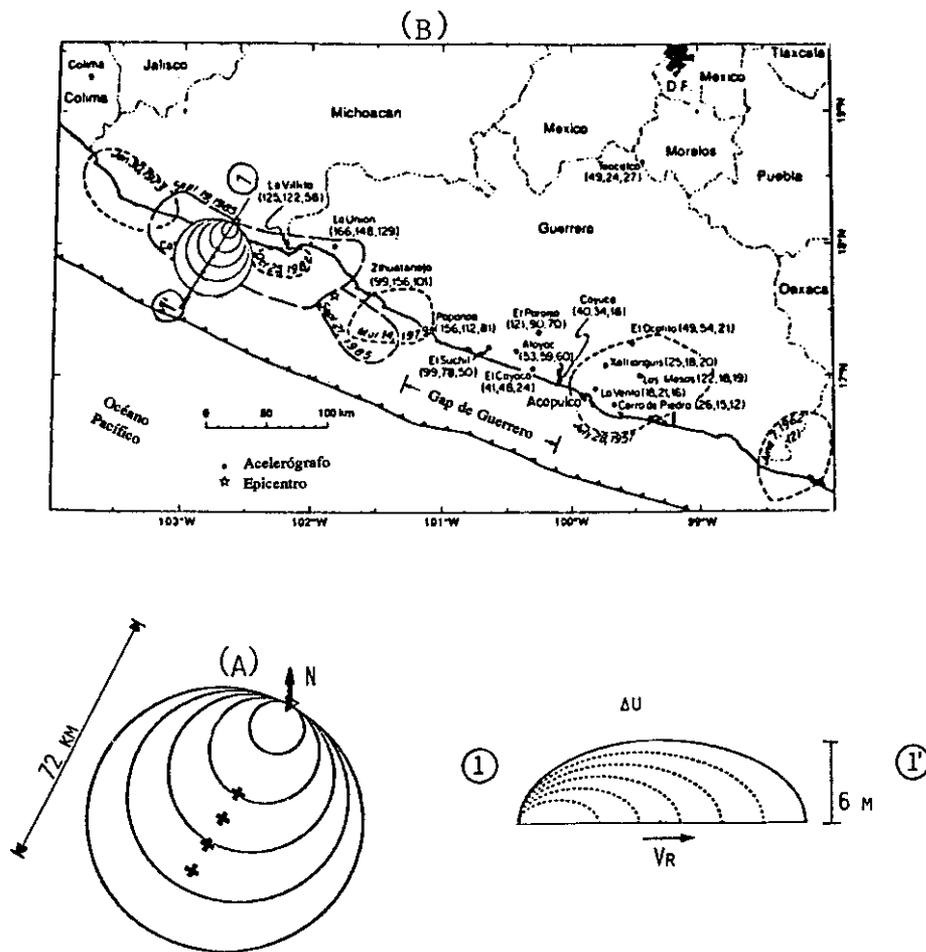


Figura 4. (a) Geometría supuesta para el modelo de grieta. Las flechas marcadas N y g indican, respectivamente, el norte y la dirección del deslizamiento. Los círculos indican el crecimiento de una grieta asimétrica. Las cruces muestran la posición de los receptores. (b) Localización aproximada del primer subevento, debajo de la estación Caleta de Campos. (c) Sección transversal de la función deslizamiento a diferentes instantes de tiempo a lo largo de la línea 1-1' marcada en (b). V_R es la velocidad de ruptura máxima. [Adaptada de Sánchez-Sesma et al., 1989].

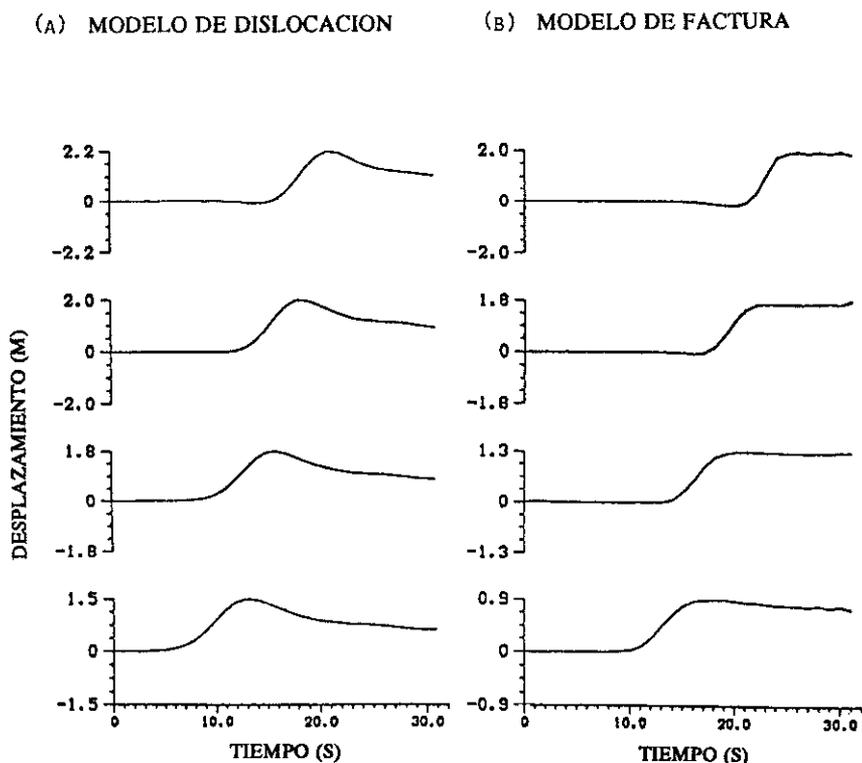


Figura 5. Desplazamientos verticales sintéticos simulados con el modelo de dislocación (a) y el de grieta (b). Las geometrías correspondientes y localización de los receptores se muestran en las Figuras 4 y 5 respectivamente. [Adaptada de Sánchez-Sesma et al., 1989].

tenido importante de altas frecuencias, en contradicción con las bajas aceleraciones observadas en la zona epicentral. Ejemplos de los resultados se presentan en la Figura 6 junto con los correspondientes modelos de la cinemática del frente de ruptura. Estos modelos no alteran el desplazamiento vertical generado, por lo que no invalidan el buen acuerdo observado entre las Figuras 2 y 5. En conclusión, Campillo et al. (1989) mostraron que tanto las observaciones a distancias telesísmicas así como las obtenidas en campo cercano pueden explicarse al suponer que el evento de Michoacán se debió al crecimiento irregular de una grieta simple y suave.

3. EFECTOS DE TRAYECTO

Una vez generadas por la fuente, las ondas sísmicas se propagaron en todas direcciones. Sin embargo, la atenuación que sufrieron en esta pro-

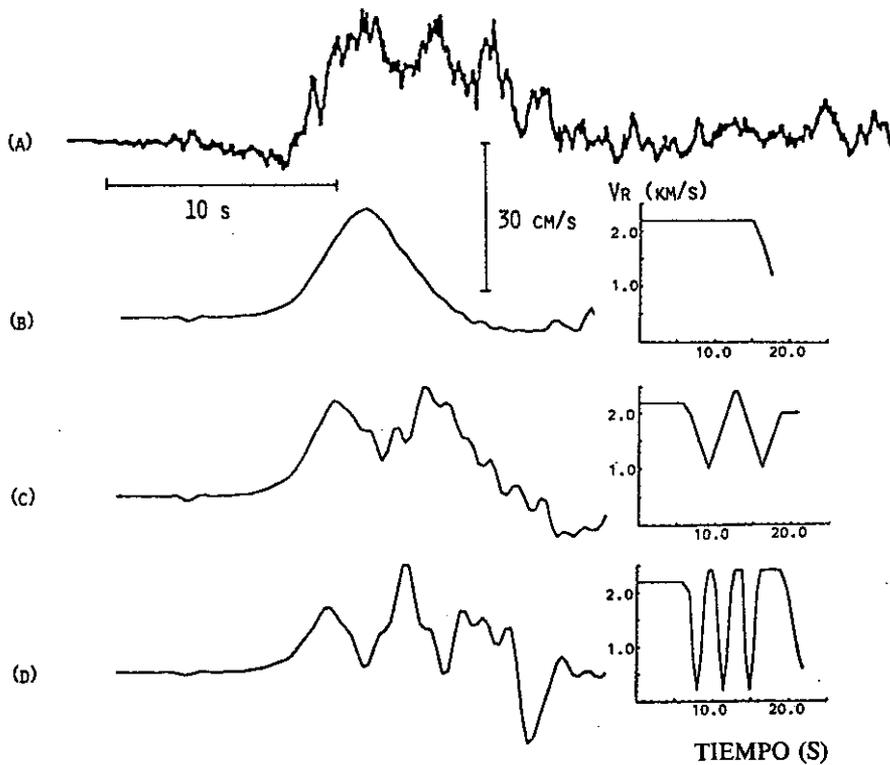


Figura 6. (a) Registro vertical de la velocidad (integrado de la aceleración) obtenido en la estación Caleta de Campos. (b) a (d) Sismogramas sintéticos obtenidos con el modelo de grieta propuesto por Campillo et al. (1989) para diferentes cinemáticas del frente de ruptura. A la derecha de cada sintético se muestra la cinemática de la ruptura correspondiente. [Adaptada de Sánchez-Sesma et al., 1989].

pagación no fué independiente de la dirección de propagación. Se ha demostrado que la atenuación a lo largo de la costa del Pacífico es mucho mayor que la que se observa perpendicularmente a la costa. En los siguientes párrafos examinaremos la evidencia de este fenómeno. Además, presentaremos un análisis reciente de los registros de aceleración obtenidos para el sismo de Michoacán en la Ciudad de México.

3.1. Atenuación perpendicularmente a la costa

Gutiérrez y Singh (1988) analizaron sismogramas de papel ahumado obtenidos para sismos pequeños ($2 \leq M_c \leq 4$, $M_c =$ magnitud de coda) frente a las costas de Guerrero y Michoacán. Ellos observaron diferencias de hasta un factor 4 en la amplitud de ondas S entre trayectorias hacia aden-

tro del continente, relativamente a trayectorias a lo largo de la costa. Estas observaciones se limitaron a distancias pequeñas, no mayores de 30 km de la costa.

El análisis de la atenuación comparada de los registros para el sismo de Michoacán fué presentado en Singh et al. (1988), basado en cocientes espectrales entre acelerogramas registrados a lo largo de la costa del Pacífico y en terreno firme en el valle de México. Estos autores determinaron un factor de amplificación espectral de 7.5 para 0.5 Hz entre registros en terreno firme en la Ciudad de México, relativamente a una estación en terreno firme a lo largo de la costa para este temblor. Singh et al. (1988) sin embargo no avanzan ninguna explicación a esta observación.

Un estudio sistemático de la atenuación del movimiento sísmico entre la costa del Pacífico y el Valle de México (VM) fué presentado por Ordaz y Singh (1992). En este trabajo se realizó una doble regresión con los datos de 8 temblores bien registrados en México. La primera regresión permitió determinar el espectro de fuente para 8 valores de frecuencia entre 0.2 y 5 Hz. La segunda regresión permitió obtener leyes de atenuación de la aceleración máxima observada en bandas estrechas de frecuencia. Un ejemplo de los resultados se presenta en la Figura 7. Las líneas muestran las leyes de atenuación obtenidas de la regresión con todos los datos, mientras que los símbolos indican los valores medidos en diversas estaciones sobre terreno firme en el VM. Podemos observar claramente que el movimiento en los sitios en terreno firme en el VM es mucho mayor que el que predice el promedio de todas las observaciones. Ordaz y Singh (1992) determinan diferencias de un factor de 10 entre 0.2 y 0.7 Hz para sitios en terreno firme en el VM relativamente a sitios a la misma distancia epicentral localizados a lo largo de la costa. Estos autores sugieren que las diferencias en la atenuación según la trayectoria aparecen sólo a distancias mayores de 200 km.

En el marco de un proyecto de refracción a gran escala para determinar la estructura de la corteza, se realizaron tiros de explosivo en el mar, frente a las costas de Guerrero. Cárdenas et al. (1994) analizaron algunos de los registros obtenidos, para los cuales se contaba con una calibración relativa de los sismógrafos digitales utilizados. El objetivo fué estudiar las diferencias entre la atenuación de la energía sísmica siguiendo trayectorias a lo largo y perpendicularmente a la costa. El método de análisis fué similar al utilizado por Ordaz y Singh (1992), con la diferencia de que Cárdenas et al. (1994) obtuvieron las curvas de atenuación para los registros a lo largo de la costa independientemente de las correspondientes para los registros obtenidos perpendicularmente a la misma. El resultado obtenido se muestra en la Figura 8 para cuatro bandas de frecuencia (0.5, 1.0, 2.0 y 5.0 Hz). Basados en sus observaciones, Cárdenas et al. (1994) sugieren que la atenuación se diferencia según la trayectoria a distancias de 100 km de la costa.

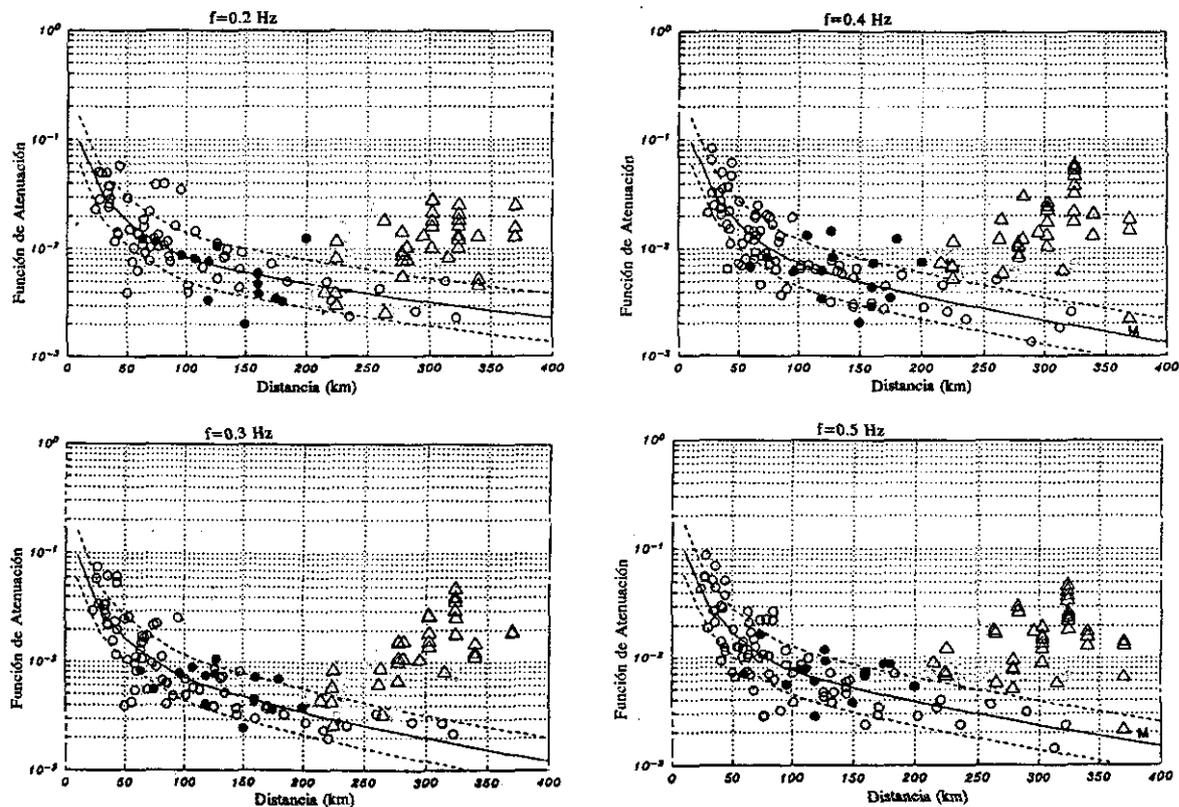


Figura 7. Curvas de atenuación en función de la distancia para cuatro ventanas de frecuencia. Los círculos llenos indican estaciones situadas hacia adentro del continente. Los círculos abiertos corresponden a estaciones situadas a lo largo de la costa. Los triángulos abiertos corresponden a estaciones en terreno firme en el VM. La línea continua es la curva de atenuación promedio, mientras que las líneas discontinuas corresponden a los percentiles 16 y 84. [Adaptada de Ordaz y Singh, 1992].

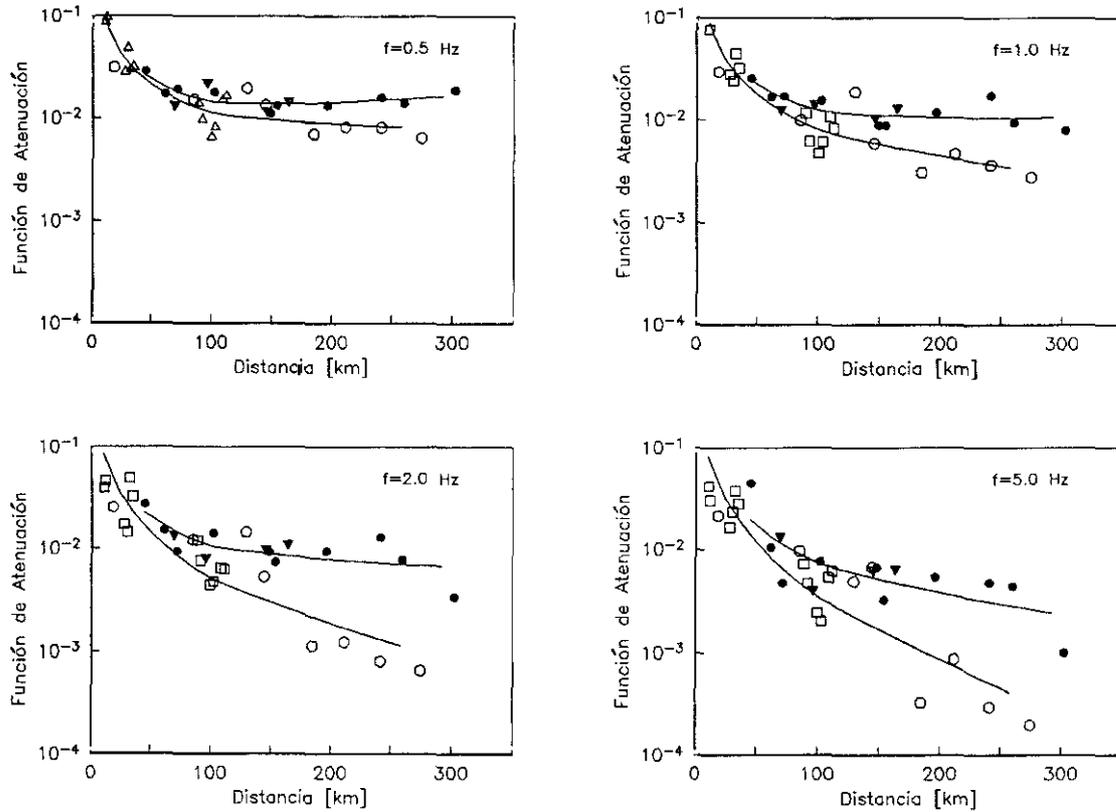


Figura 8. Curvas de atenuación en función de la distancia para cuatro ventanas de frecuencia. Los diferentes símbolos indican datos provenientes de distintos perfiles de refracción. Los símbolos llenos indican puntos de observación distribuidos en perfiles perpendicularmente a la costa. Los símbolos abiertos corresponden a puntos de observación distribuidos paralelamente a la costa. Las líneas continuas presentan las curvas de atenuación obtenidas en cada una de las dos direcciones. [Adaptada de Cárdenas et al., 1994].

¿Cuáles son las posibles explicaciones de la atenuación diferencial de la energía sísmica en función de la trayectoria? La primera, sugerida por Ordaz y Singh (1992), considera que se trata de la amplificación producida por rocas sedimentarias del Cretácico que sobreyacen a rocas ígneas más competentes, en un valle de gran extensión. Sin embargo, las observaciones de Cárdenas et al. (1994) (en acuerdo con las de Gutiérrez y Singh, 1988) indican que las dimensiones que debería tener ese gran valle son enormes, y hacen dudosa esta propuesta. Otra posibilidad más realista podría estar relacionada con la estructura profunda de la corteza entre la costa y el VM. En efecto, la estructura cortical del Sur de México se ve complicada por la presencia de la zona de subducción. Detrás de esta zona, existe la clásica cadena de volcanes (el Eje Volcánico Transmexicano) pero dispuesta oblicuamente a la zona de subducción. Pardo y Suárez (1994) han mostrado que la forma de la interfaz entre la placa subducida y la placa continental es considerablemente irregular y que el ángulo de buzamiento de la placa cambia a lo largo de la trinchera (Figura 9). Podemos suponer que las diferencias en la atenuación de la energía sísmica en función de la dirección de propagación están relacionadas con las grandes heterogeneidades laterales en la corteza. Actualmente no contamos con datos que nos permitan eliminar o confirmar esta hipótesis.

En cuanto a las implicaciones, parece razonable lo siguiente. El movimiento sísmico generado por el temblor de Michoacán en terreno firme en el VM fué diez veces mayor que la ley de atenuación promedio, y ello en una banda de frecuencias crítica para el VM. Por otra parte, esta amplificación regional ha sido observada para trayectorias de las costas de Guerrero hacia el VM. Es seguro que esta amplificación afectará los movimientos generados por el sismo que se produzca en la brecha sísmica de Guerrero y que se propaguen hacia el VM.

3.2. CAMPO DE ONDAS INCIDENTE EN 1985

El trayecto de las ondas sísmicas desde la fuente hasta la Ciudad de México condicionó el campo de ondas incidente. En los siguientes párrafos analizaremos la información acelerográfica del valle de México en un intento por determinar las características del movimiento que sería posteriormente amplificado por los sedimentos superficiales.

El primer estudio sobre el campo incidente fué presentado por Campillo et al. (1988). En ese trabajo, los autores mostraron la sorprendente similitud que guardan los desplazamientos verticales de cinco estaciones registrados en el VM durante el sismo de Michoacán, independientemente del tipo de terreno sobre el cual estaba ubicada la estación. Estas estaciones son: TY y CU (zona de terreno firme), VI (zona de transición) y CF y SC (zona de suelo blando). La distribución de las estaciones acelerográfi-

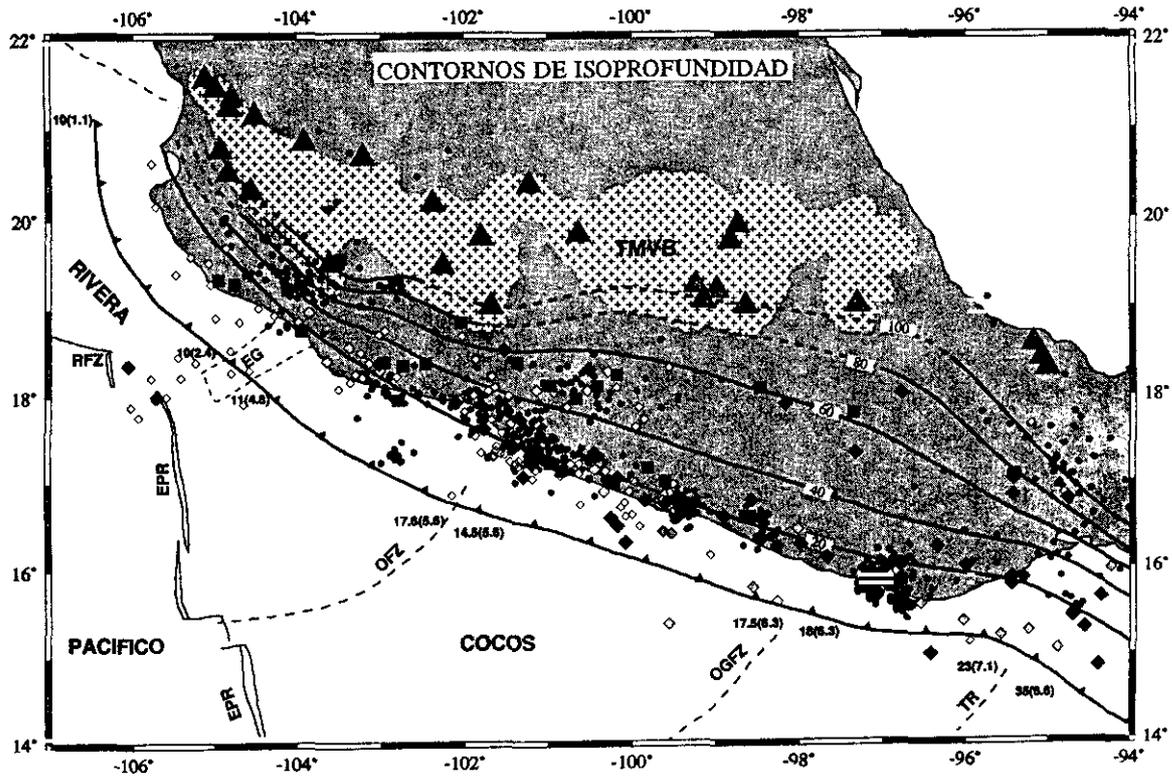


Figura 9. Configuración de la cima de la zona de Wadati-Benioff de la placa oceánica subducida bajo la placa de Norteamérica en el sur de México. Los contornos de profundidad están trazados cada 20 km. Las líneas punteadas indican interpolación en zonas en las que no hay datos hipocentrales. Los triángulos negros indican vulcanismo Cuaternario, mientras que la zona sombreada con cruces muestra el Eje Volcánico Transmexicano. A lo largo de la trinchera se muestra la edad de la placa oceánica (en millones de años antes del presente) y en paréntesis la velocidad de convergencia (en cm/año). [Adaptada de Pardo y Suárez, 1994].

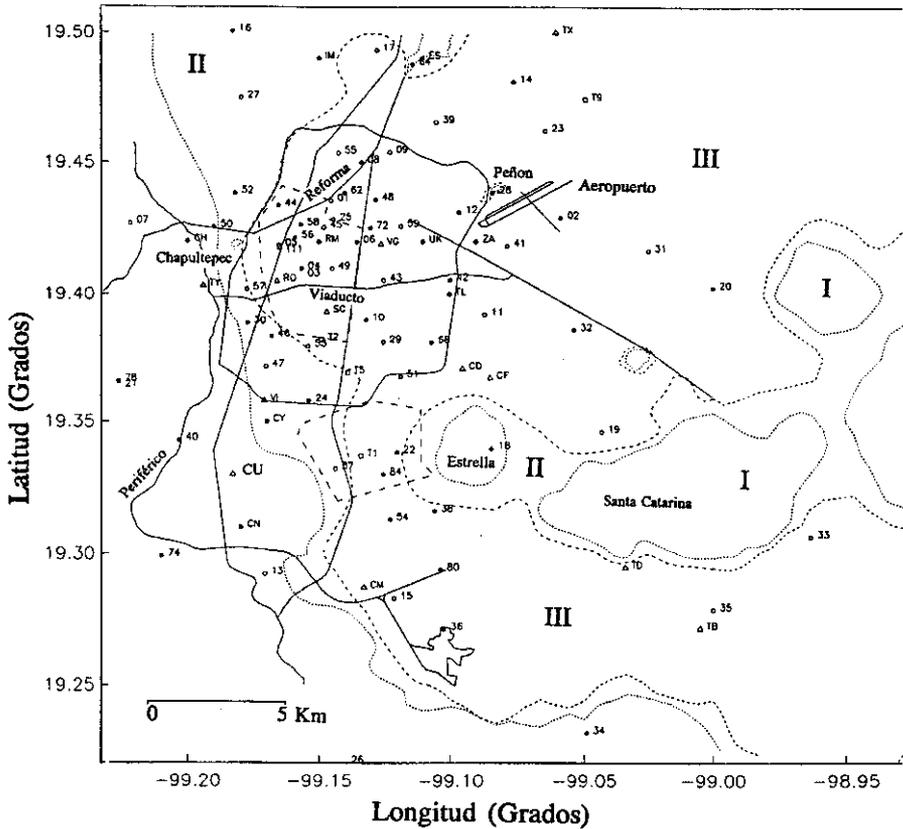


Figura 10. Localización de estaciones de la red acelerográfica de la Ciudad de México. Los triángulos indican las estaciones del Instituto de Ingeniería, UNAM, las únicas en operación en 1985. Los círculos negros muestran las estaciones que pertenecen al Centro de Instrumentación y Registro Sísmico, FJBS. Los círculos blancos corresponden a las estaciones de Fundación ICA. Los asteriscos indican las estaciones pertenecientes al Centro Nacional para la Prevención de Desastres. Las líneas continuas muestran calles importantes, mientras que las punteadas indican la zonificación geotécnica del valle (I zona de lomas; II zona de transición; III zona de lago). [Adaptada de Lermo y Chávez-García, 1994].

cas junto con la zonificación geotécnica de la ciudad se muestra en la Figura 10. La Figura 11 muestra los desplazamientos analizados por Campillo et al. (1988). Ellos mostraron que la energía está concentrada alrededor de 12 y 3 seg y, con base en un análisis de fase múltiple, determinaron que ambos grupos provenían de la fuente. Estos autores sugirieron que el grupo de 12 seg podría estar relacionado con el modo fundamental de ondas de Rayleigh, mientras que el de 3 seg estaría asociado al paquete Lg.

Recientemente se ha realizado un análisis detallado del campo incidente en 1985 (Chávez-García et al., 1994). En este trabajo se demostró que, en

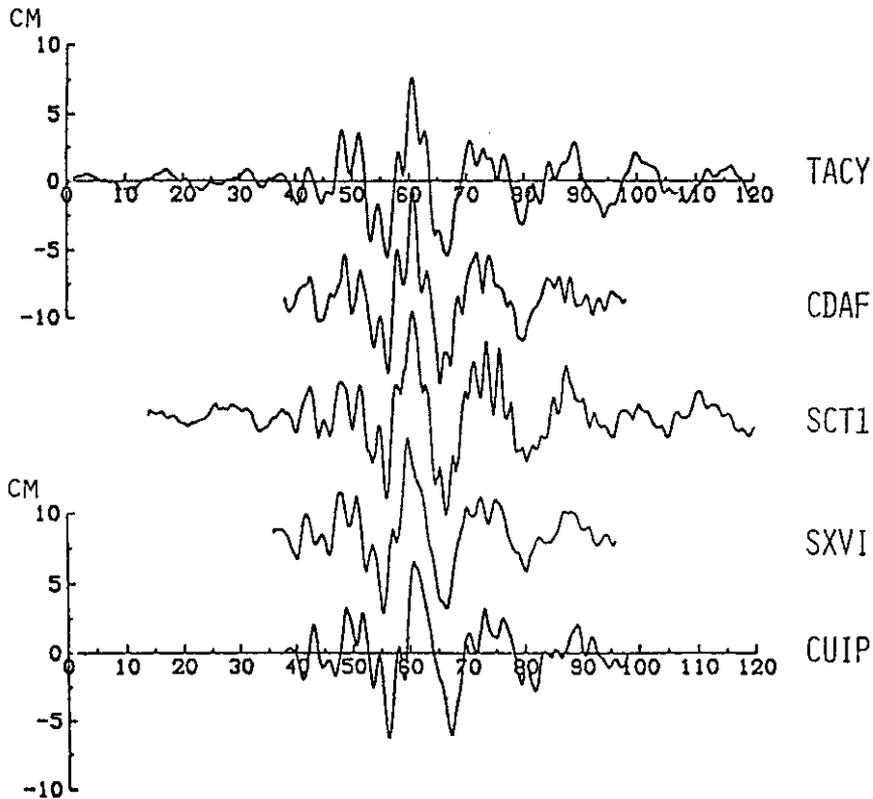


Figura 11. Desplazamientos verticales (obtenidos de la doble integración de los registros de aceleración) observados en cinco estaciones del Valle de México durante el sismo de Michoacán. [Adaptada de Campillo et al., 1988].

la banda de periodos de 6 a 10 seg, todos los registros de aceleración obtenidos en el VM son similares por componente. Se logró identificar el modo fundamental de ondas de Love en el componente transversal y el fundamental y los primeros superiores de ondas de Rayleigh en los componentes radial y vertical. Como ejemplo de ello, la Figura 12 muestra los resultados del análisis de dispersión de los componentes vertical y radial del registro de TY. Hemos superpuesto las curvas teóricas predichas por el modelo cortical de Campillo et al. (1989). Campillo et al. (1993) mostraron evidencia adicional de que este modelo es adecuado para representar la propagación promedio entre la costa del Pacífico y el VM. Basados en análisis adicionales para otro evento registrado en un sismógrafo de banda muy ancha ubicado en la zona de lomas del VM, en la Figura 12 hemos hecho coincidir observaciones y teoría a 7.5 seg. Observamos un buen acuerdo en la banda 5 a 10 seg. Estos resultados se utilizaron para asignar un tiempo común a to-

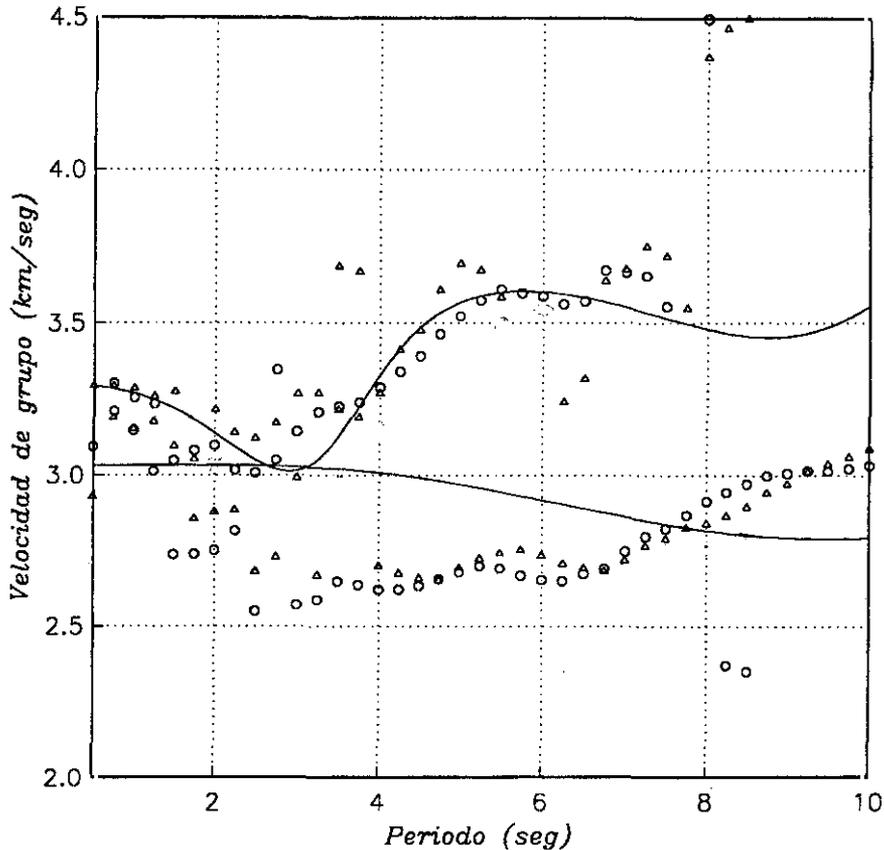


Figura 12. Resultados del análisis de dispersión para los componentes vertical (círculos abiertos) y radial (triángulos) del registro de aceleración obtenido en TY. Las líneas continuas muestran las curvas de velocidad de grupo para los modos fundamental y primer superior de ondas de Rayleigh calculadas para el modelo propuesto por Campillo et al. (1989). Arbitrariamente hemos hecho coincidir observaciones y teoría a 7.5 seg de periodo. [Adaptada de Chávez-García et al., 1994].

dos los registros de aceleración. Para ello, calculamos el retraso del pulso correspondiente al modo fundamental de Rayleigh a 7.5 seg de periodo en función de la distancia epicentral para cada estación, dado que disponemos de una estimación confiable de la velocidad correspondiente. Al disponer de tiempo absoluto podemos trazar secciones espacio-temporales de los registros. Este tipo de análisis permitió identificar dos pulsos adicionales de ondas de Love, comunes a todas las estaciones, propagándose en direcciones distintas a la dirección epicentral con velocidades de 400 y 800 m/s en la banda de frecuencias de 3 a 5 Hz. La amplitud de estos pulsos de Love es similar a la del registro completo obtenido en la estación TY.

Las conclusiones de Chávez-García et al. (1994) son las siguientes. El modelo de Campillo et al. (1989) representa adecuadamente la propagación promedio del modo fundamental de ondas Rayleigh entre la costa del Pacífico y el Valle de México. El campo incidente al Valle de México durante el temblor de Michoacán consistió en los modos fundamentales de ondas Love y Rayleigh entre 7 y 10 seg de periodo y en modos superiores entre 3 y 6 seg. Heterogeneidades en el medio en la escala de km generaron ondas superficiales adicionales, guiadas por estratos profundos (1 a 4 km) a frecuencias cercanas a la frecuencia de resonancia de los estratos más superficiales. Este campo de ondas complejo constituye la excitación de las capas blandas de suelo que afectan el movimiento de la superficie con lo que conocemos como efectos de sitio.

4. EFECTOS DE SITIO

Hemos presentado factores de fuente y de trayecto que contribuyeron a la intensidad observada del movimiento sísmico en la Ciudad de México para el gran sismo de Michoacán. Sin embargo, quizás el factor más importante fué el efecto de amplificación debido a las capas de suelo más superficial. Todas las estructuras dañadas se encontraban sobre la capa de arcilla muy blanda que cubre la zona de lago en la Ciudad de México. En los siguientes párrafos describiremos las observaciones que nos permiten caracterizar los efectos de sitio. Posteriormente, discutiremos los diversos modelos que se han propuesto para explicar estas observaciones y buscaremos aclarar qué tanto (qué aspecto de las observaciones) nos permite explicar cada modelo.

4.1. Observaciones

Las observaciones instrumentales disponibles de los efectos de sitio provienen de dos fuentes principales: 1) los registros de aceleración obtenidos en el Valle de México tanto para los sismos de 1985 como para otros terremotos más recientes, y 2) las mediciones de microtemblores en el valle.

Antes de discutir en detalle las aportaciones de estos datos para la caracterización de los efectos de sitio, veamos brevemente un panorama de la geología del valle. Estudios más detallados se encuentran en Zavala et al. (1988), DeCserna et al. (1988) y Bravo-Chávez et al. (1988). El Valle de México está situado en el Eje Volcánico Transmexicano. Se trata de un valle alargado en dirección NNE-SSW de 100 km de longitud y 30 km de ancho. Antiguamente, estaba abierto hacia el sur pero, con el inicio de un periodo de actividad volcánica hace 700,000 años comenzó su transformación en un valle cerrado. Este periodo de vulcanismo duró hasta hace unos 2,000 años, periodo en el cual el antiguo valle se fué llenando con mezcla de ma-

teriales eruptivos (de composición andesítica a basáltica) y sedimentos terrígenos acarreados de las montañas que lo rodean. Al cerrarse el drenaje del valle, se formó un lago poco profundo en el cual se depositaron sedimentos en ambiente lacustre durante los periodos de poca actividad eruptiva. La estratigrafía de la zona de lago actual presenta, abajo de una capa de alrededor de 5 m de relleno, una formación arcillosa de espesor entre 0 y 40 m. Debajo se encuentra una delgada capa de arenas, que desaparece en algunas zona de la ciudad y que sobreyace a una nueva capa de arcilla, generalmente más delgada. Subyacen a estas formaciones, intercalaciones de depósitos volcánicos con sedimentos lacustres con espesores que alcanzan los 800 m. La Figura 13 muestra cortes esquemáticos del VM en las direcciones NS y EW. En ellos podemos apreciar la complejidad producida una historia geológica accidentada. La zonificación geotécnica (mostrada en la Figura 10) refleja únicamente la geología superficial del valle. En la zona de lago afloran las arcillas lacustres. La zona de lomas está constituida por rocas volcánicas, o en ocasiones por capas de lava que cubren los sedimentos. Finalmente, la zona de transición, refleja el cambio progresivo entre ambas zonas.

En párrafos anteriores hemos hablado de la gran semejanza de todos los acelerogramas registrados durante el sismo de Michoacán en la Ciudad de México, filtrados en bajas frecuencias. Sin embargo, a frecuencias más altas, las diferencias entre el movimiento del terreno en zona de lomas y el observado en zona de lago fueron enormes. La amplificación del movimiento alcanzó un factor 40 en 0.5 Hz (Singh et al., 1988). Adicionalmente a la amplificación del movimiento, se observaron en los registros de la zona de lago arribos tardíos de energía. Estos arribos ocasionaron que la duración del movimiento fuerte en zona de lago fuera 3 veces mayor que el de la zona de lomas. La Figura 14 muestra los 11 componentes de aceleración en la dirección EW registradas en el valle en 1985. Observamos claramente las diferencias de amplitud y de duración mencionadas. Podemos resaltar también las diferencias significativas entre los registros en CF y CO. Estas dos estaciones se encontraban a menos de 2 km una de la otra. Sin embargo, el registro en CO es mucho más largo que en CF debido a trenes de onda energéticos, de amplitud comparable a las fases más intensas y de apariencia monocromática.

Posteriormente a los eventos de 1985 se realizó un esfuerzo importante para mejorar la instrumentación acelerográfica en la Ciudad de México. En 1985 se obtuvieron registros en 11 acelerógrafos, de los cuales 8 eran instrumentos digitales. Actualmente se cuenta con más de 100 acelerógrafos digitales en operación, algunos de ellos a diversas profundidades en la zona del lago (Figura 10). Esta red ha registrado ya un buen número de eventos (por ej. Lermo y Chávez-García, 1994). Hasta ahora los análisis de estos datos se han centrado en el dominio de la frecuencia mediante el cálculo de Funciones de Transferencia Empíricas (FTE), es decir, cocientes

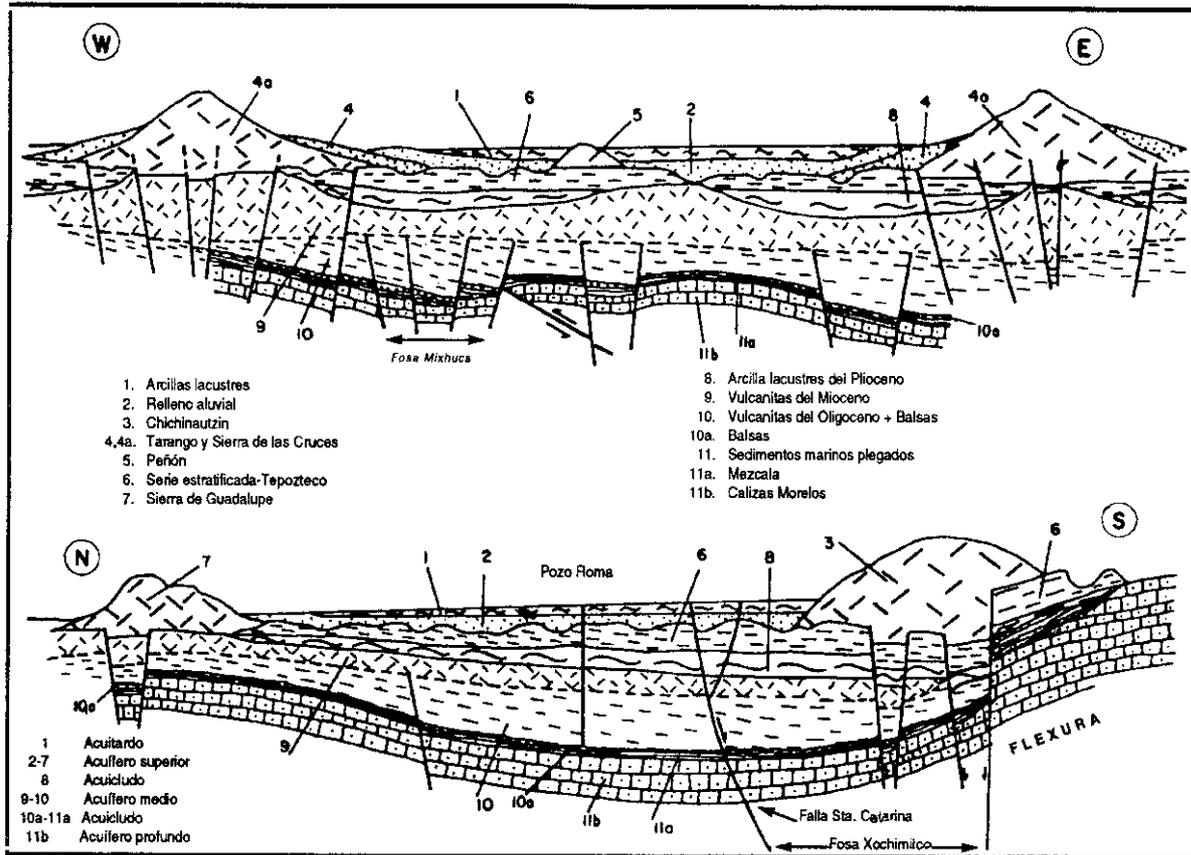


Figura 13. Secciones esquemáticas en las direcciones WE y NS del Valle de México obtenidas del análisis de secciones de reflexión sísmica. [Adaptado de Mooser y Molina, 1993].

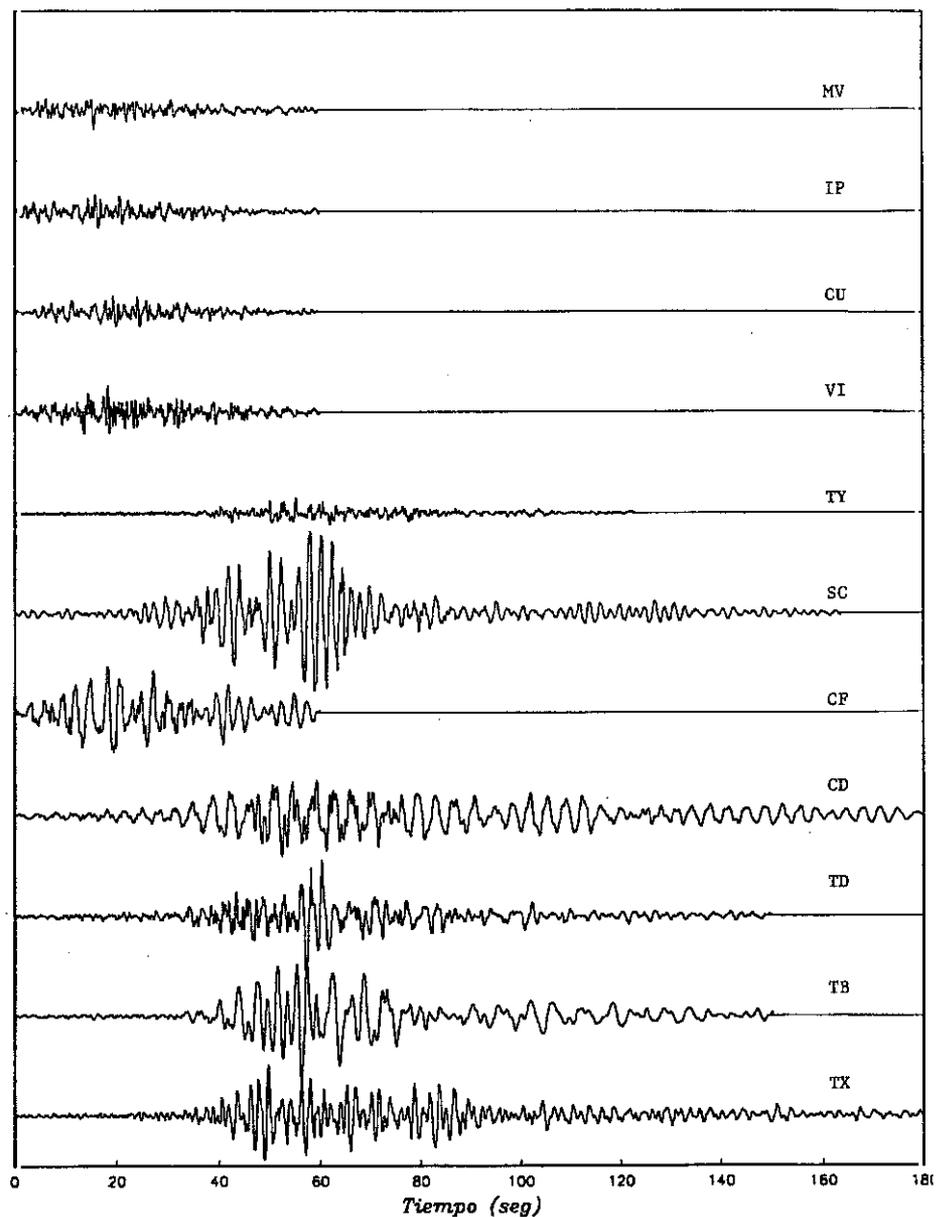


Figura 14. Componente EW de los registros de aceleración obtenidos en el VM para el sismo de Michoacán. La localización de las estaciones se muestra en la Figura 10. Las escalas de tiempo y de aceleración son comunes a todos los registros.

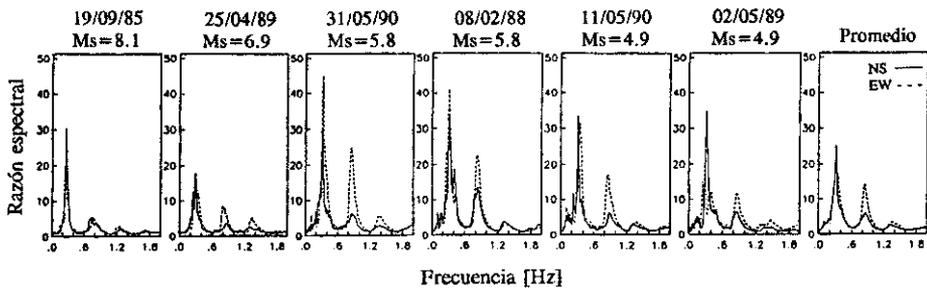


Figura 15. Funciones de transferencia empíricas obtenidas para la estación CF para seis eventos ocurridos en la zona de subducción. Observamos diferencias enormes de un evento (por ej. eventos 25/04/89 y 31/05/90) a otro, o entre ambos componentes horizontales para el mismo evento (por ej. evento 02/05/89). [Adaptada de Lermo y Chávez-García, 1994].

espectrales entre registros obtenidos en zonas de suelo blando relativamente a registros obtenidos en terreno firme. Ello se debe a la importancia que las FTE tienen para la predicción de espectros de respuesta en todos los sitios (por ej. Ordaz et al., 1988). Un ejemplo de las FTE obtenidas se muestra en la Figura 15, que presenta los cocientes espectrales para la estación CO. Se presentan por separado los resultados para cada temblor y cada componente horizontal. La última figura presenta el promedio para todos los temblores registrados. Observamos que, en promedio, las FTE se asemejan considerablemente a la respuesta teórica de un estrato blando sobre un semiespacio para incidencia vertical de ondas S. Aparece un pico de resonancia, así como armónicos superiores a las frecuencias predichas por la teoría. Estas observaciones sugieren fuertemente que un modelo 1D es adecuado para explicar las FTE observadas. Sin embargo, también en la Figura 15 notamos contradicciones con ese modelo. La amplificación no es la misma para ambos componentes horizontales de movimiento ni se conserva para todos los eventos registrados en esa estación. Para algunos temblores, no se presenta un pico de resonancia único, sino que el máximo está dividido en varios picos muy angostos y cercanos entre sí. En otras estaciones, el pico de resonancia para algunos eventos aparece truncado.

Al promediar las observaciones para diferentes temblores, suavizamos las diferencias entre las FTE y nos aproximamos al modelo 1D. Ello permite, por ejemplo, elaborar mapas de amplificación máxima. La Figura 16 muestra, junto al símbolo correspondiente a cada estación, la amplificación máxima observada para el promedio de todos los eventos registrados en esa estación y de ambos componentes horizontales. La amplificación máxima en un modelo 1D de una sola capa depende directamente del contraste de impedancias en la base de la capa, mientras que el periodo dominante depende de la velocidad de propagación de ondas S en la capa y de su espesor. Supongamos que la variación de periodo dominante se debe únicamente a cambios en la velocidad de propagación en

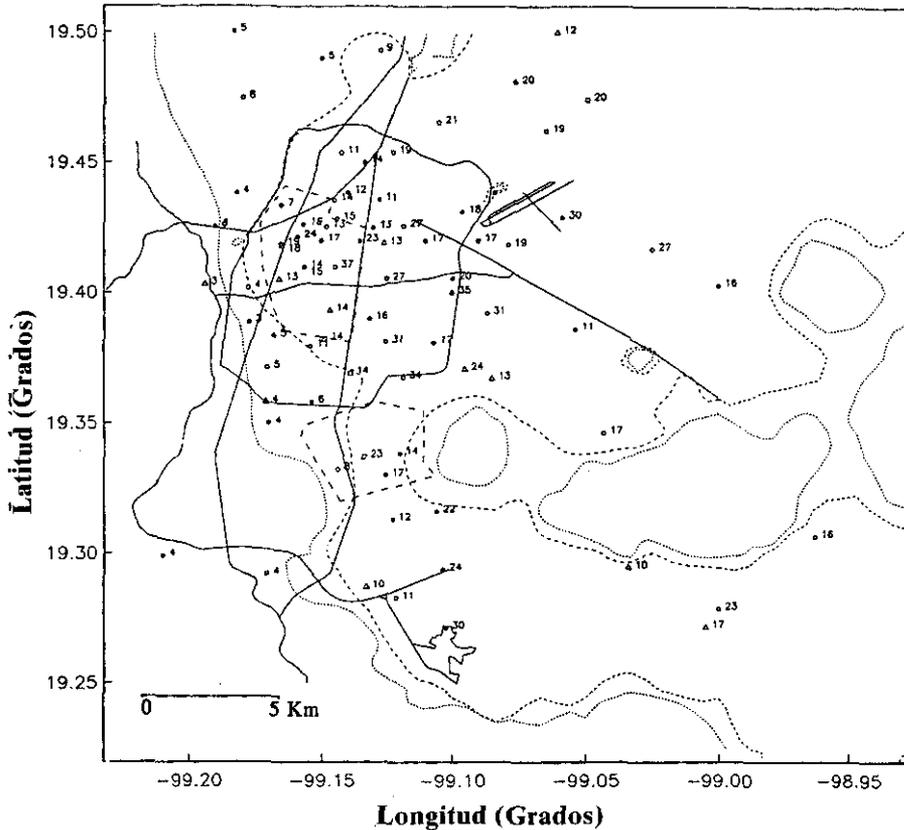


Figura 16. Mapa de amplificación máxima obtenida con registros de aceleración. Junto al símbolo correspondiente a cada una de las estaciones acelerográficas de la Ciudad de México se indica el valor máximo de la amplificación relativa promedio para la estación correspondiente. [Adaptado de Lermo y Chávez-García, 1994].

una capa de espesor constante. Si esto es cierto, deberíamos observar una relación lineal entre amplificación máxima y periodo dominante. En la Figura 17 se muestran esta relación para los datos tomados de las FTE promedio para todas las estaciones acelerográficas. Podemos observar que el periodo dominante guarda una relación cercana a la lineal con la amplificación máxima para periodos menores a 2.5 seg. Para periodos mas largos, la amplificación máxima se vuelve independiente del periodo dominante y presenta una gran dispersión. Podemos concluir que, para periodos dominantes menores a 2.5 seg, las variaciones en la velocidad de propagación de ondas S en la capa de arcilla tienen un mayor impacto que las variaciones en el espesor de la capa, y que la respuesta sísmica tiene una fuerte componente 1D.

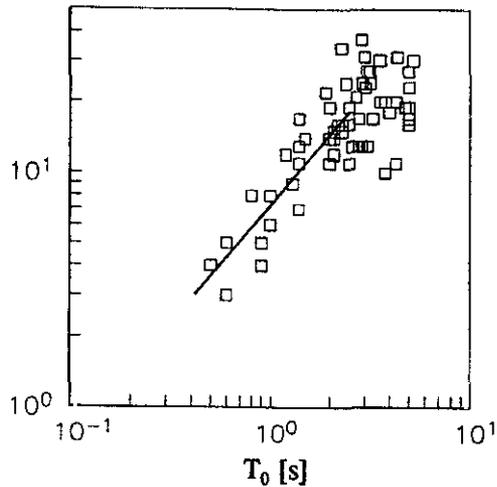


Figura 17. Relación entre amplificación relativa máxima (A_r) y periodo dominante (T_0) obtenidas de la función de transferencia empírica promedio para cada sitio en el valle. La línea continua mostrada en la figura corresponde a una relación lineal entre A_r y T_0 , para periodos dominantes menores a 2.5 seg. [Adaptada de Lermo y Chávez-García, 1994].

Hemos mencionado que las diferencias de amplificación entre componentes, y que han sido suavizadas en la Figura 16, contradicen al modelo 1D. Podría argüirse que tales diferencias son aleatorias. Para evaluar este punto, examinamos todas las FTE obtenidas en el valle y buscamos diferencias de amplificación sistemáticas entre ambos componentes horizontales para todos los eventos registrados. Los resultados se muestran en la Figura 18. Esta figura muestra claramente que hay diferencias sistemáticas en la amplificación relativa entre los componentes horizontales para un gran número de estaciones, y que además es posible agrupar en zonas aquellas en las que predomina uno u otro componente. Estas diferencias sistemáticas contradicen la validez del modelo 1D.

En resumen, las observaciones en el dominio de la frecuencia sugieren que los efectos unidimensionales en la respuesta son muy importantes. Sin embargo, este modelo no permite explicar todas las observaciones. La duración del movimiento fuerte en el valle fué estudiada estadísticamente por Arciniega et al. (1993). En este estudio se demuestra claramente que la duración del movimiento fuerte en la zona de lago, imposible de reproducir con modelos 1D, no depende de la orientación del sensor, ni tampoco en el azimut entre el epicentro y la estación de registro. En cambio, sí depende ligeramente de la magnitud del evento, y de forma más significativa, del periodo dominante en la estación de registro. También se observó que la relación entre duración del movimiento fuerte en la zona de lago relativamente a la duración observada en zona de lomas prácticamente no depende

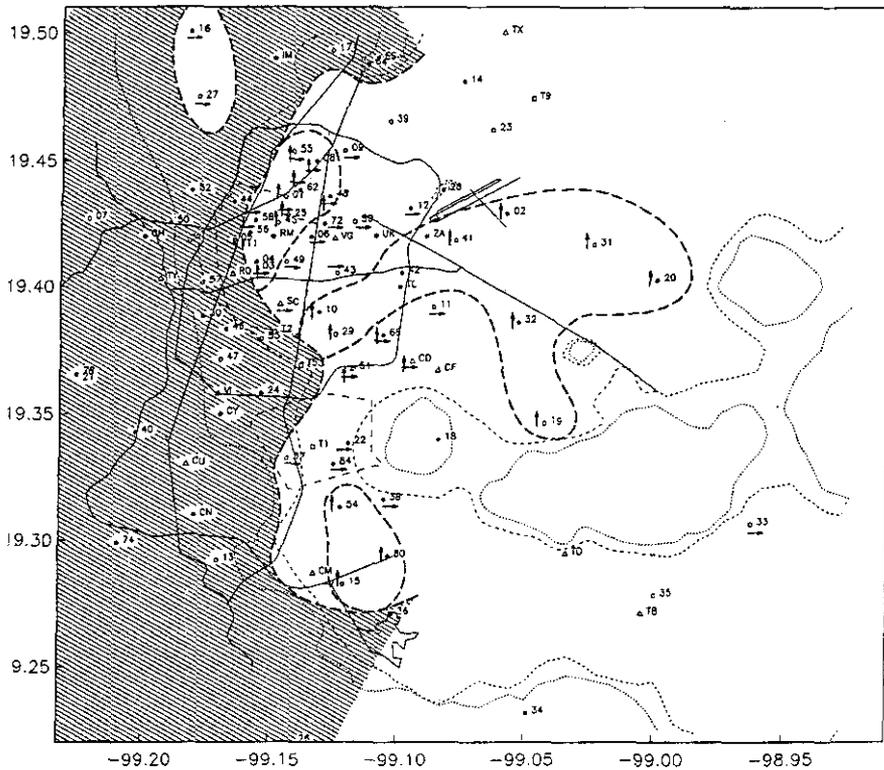


Figura 18. Mapa de diferencias sistemáticas en la amplificación relativa máxima (A_r) entre componentes horizontales para la red acelerográfica de la Ciudad de México. Junto a cada estación se indica la dirección en la que A_r es máxima para todos los temblores registrados a la fecha. Las estaciones con flechas en dos direcciones presentan diferencias significativas en A_r entre componentes, pero el componente preponderante no es el mismo de evento a evento. La zona azurrada indica aquellas estaciones en las que no hay diferencias significativas entre componentes horizontales.

de la magnitud del evento. Ello indica que el fenómeno que produce las grandes duraciones es un fenómeno lineal.

Una fuente adicional de información para fines de evaluación de efectos de sitio la constituyen las mediciones de la vibración ambiental. A pesar de que subsisten discusiones sobre su aplicabilidad a cualquier sitio, sí hay consenso en que pueden ser de utilidad cuando el efecto de sitio es muy marcado y en la banda de frecuencias bajas. Ello sucede en la Ciudad de México. A partir del sismo de Michoacán, se han realizado numerosos estudios de vibración ambiental en México (por ej. Kobayashi, 1986; Kawase et al., 1992). Una recopilación de datos y reevaluación de los análisis pertinentes al VM ha sido presentada en Lermo y Chávez-García (1994a y b).

En estos trabajos, se compararon los resultados de mediciones de micro-tremores con los obtenidos de la red acelerográfica del VM. Ello permitió establecer que las estimaciones de periodo dominante obtenidas de micro-tremores son confiables y que es posible configurar un mapa de isoperiodos mezclando información de registros de aceleración y de micro-tremores. Este mapa se muestra en la Figura 19, e incluye datos de 409 puntos de medición de micro-tremores y 81 de registros acelerográficos. Observamos un buen acuerdo con la zonificación geotécnica; periodos bajos corresponden con las zonas de terreno firme, mientras que la zona de lago está caracterizada por periodos mayores a 1 seg. Este mapa sugiere la forma en que los efectos 1D están presentes en la respuesta sísmica del Valle de México.

4.2. Modelos

Hemos presentado las observaciones que nos permiten caracterizar los efectos de sitio que se observan en el VM. Hasta ahora no ha sido posible proponer un modelo único que nos permita explicar todas las observaciones. En efecto, la formulación de un modelo completo para el VM enfrenta obstáculos considerables. Este valle es evidentemente una estructura geológica tridimensional, los sedimentos que lo rellenan presentan tanto transiciones graduales como abruptas entre materiales muy diversos, existen intercalaciones de lentes arenosos saturados y por ende materiales bifásicos, etc. Adicionalmente, los datos disponibles muestran claramente la existencia de todos estos tipos de heterogeneidades pero no son suficientes para permitir construir un modelo detallado del subsuelo. Otro obstáculo considerable es la presencia en la superficie de una capa de arcilla muy blanda, muy delgada relativamente a su extensión horizontal, pero de gran importancia en la respuesta sísmica del valle. El contraste de velocidades de propagación en la base de esta capa, junto con su geometría, introduce grandes dificultades numéricas en cualquiera de los métodos disponibles actualmente para modelado de respuesta sísmica. Dadas estas dificultades, la simulación numérica de la respuesta sísmica del VM ha utilizado modelos simplificados que buscan estudiar la influencia de los diferentes factores y evaluar su importancia relativa. En los siguientes párrafos analizaremos los diferentes modelos que se han propuesto en la literatura.

4.2.1. Modelos 1D

Hemos señalado algunas observaciones que sugieren la importancia de los efectos 1D. Se ha presentado en la literatura un cierto número de estudios basados en este modelo. De entre ellos, el más completo es el de Seed et al. (1988), quienes utilizaron un modelo 1D lineal equivalente (SHAKE). Estos autores compararon espectros de respuesta promedio obser-

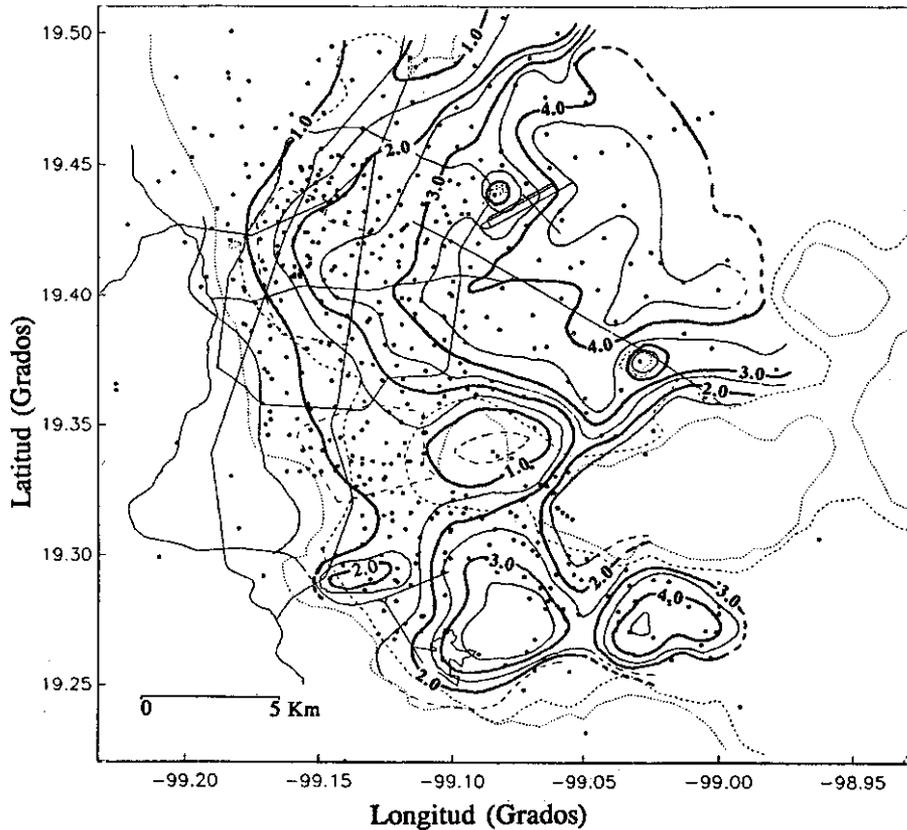


Figura 19. Contornos de periodo dominante (en seg) para la Ciudad de México. Cada punto indica un lugar de medición, ya sea estación acelerográfica o punto de registro de microtemores. [Adaptada de Lermo y Chávez-García, 1994].

vados con los calculados en cada sitio (para 5% de amortiguamiento). La excitación estaba dada por un promedio de los espectro de respuesta observados en terreno firme. Con este procedimiento, Seed et al. (1988) obtienen un buen acuerdo entre teoría y observaciones.

El buen acuerdo obtenido por Seed et al. (1988) fué cuestionado por Kawase y Aki (1989). Estos autores utilizaron los mismos modelos geotécnicos propuestos por Seed et al. (1988) pero, en lugar de comparar espectros de respuesta, compararon funciones de transferencia en el dominio de la frecuencia. Los resultados de Kawase y Aki (1989) muestran que no es posible obtener un buen ajuste para el espectro de respuesta y para la función de transferencia en forma simultánea. Un análisis similar fué presentado por Chávez-García y Bard (1994) para un temblor más pequeño ($M_s = 6.9$) con los mismos resultados; si se obtiene un buen acuerdo en-

tre observaciones y el modelo 1D en la función de transferencia, la simulación de señales en el tiempo arroja resultados muy diferentes de las observaciones. El buen acuerdo encontrado por Seed et al. (1988) al estudiar espectros de respuesta se debe a que esta medida de la respuesta es relativamente insensible a la duración del movimiento (ver por ej. Sánchez-Sesma et al., 1988). Un problema señalado repetidamente es la incapacidad del modelo 1D para incrementar de forma significativa la duración del movimiento fuerte simulado en zona de lago. Dos artículos recientes han propuesto dos posibles soluciones: un modelo basado en comportamiento no lineal (Hadley et al., 1991), y otro basado en observaciones recientes en un sismógrafo de banda ancha (Singh y Ordaz, 1993).

Hadley et al. (1991) propusieron que el movimiento fuerte en la zona de lago resulta de la interacción de efectos a grande y pequeña escala. Ellos sugieren que la estructura a gran escala del valle filtra y enfoca la energía que constituye la entrada a un modelo 1D no lineal de las capas más superficiales. La parte bidimensional de este modelo será discutida en la siguiente sección. En lo que concierne al comportamiento no lineal de las capas de suelo blando, ya hemos señalado que la gran amplificación y duración del movimiento fuerte han sido observadas para temblores de magnitud muy diferente. Un modelo similar (incluyendo la estructura a gran escala y un modelo 1D local, no lineal) fué presentado por Pérez-Rocha y Sánchez-Sesma (1992). Este tipo de modelos simplificados en los que se hace la superposición de respuestas a grande y pequeña escala, calculadas independientemente, puede conducir a resultados erróneos, como fué mostrado por Bard y Chávez-García (1993).

En un artículo reciente, Singh y Ordaz (1993) sugieren que la diferencia en la duración de movimiento fuerte observada entre zona de lomas y zona de lago es aparente y se debe únicamente a la falta de sensibilidad de los equipos de registro. Ellos proponen que la larga duración del movimiento ya estaba presente en la zona de lomas pero que, debido a la baja resolución de los acelerógrafos, los registros se detuvieron antes de que terminara el movimiento. Este movimiento que no registraron los acelerógrafos de zona de lomas luego de apagarse, sería amplificado por las capas de suelo blando dando por resultado los largos registros que observamos en zona de lago. Esta explicación es plausible. Sin embargo, no es suficiente para explicar la complejidad del movimiento en sitios de la zona de lago. Por ejemplo, el acelerograma registrado en TY el 19 de septiembre de 1985 (Figura 14) tiene una duración de casi tres minutos y es en esta ventana temporal de observación que se encuentran enormes amplificaciones en CA (Figura 14). Los modelos 1D no explican estas amplificaciones (ver por ej. Sánchez-Sesma et al., 1988) por lo que tenemos que atribuir las a algún tipo de efecto lateral.

Nos encontramos entonces ante una paradoja. Las condiciones geotécnicas de la Ciudad de México sugieren modelos 1D para modelar la res-

puesta sísmica del valle. Algunas de las observaciones, sugieren también que una buena parte de la respuesta sísmica del valle está condicionada por efectos 1D. Sin embargo, los modelos 1D se han mostrado inadecuados para explicar las señales observadas en el dominio del tiempo. Por ello consideramos que es necesario recurrir a modelos más completos para explicar adecuadamente los efectos de sitio en el Valle de México.

4.2.2. *Modelos 2D, 3D*

Dado que los modelos 1D son insuficientes para explicar en su totalidad los efectos de sitio observados en zona de lago, se ha propuesto que es necesario considerar la presencia de heterogeneidades laterales. En este trabajo hemos discutido los efectos de sitio en términos de amplificación e incremento en la duración del movimiento sísmico. Sin embargo, ello no refleja cabalmente la complejidad del movimiento del valle, la cual comienza a ser estudiada con mayor detalle gracias a los registros de la nueva red acelerográfica del valle (ver por ej. Sánchez-Sesma et al., 1993). Un ejemplo de esto se presenta en la Figura 20, para un temblor de magnitud $M_S = 6.9$. Las variaciones espaciales del movimiento son enormes y sugieren que el papel de las heterogeneidades laterales es sumamente importante. Ya hemos mencionado las dificultades que involucra la simulación numérica completa de la respuesta sísmica del VM. Sin embargo, se han empleado distintos modelos simplificados para estimar la influencia de heterogeneidades a grande o pequeña escala. Nos referiremos por “gran escala” a las heterogeneidades laterales con dimensiones del orden de la decena de km. El término “pequeña escala” lo aplicamos a las heterogeneidades del orden de magnitud de la longitud de onda dominante en la capa de arcilla (del orden de la centena de metros).

A gran escala, el Valle de México es una cuenca cerrada, con espesores de sedimentos que alcanzan los 4 km. Dada la gran incertidumbre en la geometría y propiedades de los materiales del subsuelo, se han propuesto diferentes configuraciones 2D para modelar la respuesta sísmica del valle. Podemos destacar los trabajos de Campillo et al. (1988), Bard et al. (1988), Sánchez-Sesma et al. (1988), Kawase y Aki (1989) y Chávez-García y Bard (1994). Los modelos estudiados por cada uno de estos autores abordan aspectos distintos del problema, con diferentes geometrías y propiedades mecánicas. A pesar de ello, los diferentes experimentos numéricos coinciden en señalar que la estructura 2D de la cuenca, en ausencia de los sedimentos lacustres de la zona de lago, induce amplificaciones significativas del movimiento alrededor de 0.5 Hz. Este resultado coincide con las observaciones de Singh et al. (1988), quienes determinaron un factor de amplificación entre 3 y 4 a una frecuencia alrededor de 0.5 Hz entre estaciones en zona de lomas en el VM y una estación situada afuera del valle. Ello indica que las estaciones ubicadas en la zona de lomas no son adecuadas como

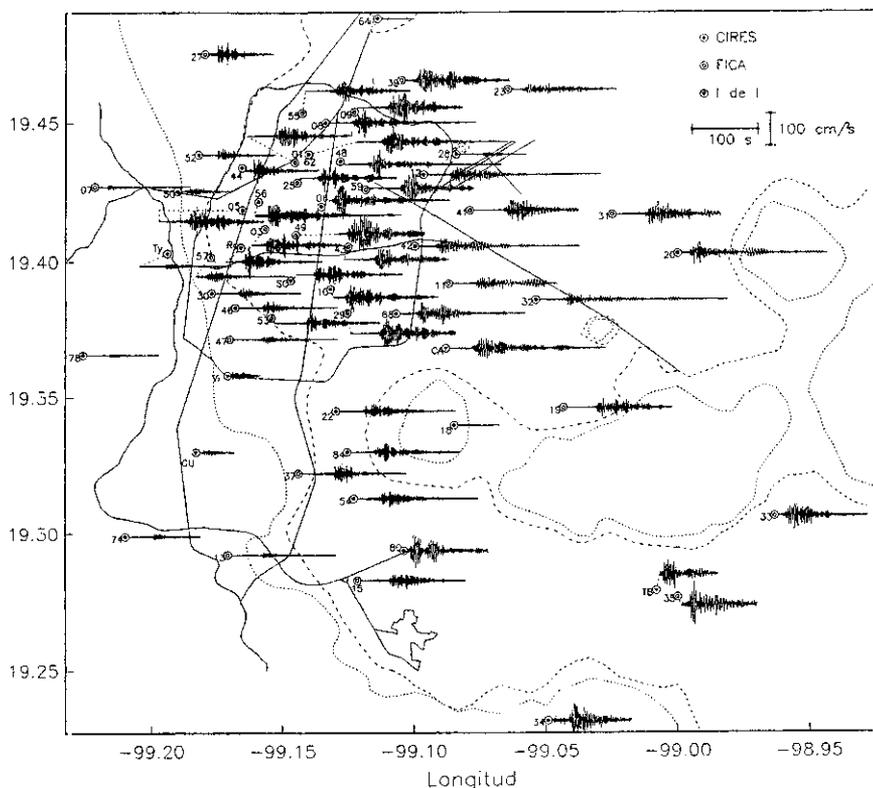


Figura 20. Componente EW de los acelerogramas registrados en el VM para el sismo del 25 de abril de 1989 ($M_S = 6.9$). Cada acelerograma está graficado en el sitio de registro. La escala de tiempo y aceleración es común a todos los registros. [Pérez-Rocha, comunicación personal].

estaciones de referencia para estudios de microzonificación. Por otra parte, las heterogeneidades laterales generan ondas superficiales que afectan de manera muy importante el movimiento cerca de los bordes del valle. Sin embargo, dado el enorme contraste de impedancias en la base de la capa de arcilla, estas ondas sufren una fuerte dispersión y atenuación y su efecto desaparece a distancias del orden de 2 km del borde de la cuenca (véase por ejemplo la Figura 21). Esto implica que las ondas superficiales generadas en los bordes de la cuenca no permiten explicar el movimiento observado en el valle.

Pasemos ahora a analizar el efecto de irregularidades a pequeña escala. La frecuencia dominante del movimiento en zona de lago en 1985 estuvo comprendida entre 0.3 y 0.5 Hz. Dadas las bajas velocidades de propagación en la capa de arcilla blanda, las longitudes de onda correspondientes

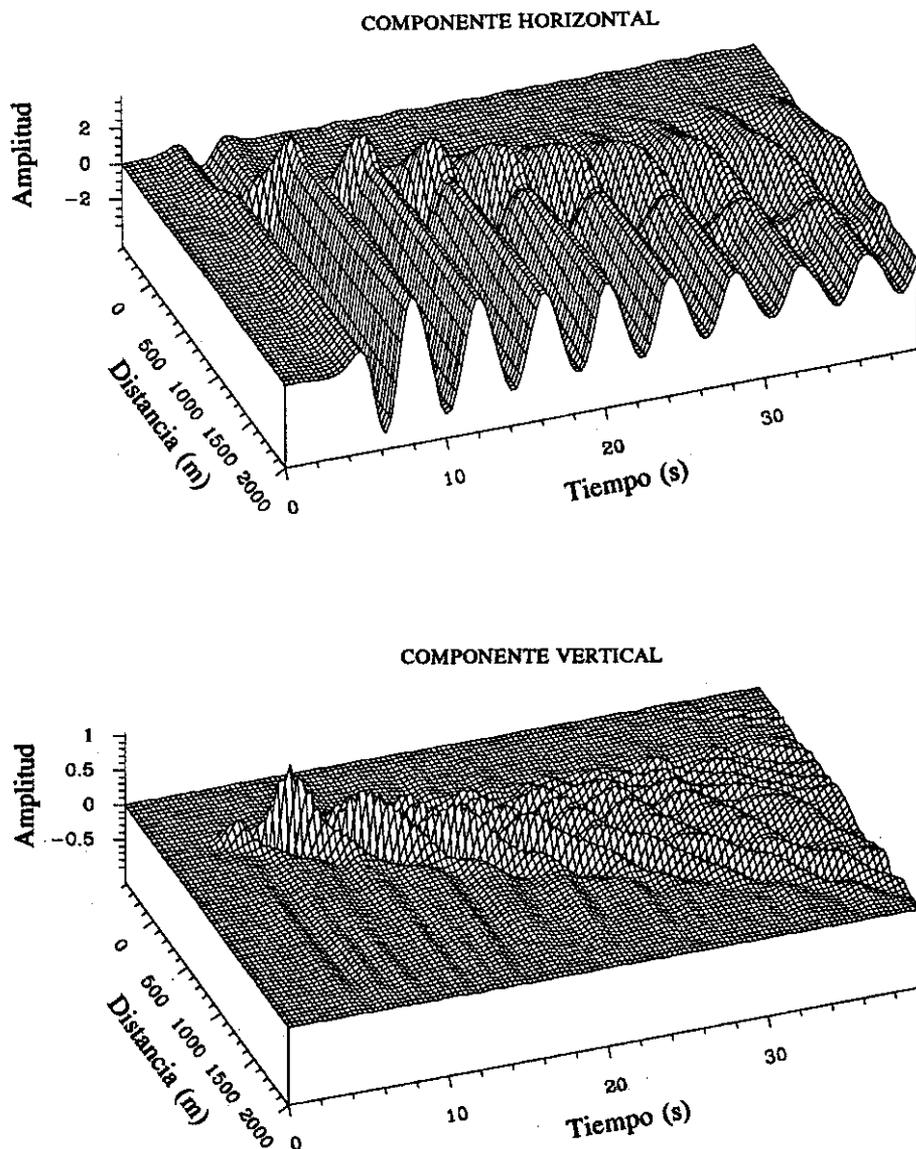


Figura 21. Sismogramas sintéticos que resultan de una simulación de la estructura a gran escala del Valle de México. La excitación está dada por la incidencia vertical de ondas planas SV, con variación temporal dada por un pulso de Ricker con frecuencia dominante de 0.2 Hz. [Adaptada de Chávez-García et al., 1994, en donde se encuentran los detalles del cálculo].

son del orden de la centena de metros. Las heterogeneidades laterales de dimensiones comparables pueden afectar significativamente el movimiento sísmico. Bard et al. (1988), Chávez-García y Bard (1989) y Campillo et al. (1990) consideraron variaciones locales del espesor de la capa de arcilla, mientras que Faccioli et al. (1989) y Chávez-García y Bard (1994) estudiaron además los efectos de una capa de arcilla completamente heterogénea. Todos estos estudios permitieron establecer que las heterogeneidades locales afectan de manera muy significativa el movimiento en zona de lago. Los modelos considerados permiten entender las importantes diferencias en el movimiento sísmico en puntos muy cercanos entre sí, así como la rápida pérdida de coherencia del movimiento del terreno (véase por ejemplo la Figura 22). Sin embargo, los modelos propuestos no permiten simular de manera adecuada los acelerogramas observados.

Los resultados discutidos aquí presentan la limitación de considerar por separado los efectos a grande y pequeña escala. Subsiste la posibilidad de que la superposición constructiva de varios efectos permita explicar esas duraciones, pero parece poco probable que ello pudiera ocurrir en un área grande. Por otra parte, no hemos considerado modelos 3D en esta discusión. Sánchez-Sesma et al. (1993) plantean la hipótesis de que los efectos 3D pueden ser importantes en el VM. Modelos sencillos de este tipo explican la complejidad pero no la gran duración. Naturalmente, las dificultades inherentes a la construcción de un modelo 3D y a la simulación numérica en dicho modelo, son mucho mayores que las que involucran los modelos 2D. Es por ello, que hasta ahora no se ha presentado un modelo realista 3D del valle en la literatura. Creemos que un modelo 3D afectará cuantitativamente los resultados obtenidos hasta ahora. Estamos convencidos, sin embargo, que los resultados cualitativos obtenidos de modelos 2D no cambiarán de forma significativa y que los resultados de modelos 3D no darán origen a fenómenos diferentes de los discutidos aquí, a menos que el factor de atenuación de ondas S sea tan grande que permita interferencias 3D significativas.

La gran duración de los registros en el VM subsiste como un problema que demanda explicación. Los modelos que se han propuesto no lo resuelven. Las observaciones de Singh y Ordaz (1993) y las de Chávez-García et al. (1994) sugieren que la gran duración está ya presente en la zona de lomas. Chávez-García et al. (1994) explican la gran duración del movimiento sísmico a través de la interacción de ondas guiadas por capas profundas (1 a 4 km) en el valle, propagándose lentamente a frecuencias muy cercanas a las frecuencias de resonancia de las capas blandas superficiales. Sin embargo, las observaciones actuales no son suficientes para confirmar esta hipótesis. En particular, no contamos con información adecuada de la estructura y propiedades del subsuelo a esa escala. La solución de este problema requerirá de esfuerzos adicionales, tanto teóricos como experimentales. Es probable que la escasa atenuación de las ondas sísmicas en trayectos perpendiculares a la costa tenga que ver con estos efectos.

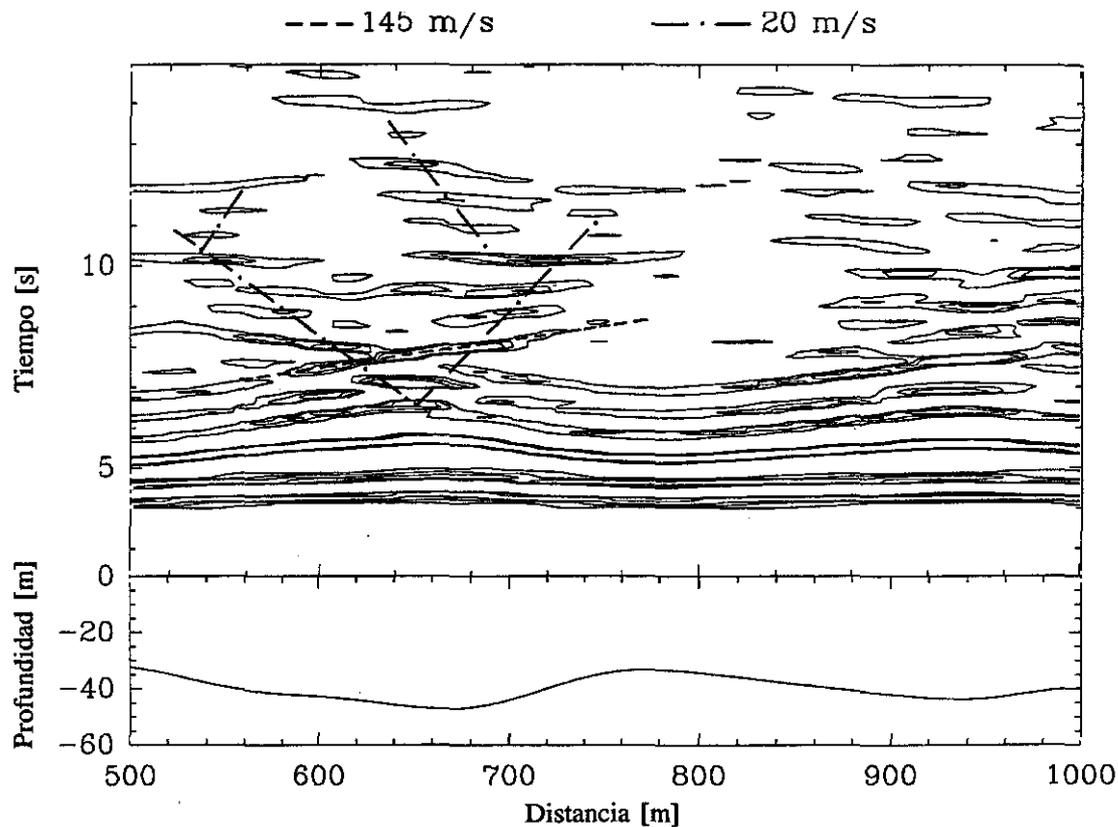


Figura 22. Contornos de amplitud de sismogramas sintéticos en el plano distancia-tiempo obtenidos de una simulación del efecto en superficie de variaciones de espesor de una capa de arcilla blanda. En la parte inferior de la figura se muestra el perfil de la capa. La excitación está dada por incidencia vertical de ondas planas SH, con variación temporal dada por un pulso de Ricker con frecuencia dominante de 2 Hz. [Adaptada de Chávez-García y Bard, 1994, en donde se encuentran los detalles del cálculo].

4.2.3. *Otras propuestas para modelar el Valle de México*

Los devastadores efectos del temblor de Michoacán estimularon también el desarrollo de modelos diferentes, poco ortodoxos. Entre estas propuestas destacan: 1) la existencia de ondas de gravedad en la capa de arcilla; 2) la resonancia de ondas P propagándose lateralmente; y 3) la resonancia de modos locales. A continuación discutiremos brevemente estas propuestas.

En una serie de artículos, Lomnitz (1989, 1990, 1991) propuso que, debido a fenómenos no lineales, la arcilla de la zona de lago sufre "licuación" al estilo de las arenas saturadas y se comporta más como un fluido que como un sólido. En estas condiciones, Lomnitz sugiere que se propagarían ondas de gravedad, las cuales explicarían las llegadas tardías de energía en los registros. Esta posibilidad fué examinada en detalle por Chávez-García y Bard (1993a y b). En Chávez-García y Bard (1993a) se demuestra que, al incluir la gravedad en un sólido con coeficiente de Poisson extremadamente alto, las ondas de Rayleigh ven afectadas sus propiedades a frecuencias bajas, pero en ningún momento se observa una transición entre ondas Rayleigh y ondas de gravedad. Por otra parte, al analizar la propagación de ondas en un fluido, Chávez-García y Bard (1993b) mostraron que valores de viscosidad relativamente pequeños eran suficientes para atenuar considerablemente las ondas de gravedad. Finalmente, ya hemos mencionado que la gran duración de los registros en zona de lago se presenta también para temblores pequeños, para los cuales no es posible invocar efectos altamente no lineales.

Una gran duración del movimiento sugiere efectos de resonancia. Ya hemos discutido que la resonancia 1D no es suficiente para explicar este fenómeno si se ignora la coda de las ondas incidentes. Otra posibilidad es la resonancia bidimensional de ondas P evanescentes propagándose lateralmente propuesta por Flores et al. (1987), Seligman et al. (1989) y Mateos et al. (1993). Estos autores invocaron resultados de Bard y Bouchon (1985) para sugerir que las heterogeneidades a gran escala del valle convierten una parte importante de la energía en ondas P evanescentes propagándose lateralmente en la capa de arcilla. Estas ondas serían reflejadas completamente en los bordes de la zona de lago y su interacción proporcionaría la explicación del movimiento observado. Esta posibilidad fué analizada por Chávez-García y Bard (1994), quienes mostraron que la resonancia bidimensional en la cuenca de México ocurre a frecuencias demasiado bajas para ser de interés en ingeniería sísmica. Para frecuencias mayores de 0.1 Hz, la energía difractada por las heterogeneidades laterales consiste en ondas superficiales para cualquier modelo realista del valle. Adicionalmente, el modelo de Flores et al. (1987), Seligman et al. (1989) y Mateos et al. (1993) requiere de un mecanismo válido para la excitación estable de las ondas P en los depósitos. Estas ondas sólo pueden generarse en combinación con ondas SV con incidencia supercrítica, por lo que su reflexión implicaría la existencia de ondas SV "portadoras". Por todo ello este modelo parece poco plausible.

En diversos trabajos Rial (1989), Rial et al. (1991) y Stephenson (1991) proponen la existencia de modos locales en los que la resonancia daría lugar a grandes amplificaciones y duración del movimiento sísmico. Mediante el empleo de técnicas asintóticas, Rial ha estudiado las frecuencias resonantes de diferentes configuraciones y ha mostrado la existencia de modos locales que dependen de la geometría del basamento. Stephenson (1991), por su parte, ha mostrado experimentalmente la existencia de modos locales, que llama celulares, y ha estudiado algunas de sus características. Estas propuestas permiten describir cualitativamente varios aspectos del movimiento en depósitos de aluvión y son valiosas. No obstante, el análisis cuantitativo detallado de estas propuestas para el Valle de México aún no existe.

5. DISCUSION

Hemos presentado los diferentes aspectos que influyeron en las dramáticas consecuencias del sismo de Michoacán en la Ciudad de México. Ello nos ha permitido presentar de manera coherente la influencia de la fuente, del trayecto y de los efectos de sitio en el movimiento observado. La discusión presentada ha permitido explicar una gran cantidad de observaciones hechas con respecto a este sismo. A continuación resumiremos las más importantes.

En lo que concierne a la fuente, los registros a distancias telesísmicas indican que el sismo de Michoacán emitió energía anormalmente alta en la banda de frecuencias de 0.3 a 0.7 Hz. Aunque la evidencia no es concluyente, Singh et al. (1990) sugieren que esta radiación anómala puede ocurrir preferentemente en el cuadrante NE. El análisis de los registros epicentrales sugiere que la ruptura corresponde al crecimiento de una grieta suave. Ello requiere entonces explicar las energéticas oscilaciones alrededor de 3 seg de periodo observadas tanto a distancias telesísmicas como en el campo cercano a través de la cinemática de la ruptura. Sánchez-Sesma et al. (1989) y Campillo et al. (1989) mostraron que es posible explicar simultáneamente la suavidad de la ruptura y las oscilaciones de 3 seg de periodo al suponer cambios en la velocidad de ruptura en la falla. Estas variaciones en la velocidad de ruptura generan radiación de alta frecuencia (y por ende aceleraciones importantes) pero con una directividad muy importante. Si la primera parte de la ruptura se desarrolló hacia el océano, la radiación de alta frecuencia tendría su máximo en esa dirección, lo que concuerda bien con las bajas aceleraciones observadas sobre la costa en la zona epicentral.

La evidencia de la radiación anómala alrededor de 0.3 Hz es clara en los registros telesísmicos y en los registros de campo cercano. Sin embargo el Valle de México se encuentra a cerca de 350 km de distancia epicentral. En este rango de distancias, la forma más eficiente de propagación son las ondas Lg. Esto se confirma con el análisis cuidadoso de los registros en el Valle de México, el cual indica que el campo incidente en el rango de frecuen-

cias de 3 a 10 seg consistió de los modos fundamentales de Love y Rayleigh y de los primeros armónicos de ondas de Rayleigh. Durante el trayecto de la costa al VM, estas ondas sufrieron muy poca atenuación. Se ha demostrado que la escasa atenuación de la energía entre la costa y el VM no depende del tipo de fuente ni de su localización precisa. Ello implica que se trata de un fenómeno que afecta a todos los temblores de la zona de subducción, pero que sólomente ha sido puesto en evidencia recientemente gracias a la multiplicación de registros. Los efectos del trayecto resultan en una amplificación aparente con respecto a curvas de atenuación promedio, independientes de la dirección, de hasta un factor 10 en la banda de frecuencias 0.2 a 2 Hz.

Adicionalmente a los efectos de trayecto, el movimiento del VM fué afectado por los efectos de sitio debidos a la geometría del valle. Los modelos 2D de esta estructura predicen una amplificación del movimiento por factores entre 3 y 7 en la zona de lomas. Es probable que la estructura 3D del valle implique factores de amplificación mayores. A pesar de ello, la amplitud del movimiento en terreno firme no fué suficiente para causar daños. Todos los daños observados para este sismo ocurrieron en la superficie de una delgada capa de arcilla que cubre la llamada zona de lago. La amplificación del movimiento en esta zona con respecto a la zona de lomas fué de hasta un factor 40 (Singh et al., 1988) en bandas estrechas de frecuencia. Es por ello que las estructuras con periodo propio cercano al periodo de la excitación se vieron sujetas a vibraciones de una gran amplitud y duración. La gran duración del movimiento sísmico sería consecuencia del lento paso de ondas guiadas por capas blandas profundas en el Valle de México y cuya frecuencia propia estaría cercana a la de las capas más superficiales. Finalmente, las heterogeneidades locales (variaciones del espesor de la capa de arcilla, presencia de una capa de relleno resistente en la superficie con espesor variable, o incluso, variaciones continuas de la velocidad de propagación en la capa de arcilla) explican adecuadamente la pérdida de coherencia del movimiento en distancias cortas y la presencia de movimientos diferenciales importantes. De esta manera, el movimiento destructivo en el Valle de México resultó de la conjunción de efectos de fuente, trayecto y sitio.

6. CONCLUSIONES

En este trabajo hemos abordado las causas de los catastróficos efectos del temblor de Michoacán en la Ciudad de México, a casi 400 km de distancia epicentral. El objetivo ha sido presentar de manera unificada las contribuciones de la fuente, del trayecto y del sitio al movimiento observado, y comprender de esta forma el por qué de la intensidad tan elevada observada para este temblor en las zonas de suelo blando del Valle de México.

Hemos mostrado que el temblor de Michoacán emitió energía anormalmente alta en la banda de frecuencias de 0.3 a 0.7 Hz de periodo hacia

la Ciudad de México. Por otra parte, fué posible modelar el primer subevento como una grieta auto similar, simple y suave, con velocidad de ruptura irregular. De esta forma, es posible relacionar la irradiación energética alrededor de 3 seg de periodo con la periodicidad asociada al proceso de aceleración-desaceleración del frente de ruptura.

Una vez emitidas, las ondas sísmicas se propagaron hacia la Ciudad de México. A lo largo de ese trayecto, la energía sísmica sufrió muy poca atenuación. Ello resultó en un movimiento en el centro del país cerca de 10 veces superior al que predicen curvas de atenuación promedio en la banda de frecuencias de 0.2 a 2 Hz. El análisis de los acelerogramas registrados en el Valle de México en 1985 permitió establecer la estructura del campo de ondas incidente. Este estuvo compuesto de una parte inicial y una tardía claramente diferenciadas. En la primera se trata de ondas superficiales provenientes de la fuente que corresponden a la etapa más intensa del movimiento. En la banda de periodos de 6 a 10 seg se observan los modos fundamentales de ondas de Love y de Rayleigh y en los periodos más cortos se ha identificado el paquete Lg. En la parte tardía y a periodos cortos, aparecen en los registros ondas de Love propagándose en direcciones diferentes y probablemente guiadas por capas blandas sepultadas a profundidades del orden de 1 a 4 km.

Finalmente, el movimiento generado por el temblor de Michoacán fué afectado por las capas de suelo blando que cubren la zona de lago en la Ciudad de México. De la complejidad del movimiento resultante hemos aislado dos factores que contribuyeron significativamente al daño observado: amplificación e incremento de la duración. Hemos mostrado que la amplificación puede explicarse adecuadamente como efectos 1D, más no así la duración. Para explicarla se han sugerido distintas posibilidades, creemos que la más promisoría es la que considera la interacción de ondas guiadas por capas profundas con las capas superficiales de suelo blando. Esta interacción sería posible por la cercanía en las frecuencias propias de capas profundas y capas superficiales. Sin embargo, los datos actuales no son suficientes para confirmar o rechazar esta hipótesis.

Los resultados presentados nos permiten plantear posibles escenarios para la ocurrencia de un gran terremoto en la brecha sísmica de Guerrero (Figura 1). La predicción del movimiento para tal evento ha sido intentada utilizando registros de temblores pequeños como funciones de Green empíricas por Irikura y Aguirre (1992) y Kanamori et al. (1993). Sus resultados sugieren que, si la brecha sísmica de Guerrero se rompe en un solo evento, las aceleraciones máximas esperadas podrían ser entre 1.5 y 2 veces mayores a las del temblor de Michoacán. Otra posibilidad es que la brecha se rompa en una serie de eventos con magnitudes entre 7.5 y 7.8 (como sucedió en la secuencia sísmica anterior en esta zona a principios de siglo). En este caso, la amplitud del movimiento en la zona de lago sería cerca de la mitad de la del temblor de Michoacán a periodos mayores a 2 seg.

En cualquiera de los posibles escenarios para la ruptura de la brecha sísmica de Guerrero, o bien, en caso de que ocurra otro gran terremoto en alguna otra parte de la zona de subducción, el movimiento sísmico estará afectado por los efectos de trayecto así como por la amplificación debida a las heterogeneidades locales a grande y pequeña escala. El movimiento que esperamos en la zona de lago presentará nuevamente grandes amplitudes y duraciones. Las investigaciones actuales están dirigidas hacia la mejor comprensión de los efectos de trayecto y de sitio, con objeto de explicar las observaciones que aún no somos capaces de modelar correctamente. En este trabajo se avanza con estudios teóricos y con el análisis de nuevas observaciones. Estas son posibles gracias tanto al desarrollo importante que ha tenido la instrumentación acelerográfica en México en años recientes, como mediante experimentos puntuales, activos o pasivos. El reto que enfrentamos es el de mejorar nuestra comprensión de las causas de todos los efectos observados. Sólo así mejoraremos nuestra capacidad de predicción para disminuir el riesgo sísmico que enfrenta la enorme urbe de Ciudad de México.

7. RECONOCIMIENTOS

Agradecemos a J. Cuenca, E. Romero, M. Cárdenas y J. Lermo la ayuda prestada en la preparación de las figuras. La Figura 20 fué proporcionada gentilmente por L.E. Pérez-Rocha. Diferentes partes de esta investigación se beneficiaron del apoyo de diversos patrocinadores: la Dirección General de Asuntos del Personal Académico, UNAM, a través del contrato IN104792; CONACYT, mediante el proyecto P0523-T9109; la Comunidad Económica Europea, con el proyecto CII-CT92-0036. Parte de los cálculos presentados se realizaron en la computadora CRAY.

8. REFERENCIAS

- AKI, K. (1968): Seismic displacement near a fault, *J. Geophys. Res.*, 73, 5359-5376.
- AKI, K. y P.G. RICHARDS (1980): *Quantitative Seismology*, W.H. Freeman and Co., San Francisco.
- ANDERSON, J.G., P. BODIN, J.N. BRUNE, J. PRINCE, S.K. SINGH, R. QUAAS y M. OÑATE (1986): Strong ground motion from the Michoacán, Mexico, earthquake, *Science*, 233, 1043-1049.
- ARCINIEGA, A., E. REINOSO y M. ORDAZ (1993): Duration of strong ground motion in Mexico City valley, *Seism. Res. Let.*, 64, 19.
- BARD, P.-Y. y M. BOUCHON (1985): The two-dimensional resonance of sediment-filled valleys, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 75, 519-541.
- BARD, P.-Y. y F.J. CHÁVEZ-GARCÍA (1993): On the decoupling of surficial sediments from surrounding geology at Mexico City, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 83, 1979-1991.

- 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 the Mexico city valley, *Earthquake Spectra*, 4, 609-633.
- BRAVO-CHÁVEZ, H., L. PONCE, G. SUÁREZ y R. ZÚÑIGA (1988): Potencial sísmico de México, en *Estudios sobre sismicidad en el Valle de México*, Departamento del Distrito Federal, Secretaría General de Obras, México, 1-65.
- CAMPBELL, K.W. (1981): Near source attenuation of peak acceleration, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 71, 2039-2070.
- CAMPILLO, M., P.-Y. BARD, F. NICOLLIN y F.J. SÁNCHEZ-SESMA (1988): The Mexico earthquakes of September 19, 1985-The incident wavefield in Mexico City during the Great Michoacán earthquake and its interaction with the deep basin, *Earthquake Spectra*, 4, 591-608.
- CAMPILLO, M., J.C. GABRIEL, K. AKI y F.J. SÁNCHEZ-SESMA (1989): Destructive strong ground motion in Mexico City: source, path and site effects during the great 1985 Michoacán earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 79, 1718-1735.
- CAMPILLO, M., F.J. SÁNCHEZ-SESMA, K. AKI (1990): Influence of small lateral variations of a soft surficial layer on seismic ground motion, *Soil Dyn. and Earthq. Eng.*, 9, 284-287.
- CÁRDENAS, M., J. LERMO, F. NÚÑEZ-CORNÚ, A. GONZÁLEZ y D. CÓRDOBA (1994): Seismic energy attenuation in the region between the coast of Guerrero and Mexico City: differences between paths along and perpendicular to the coast, *Bull. Seism. Soc. Am.*, enviado para su posible publicación.
- CHÁVEZ-GARCÍA, F.J. y P.-Y. BARD (1989): Effect of random thickness variations on the seismic response of a soft soil layer: Applications to Mexico City, en *Engineering seismology and site response*, Proc. of the 4th Int. Conf. on Soil Dyn. and Earthq. Eng. ed. A.S. Cakmak e I. Herrera, pp. 247-261, Computational Mechanics Publications, Southampton.
- CHÁVEZ-GARCÍA, F.J. y P.-Y. BARD (1993a): Gravity waves in Mexico City? - I. Gravity perturbed waves in an elastic solid, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 83, 1637-1655.
- CHÁVEZ-GARCÍA, F.J. y P.-Y. BARD (1993b): Gravity waves in Mexico City? - II. Coupling between an elastic solid and a fluid layer, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 83, 1656-1675.
- 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.*, accepted.
- CHÁVEZ-GARCÍA, F.J., J. RAMOS y E. ROMERO (1994): Surface wave dispersion analysis in Mexico City, *Bull. Seism. Soc. Am.*, submitted.
- DECSERNA, Z., M. DE-LA-FUENTE-DUCH, M. PALACIOS-NIETO, L. TRIAY, L.M. MITRE-SALAZAR, and R. MOTA-PALOMINO (1988): Estructura geológica, gravimetría, sismicidad y relaciones neotectónicas regionales de la Cuenca de México, Instituto de Geología, UNAM, report 104, 71 pp.
- DZIEWONSKI, A., S. BLOCH y M. LANDISMAN (1969): A technique for the analysis of transient seismic signals, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 59, 427-444.

- EISSLER, H., L. ASTIZ y H. KANAMORI (1986): Tectonic setting and source parameters of September 19, 1985 Michoacán, Mexico earthquake, *Geophys. Res. Let.*, 13, 569-572.
- EKSTRÖM, G. y A.M. DZIEWONSKI (1986): A very broad band analysis of the Michoacán, Mexico, earthquake of September 19, 1985, *Geophys. Res. Let.*, 13, 605-608.
- FACCIOLI, E., A. TAGLIANI y R. PAOLUCCI (1989): Effects of wave propagation in random earth media on the seismic radiation spectrum, en *Structural dynamics and soil-structure interaction*, Proc. of the 4th Int. Conf. on Soil Dyn. and Earthq. Eng. ed. A.S. Cakmak e I. Herrera, pp. 197-208, Computational Mechanics Publications, Southampton.
- FLORES, J., O. NOVARO y T. SELIGMAN (1987): Possible resonance effect in the distribution of earthquake damage in Mexico City, *Nature*, 326, 783-785
- GUTIÉRREZ, C. y S.K. SINGH (1988): Evidencias de amplificación de fases sísmicas con trayectoria hacia dentro del continente respecto a trayectorias a lo largo de la costa del Pacífico, en *México*, GEOS, 155
- HADLEY, P.K., A. ASKAR y A.S. CAKMAK (1991): Subsoil geology and soil amplification in Mexico Valley, *Soil Dyn. and Earthq. Engr.*, 10, 101-109.
- HOUSTON, H. y H. KANAMORI (1986): Source characteristics of the 1985 Michoacán, Mexico, earthquake at periods of 1 to 30 seconds, *Geophys. Res. Let.*, 13, 597-600.
- HERRMANN, R.B. (1987): *Computer programs in Seismology*, Saint Louis University, Missouri.
- IDA, Y. (1973): The maximum acceleration of strong ground motion, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 63, 959-968
- IRIKURA, K. y J. AGUIRRE (1992): The estimation of strong ground motion for future earthquake in Mexico, *Simp. Int. sobre Prev. de Desastres Sísmicos, CENAPRED*, México, mayo, 1, 156-169.
- KANAMORI, H., P.C. JENNINGS, S.K. SINGH y L. ASTIZ (1993): Estimation of strong ground motions in Mexico City expected for large earthquakes in the Guerrero seismic gap, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 83, 811-829.
- KAWASE, H. y K. AKI (1989): A study on the response of a soft basin for incident S, P, and Rayleigh waves with special reference to the long duration observed in Mexico City, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 79, 1361-1382.
- KAWASE, H., C. GUTIÉRREZ, S.K. SINGH, J. LERMO, E. NAVA, F.J. SÁNCHEZ-SESMA, K. IRIKURA, T. IWATA, M. HORIKE, T. KAGAWA, K. SEO y T. SAMANO (1992): Array measurements of microtremors in Mexico City to detect underground structures, *Int. Symp. on Earthq. Dis. Prev.*, (abstract), Mexico City, May.
- KOBAYASHI, H., K. SEO y S. MIDORIKAWA (1986): Report on seismic microzoning studies of the Mexico earthquakes of September 19, 1985. Part 2. Estimated strong ground motions in Mexico City due to the Michoacán, Mexico, earthquake of September 19, 1985, based on characteristics of microtremors. Report of the Graduate School at Nagatsuta, Tokyo Institute of Technology.
- KOSTROV, B.V. (1964): Self similar problems of propagation, *J. Applied Math. Mech.*, 28, 1077-1078.

- LERMO, J. y F.J. CHÁVEZ-GARCÍA (1994a): Are microtremors useful in site response evaluation?, *Bull. Seism. Soc. Am.*, aceptado.
- LERMO, J. y F.J. CHÁVEZ-GARCÍA (1994b): Site effect evaluation at Mexico City. Dominant period and relative amplification from strong motion and microtremor records, *Soil Dyn. and Earthq. Engrg.*, aceptado.
- LOMNITZ, C. (1989): Mexico 1985, the case for gravity waves, en *Engineering seismology and site response*, Proc. of the 4th Int. Conf. on Soil Dyn. and Earthq. Eng. ed. A.S. Cakmak e I. Herrera, pp. 27-35, Computational Mechanics Publications, Southampton.
- LOMNITZ, C. (1990): Mexico 1985: the case for gravity waves, *Geophys. J. Int.*, 102, 569-572.
- LOMNITZ, C. (1991): On the transition between Rayleigh waves and gravity waves, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 81, 273-275.
- MADARIAGA, R. (1976): Dynamics of an expanding circular fault, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 66, 639-666.
- MATEOS, J.L., J. FLORES, O. NOVARO, T.H. SELIGMAN, y J.M. ALVAREZ-TOSTADO (1993): Resonant response models for the Valley of Mexico-II. The trapping of horizontal P waves, *Geophys. J. Int.*, 99, 449-462.
- MENDOZA, C. y S.H. HARTZELL (1988): Inversion for slip distribution using GDSN P-waves: North Palm Springs, Borah Peak and Michoacán earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 78, 1092-1111.
- MOOSER, F. y C. MOLINA (1993): Nuevo modelo hidrogeológico para la cuenca de México, *Boletín, Centro de Investigación Sísmica de la Fundación Javier Barros Sierra*, 3, 68-84.
- 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.
- ORDAZ, M. y S.K. SINGH, E. REINOSO, J. LERMO, J.M. ESPINOZA y T. DOMÍNGUEZ (1988): Estimation of response spectra in the lake bed zone of the Valley of Mexico during the Michoacán earthquake, *Earthquake Spectra*, 4, 815-834.
- PARDO, M. y G. SUÁREZ (1994): Shape of the subducted Rivera and Cocos plates in Southern Mexico: seismic and tectonic implications, *J. Geophys. Res.*, submitted.
- PÉREZ-ROCHA, L.E. y F.J. SÁNCHEZ-SESMA (1992): Hybrid non-linear response of soft soils, Proc. of the Tenth World Conf. on Earthq. Engrg., 2, 973-978.
- RIAL, J.A. (1989): Seismic wave resonances in 3D sedimentary basins, *Geophys. J. Int.*, 99, 81-90.
- RIAL, J.A., N.G. SALTZMAN y H. LING (1991): Computation of eigenmodes of resonant sedimentary basins of arbitrary shape by semi classical and variational methods, *Wave Motion*, 14, 377-398.
- 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.

- SÁNCHEZ-SESMA, F.J., M. CAMPILLO, P.-Y. BARD, J.C. GARIEL y K. AKI (1989): The great 1985 Michoacan earthquake: a unified approach considering source, path and site effects, en *Engineering seismology and site response*, Proceedings of the 4th Int. Conf. on Soil Dyn. and Earthq. Eng. ed. A.S. Cakmak e I. Herrera, pp. 53-75, Computational Mechanics Publications, Southampton.
- SÁNCHEZ-SESMA, F.J., L.E. PÉREZ-ROCHA y E. REINOSO (1993): Ground motion in Mexico City during April 25, 1989 Guerrero earthquake, *Tectonophysics*, 218, 127-140.
- SEED, H.B., M.P. ROMO, J.I. SUN, A. JAIME, and J. LYSMER (1988): The Mexico earthquake of September 19, 1985 - Relationships between soil conditions and earthquake ground motions, *Earthquake Spectra*, 4, 687-729.
- SELIGMAN, T.H., J.M. ALVAREZ-TOSTADO, J.L. MATEOS, J. FLORES, y O. NOVARO (1989): *Resonant response models for the Valley of Mexico - I: the elastic inclusion approach*, *Geophys. J. Int.*, 99, 789-799.
- SINGH, S.K. y F. MORTERA (1991): Source time functions of large Mexican subduction earthquakes, morphology of the Benioff zone, age of the plate, and their tectonic implications, *J. Geophys. Res.*, 96, 21,487-21,502.
- 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., L. ASTIZ y J. HAVSKOV (1981): Seismic gaps and recurrence periods of large earthquakes along the Mexican subduction zone: a reexamination, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 71, 827-843.
- SINGH, S.K., E. MENA y R. CASTRO (1988): Some aspects of source characteristics of the 19 September 1985 Michoacán earthquake and ground motion amplification in and near Mexico City from strong motion data, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 78, 451-477.
- SINGH, S.K., A. MORI, E. MENA, F. KRÜGER y R. RIND (1990): Evidence for anomalous body-wave radiation between 0.3 and 0.7 Hz from the 1985 September 19 Michoacán, Mexico earthquake, *Geophys. J. Int.*, 101, 37-48.
- STEPHENSON, W.R. (1991): Cellular normal modes: an explanation for alluvium response to earthquakes, *Proc. 2nd Int. Conf. on Recent Advances in Geotech. Earthq. Engrg. and Soil Dyn.*, St. Louis Missouri, 2, 1155-1165.
- VALDÉS, C.M., W.D. MOONEY, S.K. SINGH, R.P. MEYER, C. LOMNITZ, J.H. LUETGERT, C.E. HELSEY, B.T.R. LEWIS y M. MENA (1986): Crustal structure in Oaxaca, Mexico, from seismic refraction measurements, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 76, 547-563.
- YOMOGIDA, K. (1988): Crack-like rupture processes observed in near-fault strong motion data, *Geophys. Res. Lett.*, 15, 1223-1226.
- ZAVALA, J.M., G. SANTOS y A. MORÍN (1988): Características geológicas de México en el contexto sísmico, en *Estudios sobre sismicidad en el Valle de México*, Departamento del Distrito Federal, Secretaría General de Obras, México, 67-210.