



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA
DE MÉXICO**

INSTITUTO DE GEOFÍSICA
POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

**SIMULACIÓN NUMÉRICA DEL MOVIMIENTO
FUERTE EN LA CIUDAD DE MÉXICO:**

**ESCENARIOS DEL MOVIMIENTO ESPERADO PARA
DIFERENTES TIPOS DE SISMOS**

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL GRADO DE:

MAESTRO EN CIENCIAS (SISMOLOGÍA)

P R E S E N T A :

HUGO CRUZ JIMÉNEZ

DIRECTOR DE TESIS

FRANCISCO JOSÉ CHÁVEZ GARCÍA



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

CONTENIDO

RESUMEN

CAPÍTULO 1. Introducción

CAPÍTULO 2. Bases teóricas del método

2.1 Modelado pseudo-espectral 3-D para ondas elásticas

2.1.1 Diferenciación espacial usando la FFT

2.1.2 Diferenciación con la FFT real

2.1.3 Condiciones de frontera

2.1.4 Aplicaciones

2.2 Propagación de ondas SH

2.2.1 Ondas SH en un medio homogéneo

2.2.2 Ondas SH en un medio estratificado

2.2.3 Respuesta sísmica de un medio estratificado

CAPÍTULO 3. Resultados

3.1 Movimiento fuerte en la Ciudad de México

3.2 Efectos de sitio en la Ciudad de México

3.3 Simulación numérica

3.3.1 Simulación numérica de la propagación de ondas sísmicas

3.3.2 Simulación numérica de la amplificación de sitio

CAPÍTULO 4. Discusión de los resultados

4.1 Escenarios de movimiento fuerte para la Ciudad de México ante sismos futuros

CAPÍTULO 5. Conclusiones

REFERENCIAS

RESUMEN

Los sismos de 1985 manifestaron la necesidad de considerar los efectos destructivos que pudieran tener eventos futuros de diferente origen y de gran magnitud sobre la Ciudad de México. También la de estimar zonas que pudieran sufrir los daños más severos. Por eso, los escenarios de movimiento fuerte pueden ayudar a tomar medidas adecuadas para mitigar el riesgo sísmico. De la misma forma, podrían servir para elaborar planes de respuesta ante emergencias futuras en la Ciudad de México. En este contexto, esta tesis tiene como objetivo estimar escenarios de movimiento fuerte para la Ciudad de México ante sismos de diferente origen. Para ello se utiliza una técnica híbrida de simulación.

En primer lugar, se obtuvieron mapas con la distribución de aceleraciones máximas relativas en la Ciudad de México para los componentes radial y transversal de dos sismos intraplaca (junio 15, 1999 y septiembre 30, 1999) y dos de subducción (abril 25, 1989 y julio 15, 1996). Los componentes horizontales de aceleración fueron rotados respecto a la trayectoria del círculo máximo. Posteriormente se les aplicó un filtro pasabajos con frecuencia de corte en 4 Hz. Finalmente, las aceleraciones máximas fueron normalizadas con respecto a la aceleración máxima absoluta. En general, los mapas de los sismos intraplaca presentan amplitudes relativas máximas en casi toda la zona de Lago. Por su parte, para los sismos de subducción, estas amplitudes se concentran en una zona más estrecha a periodos más bajos. Además de la obtención de estos mapas, también se evaluaron los efectos de sitio para ambos tipos de sismos. Los cocientes espectrales obtenidos en 3 estaciones con periodos dominantes diferentes son muy similares para los dos tipos. Esto sugiere que la diferencia entre el patrón de aceleraciones relativas máximas observadas para los dos tipos de sismos podría ser causada por diferencias en el campo de onda incidente.

En segundo lugar, se simularon escenarios de movimiento fuerte mediante una técnica híbrida considerando sismos intraplaca, de subducción y corticales someros. Se calculó el campo de ondas sísmico 2D SH y P-SV independientemente, el cual se propaga desde la fuente hasta la Ciudad de México para cada tipo de sismo. Para esto se usó el método pseudo-espectral. La función de tiempo de la fuente para el campo de ondas SH fue la misma para los 3 tipos de sismos. Sin embargo, para el campo P-SV, se consideraron fuentes características de cada tipo de sismo. Se utilizaron 2 modelos de corteza. Para los sismos de subducción y corticales, el modelo fue el mismo. Este incluye la litósfera con espesor de 30 km y la Placa de Cocos subduciendo debajo del bloque continental de México. También se incluye una capa superficial con 2 km de espesor para representar el Cinturón Mexicano Transmexicano. Para el sismo intraplaca, se utilizó un modelo que resultó de la proyección del modelo de subducción en dirección NW-SE. Este pasa por el epicentro del sismo de Tehuacán y la Ciudad de México. Las amplificaciones locales debidas a la estructura somera de la Ciudad de México se obtuvieron con un modelo 1D con incidencia vertical de ondas S.

Los escenarios de movimiento fuerte calculados para sismos intraplaca y de subducción reproducen zonas de amplitudes máximas y mínimas que se presentan en las observaciones. Esto permite validar la técnica híbrida de simulación utilizada en este trabajo para investigar la distribución de intensidades del movimiento fuerte en la Ciudad de México para sismos futuros.

CAPÍTULO 1

INTRODUCCIÓN

La estimación de escenarios de movimiento fuerte para sismos futuros de gran magnitud es un tema muy importante en sismología de movimientos fuertes. La Ciudad de México está sujeta a riesgo sísmico importante debido a la ocurrencia de grandes sismos de orígenes diferentes. Por ejemplo, durante el siglo pasado, el valle de México sufrió daños severos ocasionados por sismos de subducción (interplaca), tal como el de Michoacán en 1985 (Mw 8.1). Éste ocurrió en la costa del Pacífico debido a la subducción de la placa de Cocos debajo de la placa de Norteamérica. Los eventos de fallamiento normal con profundidades intermedias (intraplaca) también han causado daños importantes. Éstos se originan dentro de la placa de Cocos que subduce al bloque continental Mexicano. El sismo de Huajuapán de León (M 7.0) del 24 de Octubre de 1980 y los sismos que ocurrieron el 15 de Junio de 1999 (Mw 7.0, H = 60 km) y el 30 de Septiembre de 1999 (Mw 7.5, H= 40 km) son ejemplos de este tipo de sismos. Una tercera familia de eventos que pueden afectar a la Ciudad de México son los sismos de profundidades someras ($H < 10$ km) que se originan en el Cinturón Volcánico Transmexicano. Estos sismos no son frecuentes. Por ejemplo, en noviembre de 1912 ocurrió un sismo con magnitud 7.0 en el graben de Acambay, localizado a más de 100 km al noroeste de la Ciudad de México. Los pueblos de Acambay y Tixmadejé, en el Estado de México, así como la Ciudad de México, fueron dañados severamente (Kostoglodov y Pacheco, 1999). Desde entonces no han ocurrido sismos significativos de este tipo, pero aún así representan un peligro para la Ciudad de México. Es por eso que escenarios de movimiento tendrían un papel importante en la toma de medidas adecuadas para mitigar el riesgo sísmico. También serían muy importantes en la elaboración de planes de respuesta ante emergencias futuras en la Ciudad de México.

Se han realizado numerosos estudios sobre los grandes sismos que ocurren en México con el objetivo de entender las causas que dan origen a daños severos, tal como el ocurrido el 19 de septiembre de 1985. El movimiento sísmico observado en la Ciudad de México para este sismo tuvo una larga duración y gran amplitud. Campillo et al. (1988) identificaron un tren de ondas coherente que atribuyeron a la fase regional Lg. Además encontraron que el movimiento sísmico contenía la mayor parte de la energía en periodos cercanos a 3 segundos. Un hecho sorprendente fue que la aceleración máxima registrada (0.2 g) en la zona de lago fue similar a la observada en la zona epicentral.

Para el caso particular de la Ciudad de México, se han realizado estudios sobre los tres factores que determinan el movimiento sísmico: los efectos de la fuente (Campillo et al., 1989; Singh et al., 1990), de trayecto (Ordaz y Singh, 1992; Furumura y Kennet, 1998; Furumura y Singh, 2002; Cárdenas y Chávez-García, 2003) y de sitio (Bard et al., 1988; Sánchez-Sesma et al., 1988; Seed et al., 1988; Kawase y Aki, 1989, Chávez García y Bard, 1994). Debido a que el campo de ondas sísmicas generado por eventos de diferente origen depende de estos tres factores, los patrones de movimiento fuerte podrían ser diferentes para cada tipo de sismo.

Varios investigadores se han dedicado a la estimación de movimiento sísmico en el Valle de México para sismos futuros de gran magnitud utilizando diversas aproximaciones. Después del sismo de 1985, los sismólogos han estudiado zonas en donde pudiera presentarse un sismo de magnitud similar o mayor, con el objetivo de reducir daños. Por ejemplo, ha resultado de gran interés el estudio del gap de Guerrero, debido a que ahí podría ocurrir muy pronto un gran sismo, el cual tendría gran impacto sobre la Ciudad de México. El gap de Guerrero está en la zona de subducción y tiene una extensión aproximada de 200 km de longitud. En esta zona no se ha registrado un gran evento por más de 80 años (Singh et al., 1981). Este gap podría romperse siguiendo dos escenarios: a) un gran sismo de magnitud 8.2 o b) varios sismos (de 2 a 4) de magnitudes

aproximadas de 7.6 durante un lapso de 10 a 15 años (Ordaz et al., 1989, Pérez-Rocha, 1998).

Además de los sismos de subducción, los sismos intraplaca y los corticales también han sido objeto de mucha investigación debido a que representan un gran peligro para la Ciudad de México. Por ejemplo, Rosenblueth et al. (1989) consideran un sismo de magnitud 6.5 con distancia hipocentral de 80 km como el peor escenario para la Ciudad de México ante un evento de fallamiento normal. Para el caso de los sismos corticales, consideraron un evento que tenga origen en la terminación oriental del graben de Acambay con magnitud 7.0.

A continuación presento algunos resultados sobre la estimación del movimiento sísmico en la Ciudad de México. Por ejemplo, unas de las primeras estimaciones de la respuesta sísmica en la Ciudad de México considerando los registros del sismo de septiembre de 1985 fueron presentadas por Sánchez-Sesma et al. (1988) y Seed et al. (1988). Sánchez-Sesma et al. (1988) utilizaron el componente N-S de la estación Tacubaya como movimiento de entrada y una configuración bidimensional (valle triangular simplificado a lo largo de un perfil Peñón-Chapultepec) combinada con la respuesta de una capa de arcilla. Con esto calcularon acelerogramas sintéticos a lo largo del valle. Por su parte, Seed et al. (1988) obtuvieron los espectros de respuesta con amortiguamiento de 5% para el área dañada severamente. Para ello utilizaron el componente N-S de registros obtenidos en Ciudad Universitaria, CU (UNAM-CUMV) y el perfil del suelo de la estación SCT. Ésto debido a la falta de información en esta área. Además, variaron la profundidad de la capa de suelo firme entre 25 y 45 m.

Kanamori et al., (1993) calcularon el movimiento sísmico y espectros de respuesta esperados para sismos futuros en el gap de Guerrero en la estación CDAO (localizada en la zona de Lago de la Ciudad de México). Utilizaron acelerogramas de 4 sismos de diferente magnitud ocurridos en el gap de Guerrero como funciones de Green empíricas para simular el movimiento sísmico de

eventos de magnitudes mayores considerando un modelo de escalamiento ω^2 . Consideraron 3 procesos de ruptura diferentes. Encontraron que si el evento en el gap de Guerrero es similar al de Michoacán de 1985, el movimiento en la Ciudad de México sería el doble del observado en 1985 a periodos mayores de 2 segundos. Para periodos menores a 2 segundos, estimaron que la amplitud sería 2 o 3 veces más grande. Se tendría un escenario más favorable si los eventos ocurrieran como una secuencia de eventos de magnitud 7.5 a 7.8 puesto que el movimiento sería casi la mitad del observado en 1985 a periodos mayores de 2 segundos. También encontraron que algunos componentes del movimiento sísmico podrían ser amplificados por un factor de 2 a 3 si la secuencia de ruptura presenta interferencia constructiva.

Más tarde, Ordaz et al. (1995) propusieron un esquema para estimar el movimiento sísmico para eventos de subducción futuros basada en la suma aleatoria de funciones de Green empíricas, tomando en cuenta una ley de escalamiento ω^2 para todas las frecuencias. En este método proponen una función densidad de probabilidad de los tiempos de retraso, similar a Wennerberg, 1990 (distribución de probabilidad de los tiempos de ruptura entre sub-eventos). El método se basa en el esquema propuesto por Joyner y Boore, 1986 (suma de N funciones de Green empíricas correspondientes al mismo número de celdas que rompen con tiempos diferentes). Este método no toma en cuenta los efectos de directividad. Con este esquema calculan el movimiento sísmico esperado en el Valle de México para un evento de magnitud 8.2 en el gap de Guerrero. Obtuvieron que los espectros de respuesta para este sismo serían mayores que los observados en el sismo de Michoacán, 1985, excepto para el componente E-W en la estación SCT. También sugieren que los sismos del gap de Guerrero son más energéticos que los de la región de Michoacán, si bien esto debería ser corroborado con otros sismos.

Pérez Rocha (1998) estimó escenarios de intensidades sísmicas (distribución de ordenadas máximas espectrales asociadas a diferentes periodos

estructurales) en la Ciudad de México. Es decir, calculó los espectros de respuesta sísmica en los nodos de una malla que cubre a gran parte de la ciudad. Consideró el sismo de Michoacán (M=8.1) y sismos postulados de subducción (M 7.7 y M 8.1 en la costa de Guerrero) e intraplaca (M 6.5 y distancia hipocentral de 80 km). Encontró que sólo un sismo de magnitud 8.1 en la costa de Guerrero superaría las intensidades máximas esperadas para el sismo de fallamiento normal considerado, si los periodos estructurales son de 1 ± 2.5 s. Para periodos estructurales de 2 ± 0.5 s, un sismo de magnitud 8.1 en Guerrero superaría en 50 % a las intensidades para el sismo de Michoacán. Sin embargo, para el sismo de fallamiento normal, las intensidades producidas serían 50 % menores. También obtuvo escenarios para la Ciudad de México para cualquier periodo estructural. En general, las amplitudes máximas se presentan en donde los periodos estructurales son cercanos a los periodos dominantes del terreno.

Los sismos de profundidades intermedias con fallamiento normal (intraplaca) también han sido estudiados ampliamente. Por ejemplo, Pacheco y Singh (1995) utilizaron eventos recientes de magnitudes moderadas como funciones de Green empíricas con el objetivo de sintetizar las formas de onda de dos sismos de fallamiento normal de profundidad intermedia (1964, M 7.2 Tlapehuala y 1980, M 7.0 Huajuapán de León). Puesto que las funciones de Green empíricas no fueron apropiadas, sus resultados fueron parcialmente satisfactorios. Por otra parte, Singh et al., (1996) estudiaron el sismo de 1858 y obtuvieron los espectros de respuesta y los escenarios de daño esperado para la Ciudad de México ante un sismo postulado de magnitud 7.7. Estos autores supusieron que el sismo de 1858 fue intraplaca con fallamiento normal y magnitud M 7.7. Para simular el movimiento sísmico en CU, utilizaron como función de Green empírica el evento del 23 de Mayo de 1994 y caídas de esfuerzos de 50, 160 y 300 bares. Finalmente compararon los daños esperados para el sismo propuesto con caídas de esfuerzos de 160 y 300 bares, con los del sismo de Michoacán de 1985.

Recientemente, Iglesias et al. (2002) estimaron las amplitudes máximas esperadas en CU para sismos futuros utilizando el registro del sismo de Copalillo, 2000 (intraplaca con fallamiento normal) como función de Green empírica. Ellos sugieren que un sismo de Mw 7.0 en la región del sismo de Copalillo originaría aceleraciones máximas de 30 a 40 gales en CU. También estimaron que el periodo de retorno para un sismo de este tipo sería de aproximadamente 40 años.

En este estudio se aplica una técnica híbrida para obtener escenarios de movimiento fuerte para la Ciudad de México debido a sismos futuros de diferente origen. La técnica consiste en determinar independientemente el movimiento sísmico 2D para ondas SH y P-SV incidente en la Ciudad de México. La simulación abarca el rango de frecuencias de 0 a 4 Hz y se utiliza el método pseudo-espectral. Posteriormente, se calculan las funciones de amplificación de sitio utilizando un modelo 1D con incidencia vertical de ondas S. Campillo et al. (1988) encontraron que la respuesta sísmica es independiente del ángulo de incidencia para ángulos menores a 40 grados, por lo que la consideración de incidencia vertical es apropiada.

Los primeros análisis sobre los efectos de sitio para el sismo de Michoacán de 1985 con modelos 1D, son aquellos realizados por Seed et al. (1988). Ellos presentaron gran similitud entre la amplificación observada y modelado 1D analizando espectros de respuesta con 5 % de amortiguamiento. Sin embargo, Kawase y Aki (1989) y Chávez-García y Bard (1994) encontraron que a pesar de que los modelos 1D explican adecuadamente las observaciones en el dominio de la frecuencia, no lo hacen en el dominio del tiempo. Esto se debe a que los espectros de respuesta amortiguados presentan saturación, es decir, no reflejan las peculiaridades del movimiento sísmico y son poco sensibles a la duración (Sánchez-Sesma et al., 1988). Los modelos 1D pueden reproducir la amplitud máxima del movimiento observado pero no su duración (Sánchez-Sesma et al., 1988). Esto no permite explicar las largas duraciones observadas en la zona de Lago. Bard et al. (1988) encontraron que para modelos simples del valle que

incluyen la capa de arcilla, la respuesta sísmica en los bordes no es satisfactoria si se utilizan un modelo 1D. Sin embargo, con un modelo 2D si lo es. Para el modelo 1D, las amplitudes máximas son mayores a frecuencias mayores comparadas con las del modelo 2D (Bard et al., 1988; figura 8). Por el contrario, para sitios localizados en el centro del valle, los modelos 1D presentan prácticamente los mismos resultados que los modelos 2D. Por su parte, Chávez-García et al. (1994) encontraron que los efectos unidimensionales en la respuesta sísmica son de gran importancia. Ellos obtuvieron funciones de transferencia empíricas para sismos ocurridos entre 1985 y 1990 con magnitudes entre 8.1 y 4.9 para los dos componentes horizontales. Con esto encontraron que las funciones de transferencia empíricas promedio para cada componente eran similares a la respuesta teórica de una capa blanda sobre un semi-espacio para incidencia vertical de ondas S. A pesar del fuerte componente unidimensional observado, Chávez-García et al. (1994) encontraron que el modelo 1D no permitió explicar todas las observaciones, tales como la diferencia de las amplitudes máximas entre componentes horizontales. Los modelos 1D tampoco pueden representar la influencia de las heterogeneidades laterales, las cuales han afectado fuertemente el movimiento sísmico a distancias muy cortas. En los registros del sismo de 1985, en particular aquellos de las estaciones CDAO y CDAF se notaron claramente grandes diferencias a pesar de que las estaciones están muy cercanas. Esto sugiere una influencia de la variabilidad de las condiciones del subsuelo en distancias pequeñas (Bard et al., 1988).

Respecto al presente trabajo, la simulación híbrida considerada permite un modelado realista del movimiento del suelo en grandes distancias, desde la costa hasta la Ciudad de México, y de las amplificaciones de sitio locales en la estructura del valle. Con esto, se obtienen escenarios de movimiento fuerte para sismos intraplaca, de subducción y corticales. Estos son comparados con mapas de distribución de aceleraciones relativas máximas de sismos intraplaca y de subducción. Los resultados obtenidos demuestran que la técnica usada es apropiada para estimar los patrones de aceleraciones máximas para sismos

futuros, debido a que reproducen de forma aceptable características importantes de las observaciones. Puesto que la ocurrencia de sismos de grandes magnitudes evidentemente no puede evitarse, surge como necesidad disminuir los daños que estos grandes sismos pudieran ocasionar. Por tal motivo, los escenarios de movimiento fuerte son de gran importancia.

CAPÍTULO 2

BASES TEÓRICAS DEL MÉTODO

En este estudio se utilizó el método pseudo-espectral para simular el campo de onda incidente en la Ciudad de México. Para determinar las funciones de amplificación de sitio, se utilizó un modelo 1D, basado en la teoría de reverberaciones múltiples para ondas S (Haskell, 1960). A continuación describo estos métodos.

2.1 MODELADO PSEUDO-ESPECTRAL 3-D PARA ONDAS ELÁSTICAS

Los fundamentos del método pseudo-espectral se explican detalladamente en Furumura et al. (1998) y Takenaka et al. (1999). En los siguientes párrafos, se presenta un resumen.

En un sistema rectangular 3-D, con x e y como coordenadas horizontales y z como la coordenada vertical, la ecuación de movimiento esta representada por:

$$\rho \ddot{U}_p = \frac{\partial \sigma_{xp}}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_{yp}}{\partial y} + \frac{\partial \sigma_{zp}}{\partial z} + f_p, \quad (p = x, y, z), \quad (1)$$

donde σ_{pq} ($p, q = x, y, z$) son los componentes del tensor de esfuerzos, f_p son las fuerzas de cuerpo, \ddot{U}_p las segundas derivadas temporales parciales de los componentes de desplazamiento (es decir, los componentes de la aceleración), y ρ es la densidad. En un medio elástico isotrópico, los componentes de los esfuerzos están dados, de acuerdo a la Ley de Hooke, por:

$$\sigma_{pq} = \lambda(e_{xx} + e_{yy} + e_{zz})\delta_{pq} + 2\mu e_{pq}, \quad (p, q = x, y, z), \quad (2)$$

donde λ y μ son las constantes de Lamé, e_{pq} son los componentes de la deformación, y δ_{pq} denota la delta de Kronecker. Los componentes de la deformación están dados por :

$$e_{pq} = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial U_p}{\partial q} + \frac{\partial U_q}{\partial p} \right), \quad (p, q = x, y, z), \quad (3)$$

donde U_p son los componentes de los desplazamientos. En el método pseudo-espectral (Kosloff y Baysal, 1982), las derivadas espaciales en las ecuaciones (1) y (3) se calculan analíticamente en el dominio del número de onda, como se explica más adelante. Para la actualización temporal, se utiliza un esquema explícito: el campo de onda para el siguiente paso en el tiempo se calcula utilizando el campo de onda actual y el campo de onda previo. Por ejemplo, el campo de velocidad al tiempo $(n+1/2)\Delta t$ se determina utilizando el campo de velocidad en el tiempo $(n-1/2)\Delta t$ y $n\Delta t$, como se muestra a continuación en el siguiente esquema de integración de diferencias finitas de segundo orden:

$$\dot{U}_p^{n+1/2} = \dot{U}_p^{n-1/2} + \ddot{U}_p^n \Delta t, \quad (4)$$

y

$$U_p^{n+1} = U_p^{n-1} + \dot{U}_p^{n+1/2} \Delta t, \quad (5)$$

donde \ddot{U}_p , \dot{U}_p y U_p ($p = x, y, z$) denotan la aceleración, velocidad y el desplazamiento de la partícula, respectivamente, y Δt es el incremento en el tiempo.

2.1.1 DIFERENCIACIÓN ESPACIAL USANDO LA FFT

En el método pseudo-espectral se obtiene la diferenciación espacial eficientemente para cada tiempo por medio de la transformada rápida de Fourier (FFT), tal como se describe en Takenaka et al. (1999). Consideremos la diferenciación en x del componente x del desplazamiento U evaluados en las posiciones $U((n+1/2)\Delta x, (m+1/2)\Delta z)$ ($n = -N, -N+1, \dots, 0, \dots, N-1$; $m = 0, 1, \dots, M-1$), donde el modelo consiste de $2N \times M$ puntos de la malla. La derivada en x por calcular es $\partial U / \partial x ((n+1/2)\Delta x, (m+1/2)\Delta z)$ ($n = -N, -N+1, \dots, 0, \dots, N-1$; $m = 0, 1, \dots, M-1$).

Primero, $U((n+1/2)\Delta x, \Delta z/2)$ ($n = -N, -N+1, \dots, 0, \dots, N-1$), se copia en un arreglo de trabajo 1-D (vector de trabajo) $f(n)$ ($n = -N, -N+1, \dots, 0, \dots, N-1$). Después, el vector de trabajo $f(n)$ se transforma al dominio del número de onda por medio de la FFT.

$$F(l\Delta k) = \Delta x \sum_{n=0}^{N-1} f(n\Delta x) e^{-i2\pi n l / N}, \quad (6)$$

donde $F(l\Delta k)$ representa la transformada de Fourier de $f(n\Delta x)$. Δk y Δx representan los incrementos del número de onda y la distancia. El resultado se multiplica por los números de onda espaciales discretos $l\Delta k$ y la unidad imaginaria para obtener la derivada en el dominio del número de onda. Posteriormente se transforma al dominio de la distancia usando la FFT inversa mediante la siguiente relación:

$$\frac{d}{dx} f(n\Delta x) = \frac{1}{N\Delta x} \sum_{l=0}^{N-1} i(l\Delta k) F(l\Delta k) e^{i2\pi n l / N}. \quad (7)$$

El resultado final se copia en $\partial U / \partial x ((n+1/2)\Delta x, \Delta z/2)$ ($n = -N, -N+1, \dots, 0, \dots, N-1$). Después, $U((n+1/2)\Delta x, 3\Delta z/2)$ se procesa de la misma forma que $U((n$

+ $1/2)\Delta x$, $\Delta z/2$) para obtener $\partial U / \partial x((n + 1/2)\Delta x, 3\Delta z/2)$, y se realiza el mismo proceso secuencialmente aumentando z en el intervalo de Δz hasta $z = (M - 1/2)\Delta z$. Para la diferenciación de las variables 3-D, los cálculos de las 2 ecuaciones anteriores se realizan secuencialmente a lo largo de las direcciones x , y , z .

2.1.2 DIFERENCIACIÓN CON LA FFT REAL

En el modelado pseudo-espectral se utiliza normalmente la FFT para transformar datos de valores complejos (es decir, FFT compleja). Los datos de valores reales que se van a diferenciar se almacenan en el componente real de un arreglo complejo. El componente imaginario se llena con ceros.

De acuerdo a Furumura et al. (1998), el esquema de diferenciación eficiente para datos de valores reales utiliza la FFT real, y se realiza de la siguiente forma. Primero, la secuencia de datos $f(l\Delta x)$ que se va a diferenciar se expande en términos de polinomios seno y coseno discretos usando la FFT real, es decir,

$$f(n\Delta k) = \sum_{l=0}^{N/2} A(l\Delta k) \cos(2\pi ml / N) + \sum_{l=1}^{N/2} B(l\Delta k) \sin(2\pi ml / N), \quad (8)$$

donde A y B son los coeficientes coseno y seno dados por:

$$A(l\Delta k) = \begin{cases} \frac{1}{N} \sum_{n=0}^{N-1} f(n\Delta x) \cos(2\pi ml / N), & l = 0, N/2 \\ \frac{2}{N} \sum_{n=0}^{N-1} f(n\Delta x) \cos(2\pi ml / N), & l = 1, 2, \dots, n/2 - 1 \end{cases} \quad (9)$$

$$B(l\Delta k) = \frac{2}{N} \sum_{n=1}^{N-1} f(n\Delta x) \sin(2\pi nl / N). \quad (10)$$

Después, la derivada en el dominio de la transformada se calcula al multiplicar con los números de onda discretos $l\Delta k$ e involucra un avance de fase de 90° en la ecuación (o equivalentemente, intercambiando los coeficientes A y B por $-B$ y A , respectivamente). Posteriormente se transforma al dominio de la distancia por medio de la FFT real inversa

$$\frac{d}{dx} f(n\Delta x) = \sum_{l=1}^{N/2-1} (l\Delta k) B(l\Delta k) \cos(2\pi nl / N) + \sum_{l=1}^{N/2} (-l\Delta k) A(l\Delta k) \sin(2\pi nl / N) \quad (11)$$

Furumura et al. (1998) confirmaron que la diferenciación usando el par FFT real es 2 veces más rápida que el cálculo convencional con la FFT compleja.

2.1.3 CONDICIONES DE FRONTERA

Kosloff y Baysal (1982) aplicaron por primera vez el método pseudo-espectral al modelado de ondas sísmicas. Desde entonces, se han desarrollado varias técnicas para incorporar la condición de frontera libre (p. ej. Ohminato y Chouet, 1997; Levander, 1988) y la condición de radiación. Por ejemplo, la condición de superficie libre se incorpora simplemente en el cálculo al hacer cero los componentes de esfuerzos sobre la superficie libre. Equivalentemente, debido a la periodicidad, los esfuerzos también se hacen cero en la parte inferior del modelo. Posteriormente se realizan las diferenciaciones verticales con respecto a z .

Para eliminar las ondas ficticias creadas por la periodicidad implícita en la FFT ("wraparound"), Cerjan et al. (1985) proponen una zona de atenuación alrededor de la malla. En cada incremento en el tiempo del cálculo, las amplitudes del desplazamiento y la velocidad de la partícula disminuyen en la zona absorbente al multiplicarlas por la función decreciente Gaussiana:

$$g(i) = \exp[-\alpha(I_0 - i)^2] \quad i = 0, 1, \dots, I_0 \quad (12)$$

donde I_0 es el número total de nodos de la malla absorbente, i es el nodo de la malla contado desde el límite de la malla absorbente y α es el coeficiente de absorción. Cerjan et al. (1985) proponen $I_0 = 20$ y $\alpha = 0.015$ como valores empíricos óptimos basados en pruebas numéricas. Binzhong (1988) encontró que cuando se utilizan coeficientes de absorción inadecuados, la zona de absorción produce reflexiones artificiales. Esto puede ser un problema serio para esta técnica.

Cuando se coloca una fuente sísmica puntual cerca de la superficie libre, frecuentemente aparece ruido oscilatorio, conocido como fenómeno de Gibbs, en las derivadas en z de los datos discontinuos. Este ruido se puede eliminar utilizando un esquema alternativo de diferenciación desarrollado por Furumura y Takenaka (1992) (diferenciación simétrica). En este esquema los datos son duplicados en la superficie libre antes de la diferenciación en z para eliminar la discontinuidad como se muestra a continuación:

$$\hat{f}(n\Delta x) = \begin{cases} f(n\Delta x), & 0 \leq n \leq N-1 \\ f[(2N-n-1)\Delta x], & N \leq n \leq 2N-1 \end{cases} \quad (13)$$

y después se calcula la diferenciación para el doble de los datos ($2N$). Las partes extrapoladas (es decir, $n = N, \dots, 2N-1$) se eliminan después de la diferenciación.

Una aproximación más reciente fue propuesta por Furumura y Takenaka (1996) quienes proponen una extensión antiperiódica del campo de onda. Esta técnica no elimina completamente el "wraparound", sino que extiende el tiempo antes de que lleguen estas señales. La desventaja de este método es que necesita el doble de memoria y de tiempo de cómputo, haciéndolo impráctico.

2.1.4 APLICACIONES

El análisis de los registros sísmicos ha permitido comprender parcialmente la contribución de cada uno de los factores (efectos de fuente, trayecto y sitio) que afectan al movimiento sísmico, así como plantear hipótesis para dar una explicación física de los fenómenos observados. Un análisis detallado del campo de onda requiere una cobertura amplia de estaciones, tanto en campo cercano como en campo lejano, dependiendo de los objetivos. En el caso ideal, si las estaciones estuvieran lo suficientemente cercanas (en términos de las longitudes de onda de interés), se podría describir por completo el campo de onda. Como esto no ocurre con frecuencia, los sismólogos han recurrido a las técnicas de simulación numérica para calcular el campo de onda en diferentes puntos. Esto es, tanto en lugares donde se tienen estaciones sismológicas, lo que permite hacer comparaciones, como en sitios donde no las hay. En ambos casos, los registros sintéticos ayudan a dar una explicación más satisfactoria del fenómeno observado. Estas técnicas son herramientas muy poderosas que han ayudado a proponer algunas hipótesis que pretenden explicar, por ejemplo, las características anómalas del campo de onda incidente en la Ciudad de México. Esto pone de manifiesto su gran importancia.

Actualmente existen varias técnicas de simulación numérica que permiten modelar la propagación de ondas sísmicas en configuraciones irregulares. Entre ellas están, por ejemplo, diferencias finitas, elemento finito, pseudo-espectral, elemento espectral, entre otras.

A continuación se presentan algunos resultados de la aplicación del método de diferencias finitas y el pseudo-espectral para simular el campo de ondas sísmico. Ambos han contribuido en diferentes aspectos para entender el comportamiento del campo de ondas sísmico.

Debido a su simplicidad y su facilidad para implementar prácticamente cualquier geometría del medio, el método de diferencias finitas ha sido utilizado ampliamente para simular el movimiento sísmico. En el caso del método pseudo-espectral, el campo de ondas se expande en el espacio en términos de polinomios de Fourier, y las derivadas parciales espaciales se calculan en el dominio del número de onda. Para obtener la precisión deseada, este método requiere menos puntos de la malla comparado con la técnica de diferencias finitas. Esto lo convierte en un método muy atractivo.

Madariaga (1976) propuso el esquema de diferencias finitas utilizando mallas alternantes ("staggered grids"). Este esquema fue utilizado por Virieux para modelar la propagación de ondas SH (1984) y P-SV (1986) en medios heterogéneos. Levander (1988) consideró la misma aproximación en su formulación esfuerzo-velocidad 2D P-SV de cuarto orden.

La técnica de diferencias finitas ha ido evolucionando y ha proporcionando cada vez más ventajas. Por ejemplo, se han utilizado espaciamientos variables de la malla. Ello permite ahorrar tiempo de cómputo y memoria de almacenamiento. Además, se evita parcialmente el sobremuestreo espacial ocasionado por el espaciamiento uniforme en zonas con velocidades altas. Esta alternativa fue propuesta por Boore (1970) en un estudio 1D. Por su parte, Moczo (1989) aplicó este tipo de mallas en un medio lateralmente heterogéneo para ondas SH. Por otro lado, Pitarka (1999) propuso el método de diferencias finitas de cuarto orden en 3D utilizando mallas alternantes con espaciamiento no-uniforme. Esta aproximación permite implementar una falla finita con una distribución no-uniforme de fuentes puntuales. Wang et al. (2001) desarrollaron un método de diferencias finitas considerando mallas variables y resolvieron el problema de inestabilidad por medio de una interpolación 3D en el dominio del número de onda. Con este método simulaban eficientemente la respuesta sísmica visco-elástica 3D para un modelo de la cuenca de Salt Lake. Estudios primarios sobre la cuenca de Salt Lake han sido realizados, por ejemplo, por Olsen y Schuster (1992). Ellos

aplicaron el método de diferencias finitas 3D para simular la propagación de ondas de explosiones de minas y ondas planas. Las técnicas de Pitarka (1999) y Wang et al. (2001) reducen considerablemente los requerimientos de memoria y tiempo de cálculo comparado con los esquemas de diferencias finitas convencionales.

Kristek et al. (2002) implementaron la superficie libre plana para un semi-espacio homogéneo. En este esquema utilizaron diferencias finitas 3D de cuarto orden con mallas alternantes para simular el movimiento sísmico. Recientemente, Moczo et al. (2002) desarrollaron un esquema heterogéneo 3D de diferencias finitas desplazamiento-esfuerzo con mallas alternantes de cuarto orden en el espacio y segundo orden en el tiempo. Se basaron en la formulación heterogénea de la ecuación de movimiento. Este esquema utiliza el promedio armónico volumétrico de los módulos elásticos y el promedio aritmético volumétrico de la densidad. Además, permite que las discontinuidades en el medio se presenten en cualquier posición, independientemente de la localización de los nodos. Con esta aproximación, demostraron que este esquema es más preciso que otros.

La simulación de propagación de ondas también se ha realizado a través de procedimientos en dos etapas. Por ejemplo, Olsen et al. (2000) simularon la propagación de ondas para un sismo de magnitud M 4.9 en el Borrego Valley, California. Para ello emplearon un esquema de diferencias finitas de cuarto orden con mallas alternantes. Utilizaron 2 modelos con espaciamiento de la malla de 100 m. Uno con fronteras absorbentes en la parte superior, y otro con superficie libre. Almacenaron los valores del tensor de esfuerzos a lo largo de un segmento del plano horizontal a una profundidad de 400 m. Este segmento fue colocado debajo de los sedimentos más profundos del Valle. Hicieron lo mismo pero para una serie de puntos sobre la vertical, desde la superficie hasta una profundidad de 400 m. Después sumaron la serie de tiempo del esfuerzo obtenido en el paso anterior con el tensor de esfuerzos en los puntos correspondientes en simulaciones con un espaciamiento de 25 m. Incluyeron el modelo de velocidad 3D del Borrego Valley y la condición de superficie libre en el límite superior de la malla.

El método pseudo-espectral también ha sido utilizado debido a que representa una alternativa atractiva para el modelado numérico de estructuras geológicas complejas reales (Kosloff y Baysal, 1982, y Furumura y Kennet, 1998). Este método requiere menos nodos en una malla para obtener una resolución comparable a la de la técnica de diferencias finitas. Por ejemplo, Kennett y Furumura (2002) utilizaron 2.25 nodos por cada longitud de onda mínima. Ellos simularon el campo de ondas para frecuencias menores a 0.8 Hz considerando una velocidad de ondas S mínima de 3.0 km/s, usando un intervalo de muestreo espacial de 1.6 km . Además, la superficie libre puede incorporarse fácilmente debido a que la ecuación de movimiento puede expresarse con los esfuerzos como incógnitas.

Furumura y Kennett (1998) examinaron la forma en que la estructura 3D puede influenciar la propagación de las fases regionales en México. Para ello simularon los sismos de Copala, 1995 y Michoacán, 1985. Posteriormente, Kennett y Furumura (2002) examinaron la interacción entre la radiación de la fuente y la estructura tridimensional. Utilizaron un esquema de simulación híbrida PSM/FDM (pseudo-espectral/diferencias finitas). Los componentes horizontales se calcularon con el método pseudo-espectral, mientras que el componente vertical, por medio de diferencias finitas convencionales de cuarto orden. Por su parte, Furumura y Singh (2002) evaluaron las funciones de atenuación para sismos de subducción e intraplaca. Para ello emplearon tanto simulaciones 2D P-SV con el método pseudo-espectral como simulaciones 3D con una técnica híbrida PSM/FDM. Observaron que los sismos de subducción afectan fuertemente a la ciudad de México debido a que la amplitud de las ondas Lg es reforzada, tanto por la guía de onda (la zona entre el Moho y la superficie libre), como por las variaciones laterales de velocidad causadas por la placa de Cocos. También observaron que las ondas Lg son amplificadas debido a las rocas volcánicas de baja velocidad del cinturón volcánico Mexicano. Para los sismos profundos intraplaca encontraron una atenuación simple con la distancia.

El cómputo en paralelo representa una ventaja para las técnicas de simulación numérico. Esto se debe a que el tiempo de cómputo se reduce relativamente al cómputo en forma serial. Por ejemplo, Furumura y Koketsu (2000) propusieron un esquema basado en la descomposición de componentes del campo de onda. Este esquema utiliza el método pseudo-espectral 3D en paralelo. Con esto simularon el movimiento fuerte para el sismo de Kobe. Por otra parte, Furumura et al. (2002) utilizaron la técnica híbrida PSM/FDM para estudiar el sismo de 1999 en Chi-Chi, Taiwan. La comparación entre las observaciones de una red densa de estaciones de movimiento fuerte y las simulaciones demostraron lo siguiente: la variación de la estructura del subsuelo y la compleja distribución del desplazamiento de la falla afectaron fuertemente la distribución de daños durante este sismo. El fuerte gradiente de velocidad en la corteza superior favoreció la propagación de ondas sísmicas a grandes distancias. Además, las ondas S y ondas superficiales fueron amplificadas por los efectos de sitio en las cuencas, causando daños importantes.

A pesar de los avances en modelado numérico, aun existen restricciones computacionales, por ejemplo, para incorporar heterogeneidades de pequeña escala (longitudes de onda pequeñas) en una estructura regional 3D. Esto permitiría interpretar la interacción entre estas heterogeneidades y el campo de onda regional. Desde luego que esta diferencia de escalas en el modelado numérico sugiere que se deben eliminar algunas restricciones computacionales. Por ejemplo, Furumura y Kennett (1998) calcularon el movimiento sísmico para un modelo 3D regional, pero no incluyeron la respuesta de la cuenca de México debido a la diferencia de escalas.

Los estudios mencionados anteriormente muestran que los métodos de diferencias finitas y pseudo-espectral representan una alternativa atractiva para la evaluación del campo de onda sísmico. En particular, en este trabajo se aplicó el método pseudo-espectral para la obtención del campo de onda incidente en la Ciudad de México.

CAPÍTULO 3

3.1 MOVIMIENTO FUERTE EN LA CIUDAD DE MÉXICO

Con el propósito de observar el patrón de movimiento fuerte del suelo durante sismos mexicanos, se analizó la distribución de amplitudes máximas del movimiento usando los acelerogramas de la Base Mexicana de Movimientos Fuertes. La figura 1 muestra los epicentros de los sismos considerados en este estudio, así como la distribución de estaciones de movimiento fuerte en la Ciudad de México. Se consideraron los siguientes dos sismos intraplaca: el sismo de junio 15, 1999 (Tehuacan, M 7.0) y el de septiembre 30, 1999 (Oaxaca, M 7.5). En el caso de los sismos de subducción se utilizaron: el de abril 25, 1989 (M 6.9) y de julio 15, 1996 (M 6.8). Puesto que no han ocurrido sismos corticales significativos recientemente, no se presentan los patrones de distribución de amplitudes máximas en la Ciudad de México para este tipo de eventos. La línea gruesa discontinua con rumbo NW-SE en la figura 1a representa la orientación en la cual se obtuvo el modelo de corteza para el sismo intraplaca (como se explicará más adelante). En la figura 1b se muestran con líneas gruesa sólida y discontinua, los límites de las zonas de Lomas y de Lago, respectivamente. También se marcan algunas de las principales avenidas en la Ciudad de México con líneas gruesas continuas, y la localización del aeropuerto.

La cobertura de las estaciones y los acelerogramas de los 4 sismos, permite comparar los patrones de movimientos máximos del suelo entre los sismos intraplaca y de subducción. Los componentes horizontales de las aceleraciones fueron rotadas respecto a la trayectoria del círculo máximo y filtradas con un filtro pasabajas con frecuencia de corte en 4 hz. Con base en esta información se obtuvieron los patrones de amplificaciones máximas. Las amplitudes en cada figura han sido normalizadas con respecto a los valores máximos absolutos.

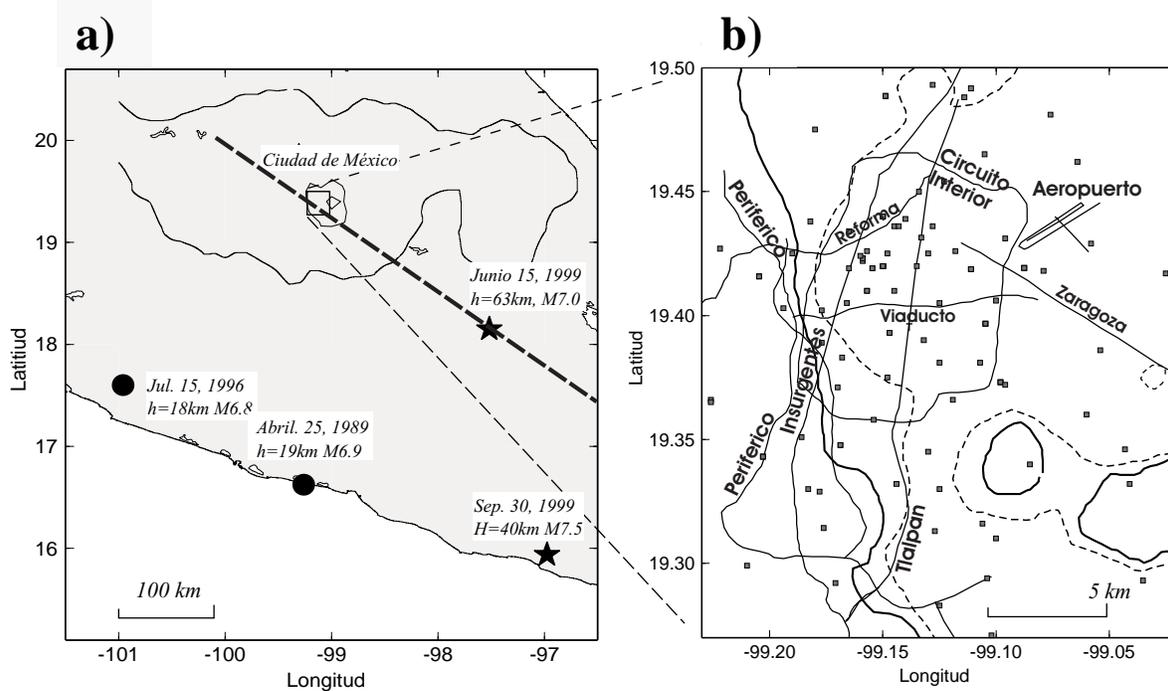


Figura 1. a) Localización de los sismos considerados. Los círculos negros muestran los epicentros de los sismos interplaca, y las estrellas los sismos intraplaca. El limite del Cinturón Volcánico Transmexicano (CVT) y la Ciudad de México se muestran con contornos sólidos. La línea gruesa discontinua con rumbo NW-SE representa la orientación en la cual se obtuvo el modelo de corteza para el sismo intraplaca. b) Localizaciones de las estaciones de movimiento fuerte (cuadros) y algunas avenidas importantes en la Ciudad de México.

Las figuras 2a y 2b muestran la distribución espacial de las aceleraciones máximas relativas observadas del movimiento del suelo para los componentes transversal y radial, respectivamente, del sismo de junio, 1999. En las figuras 2c y 2d, aquellas para el sismo de septiembre de 1999. Se puede observar que el área de amplitudes máximas para ambos componentes de los sismos intraplaca es muy amplia. Ésta se extiende prácticamente a toda la zona de Lago, incluyendo la zona de transición para el primer sismo (figuras 2a y 2b).

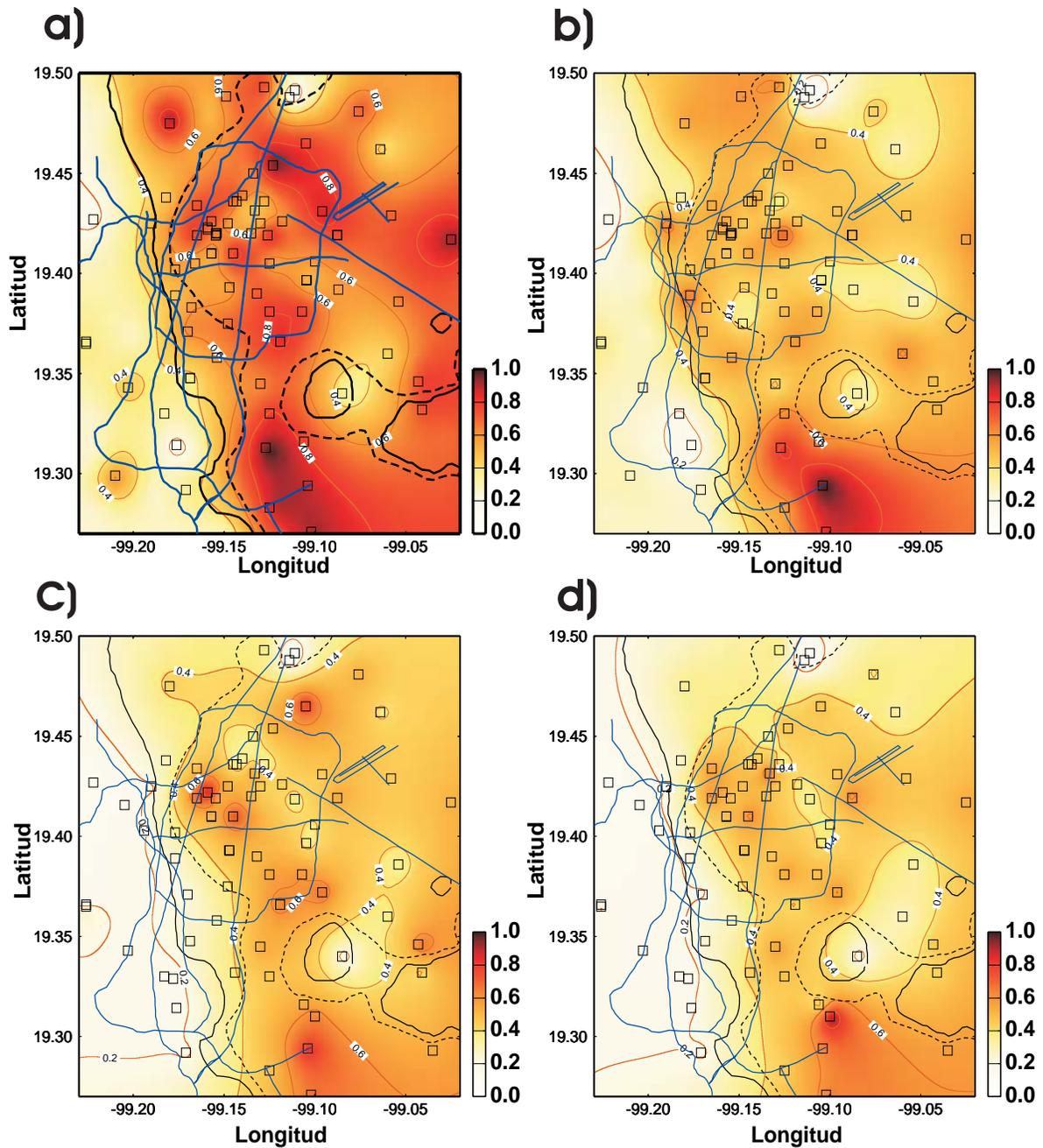


Figura 2. Mapas de distribución de amplitudes máximas de aceleración normalizadas al máximo absoluto para dos sismos intraplaca. Las figuras 2a y 2b pertenecen al componente transversal y radial, respectivamente, del sismo de Tehuacán. Las figuras 2c (transversal) y 2d (radial) pertenecen al sismo de Oaxaca.

Las amplitudes relativas del movimiento fuerte para el evento de Tehuacán son notablemente mayores que las del sismo de Oaxaca. Aún para un mismo sismo, existen diferencias marcadas entre componentes. En la figura 2a

(componente transversal) se pueden identificar zonas con altas amplitudes relativas. Por ejemplo, al norte y oeste de la Ciudad de México. Amplitudes menores cubren prácticamente todo el Valle de México. En la zona de Lomas se presentan las amplitudes más bajas, así como en el Cerro de la Estrella. Las zonas restantes presentan amplitudes intermedias. Para el componente radial (figura 2b) se observan amplitudes menores que en el componente transversal, muy similares en todo el valle, excepto en Xochimilco.

Para el componente transversal del sismo de Oaxaca (figura 2c), solo se identifican algunas zonas de amplitudes relativas altas, como en el sismo de Tehuacán, aunque con magnitudes menores. El componente radial (figura 2d) es similar al del sismo de Tehuacán, sin presentar variación significativa de las amplitudes en la zona de Lago.

Lo anterior muestra que los efectos de sitio son muy fuertes, tal como se observa al sur de la ciudad con un contraste fuerte de amplitudes. Para el componente transversal del sismo de Tehuacan (figura 2a) ocurre una excepción: las amplitudes se mantienen casi en un mismo nivel en la Ciudad de México y los efectos de sitio no son tan pronunciados.

Las áreas de amplitudes relativas máximas se pueden comparar con el mapa de periodos dominantes (figura 3; Lermo y Chávez-García, 1994). La energía sísmica observada en la Ciudad de México durante sismos intraplaca presenta amplitudes grandes en un rango amplio de periodos, desde 1 hasta más de 4s. Las amplitudes relativas más altas se presentan en la zona cuyo periodo dominante está comprendido entre 1 y 2 s aproximadamente para el componente transversal (figuras 2a y 2 c).

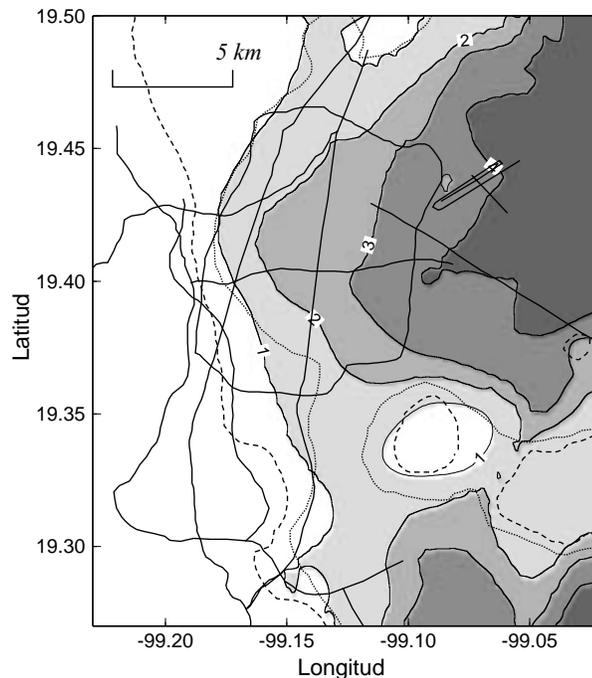


Figura 3. Mapa de periodos dominantes en la Ciudad de México (adaptada de Lermo y Chávez-García, 1994).

En la figura 4a y 4b se presentan los patrones debidos al sismo de subducción ocurrido en abril, 1989, para el componente transversal y radial, respectivamente. En las figuras 4c y 4d aquellos para el sismo de julio, 1996. Para el componente transversal del sismo de 1989, se observa una zona de amplitudes relativas altas (figura 4a). Esta zona coincide con la que fue afectada severamente durante el sismo de septiembre de 1985 (Meli y Miranda, 1986; Romo et al., 1987). Se delimita al oeste y norte por el Circuito Interior, extendiéndose hacia el sureste hasta Rio Churubusco. También se observan amplitudes relativas altas en Xochimilco. Estas áreas están conectadas por amplitudes menores que atraviesan casi de norte a sur, con una extensión hacia el este, en Ciudad Nezahualcóyotl. Para el componente radial (figura 4b), el patrón es similar, aunque la zona en que las amplitudes relativas son grandes es más estrecha. Las amplitudes relativas son menores que para el componente transversal. Este patrón es diferente al observado para los sismos intraplaca.

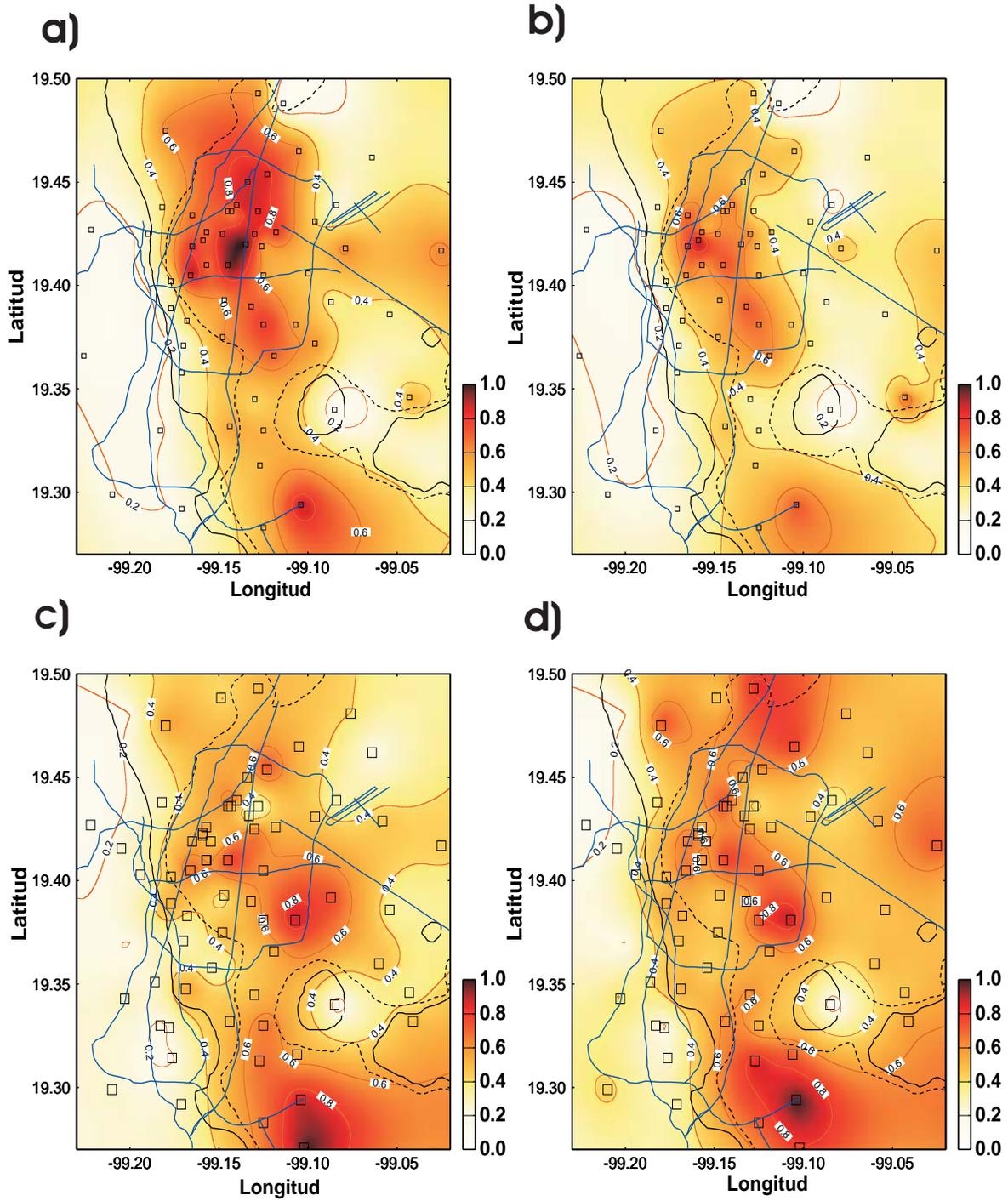


Figura 4. Mapas de distribución de amplitudes máximas de aceleración normalizadas al máximo absoluto para 2 sismos de subducción. Las figuras 4a y 4b pertenecen al componente transversal y radial, respectivamente, del sismo de abril, 1989. Las figuras 4c (transversal) y 4d (radial) pertenecen al sismo de julio, 1996.

Por su parte, el componente transversal del sismo de julio de 1996 (figura 4c) es similar al del sismo de 1989, excepto por la zona de amplitudes máximas, las cuales en este caso solo se observan en su extremo sureste. Para el componente radial (figura 4d), los resultados también son similares, aunque las amplitudes son mayores en la zona de Lago, en particular, la zona que atraviesa al aeropuerto de norte a sur.

3.2 EFECTOS DE SITIO EN LA CIUDAD DE MÉXICO

El movimiento del terreno depende del movimiento de las ondas incidentes y de los efectos de la amplificación local. Por lo tanto, es necesario evaluar el efecto de sitio en la Ciudad de México para sismos de subducción e intraplaca usando varios registros de cada tipo de evento.

Para este propósito se aplicaron dos técnicas: cocientes espectrales entre registros obtenidos en suelo blando con respecto a aquellos obtenidos en sitios con suelo duro, y entre componente horizontal y vertical (H/V) en sitios de suelo blando. La tabla 1 muestra los parámetros focales de los 5 eventos de subducción y 5 intraplaca usados en el análisis.

Se utilizaron 3 estaciones en suelo blando ubicadas en sitios con diferentes periodos dominantes: DFRO (1 s), SCT (2 s), y UNKS (4 s). Fue necesario utilizar 3 estaciones en suelo firme (ESTS, TACY, y TXCR) debido a que no hubo una sola que registrara todos los sismos. La tabla 2 muestra las localizaciones de las estaciones mencionadas.

Tabla 1. Parámetros focales de los sismos de subducción (S) e intraplaca (I) usados en este análisis

TIPO	AAAA MM DD	T. Origen	Lat (N ⁰)	Lon (W ⁰)	Prof.	Magnitud
S	1989 04 25	142900.51	16.57	99.33	19	6.9
S	1990 05 31	073527.01	17.26	100.71	22	6.0
S	1993 10 24	075215.63	16.75	98.72	20	6.7
S	1995 09 14	140431.43	16.78	98.60	23	7.4
S	1996 07 15	212334.08	17.60	100.96	18	6.8
I	1994 05 23	014142.29	18.17	100.53	55	6.3
I	1994 12 10	161738.51	18.14	101.38	48	6.6
I	1997 05 22	075053.52	18.68	100.60	70	6.6
I	1999 06 15	204207.10	18.13	97.54	63	7.0
I	1999 09 30	163114.80	16.06	97.00	39	7.5

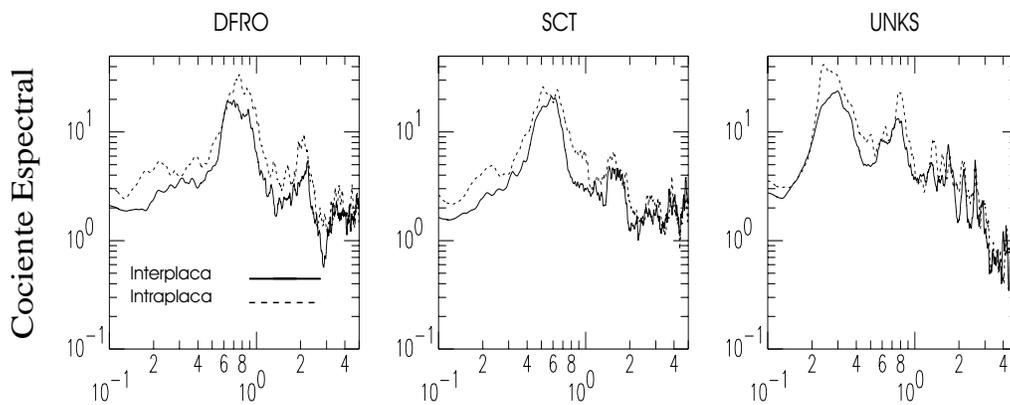
Tabla 2. Localización de las estaciones de movimiento fuerte.

Estación	Zona	Lat (N ⁰)	Lon (W ⁰)	Periodo dominante (s)
DFRO	Transición	19.40	99.16	1
SCT	Lago	19.39	99.14	2
UNKS	Lago	19.42	99.09	4
ESTS	Lomas	19.49	99.11	
TACY	Lomas	19.40	99.19	
TXCR	Lomas	19.52	99.80	

En la figura 5a se comparan las amplificaciones de sitio promedio para los sismos de subducción e intraplaca utilizando estaciones en suelo blando y suelo firme. Es claro que las amplificaciones de sitio para los dos tipos de sismos son

similares, aunque existen algunas pequeñas diferencias en amplitud debido a la amplificación diferente de las 3 estaciones de referencia. Los resultados obtenidos con la técnica de cocientes espectrales H/V en las estaciones de suelo blando son muy similares a los anteriores (figura 5b). El buen acuerdo entre los dos análisis sugiere que la diferencia en el patrón de aceleraciones máximas observadas para los dos tipos de sismos (figuras 2 y 4) no es causada por efectos de sitio. Esta diferencia podría ser causada por diferencias en el campo de onda incidente originado por cada tipo de sismo.

a) Sedimento / Roca



b) H/V

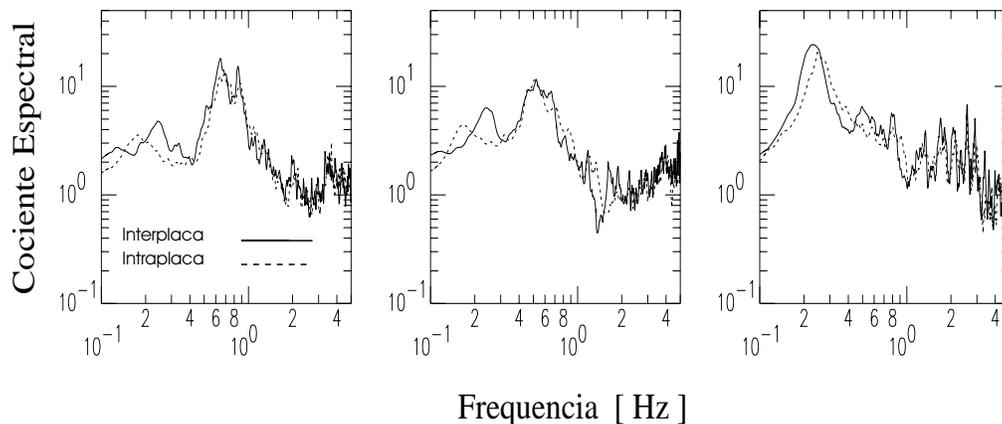


Figura 5. Cocientes espectrales en 3 estaciones representativas localizadas en sitios con diferentes periodos dominantes (DFRO, SCT, UNKS) para sismos de subducción (línea sólida) e intraplaca (línea discontinua). Los cocientes se realizaron con respecto a a) estaciones en suelo firme, y b) usando la técnica H/V.

3.3 SIMULACIÓN NUMERICA

Recientemente han habido grandes avances en las técnicas de simulación desde el punto de vista computacional. Sin embargo, aún resulta caro simular la propagación de ondas sísmicas 3D a gran escala para un campo de onda realista con frecuencias altas. En este estudio se consideró conveniente simular el movimiento en 2D para evaluar los efectos de la estructura de la corteza heterogénea y el manto superior de México en el campo de ondas SH y P-SV. Para incluir la amplificación local se utilizó un modelo 1D. En este estudio consideramos la incidencia vertical de ondas S, por lo que no existirán conversiones de ondas S a P.

3.3.1 SIMULACIÓN NUMERICA DE LA PROPAGACIÓN DE ONDAS SÍSMICAS

Los movimientos incidentes a la Ciudad de México para los 3 tipos de sismos se obtuvieron por medio de las simulaciones numéricas 2D usando el método pseudo-espectral (Kosloff et al., 1984; Furumura y Kennett, 1998), en la versión de Furumura y Takenaka (1996). Se utilizó un modelo de corteza (figura 6) para el evento de subducción y el evento cortical, y otro modelo para el evento intraplaca. El modelo de corteza para el sismo de subducción fue tomado de Valdes et al. (1986) y Valdes y Meyer (1996). Este modelo está basado en el análisis de datos de reflexión y gravimetría. Para el evento intraplaca, se utilizó el mismo modelo proyectado en la dirección NW-SE (figura 1a). En el modelo superior de la figura 6, se indican las velocidades de ondas S (km/s). En la tabla 3 se muestran los parámetros del modelo de velocidad.

Tabla 3. Parámetros del modelo utilizados en la simulación 2-D.

	Vs (km/s)	ρ (t/m ³)	Q	Espesor (km)
Capa 1 (CVT)	2.0	2.0	150	0.0-2.5
Capa 2	3.0-3.1	2.2-2.3	200	0.6-8.0
Corteza Superior	3.2-3.4	2.4-2.5	400	4.9-12.6
Corteza Inferior	3.7-4.1	2.7-2.9	600	11.5-29.8
Manto Superior	4.7-4.8	3.2-3.2	800	-

Placa de Cocos

	Vs (km/s)	ρ (t/m ³)	Q	Espesor (km)
Corteza Oceánica	2.8-3.9	2.1-2.8	100-150	3.0
Corteza Basáltica	3.8-3.9	2.8-2.9	150-200	3.0
Manto Oceánico	4.7-4.9	3.2-3.3	1000	24.0

La zona modelada tiene 512 km de largo por 128 km de profundidad. Se utilizó un espaciado uniforme de la malla de 0.125 km. Para minimizar las reflexiones artificiales de los bordes del modelo, se utilizó una zona absorbente con 20 puntos de la malla (Cerjan et al., 1985). Para el cálculo del campo de ondas SH para los 3 sismos, se utilizó una fuente puntual considerando radiación isotrópica de ondas S. Para el campo de ondas P-SV, se consideraron los mecanismos característicos de cada tipo de sismo implementados como componentes del tensor de momentos. La función de tiempo de la fuente está dada por una función pseudo-delta (Herrmann, 1979) que genera ondas sísmicas con una frecuencia máxima de 4 hz.

La fuente para el sismo intraplaca se colocó en la placa de Cocos, a 70 km de profundidad (figura 6c), con el propósito de simular el campo de ondas del sismo de Tehuacán, 1999. Para el sismo de subducción, se colocó a 17 km (figura 6a) y para el sismo cortical, a una profundidad de 5 km (figura 6b).

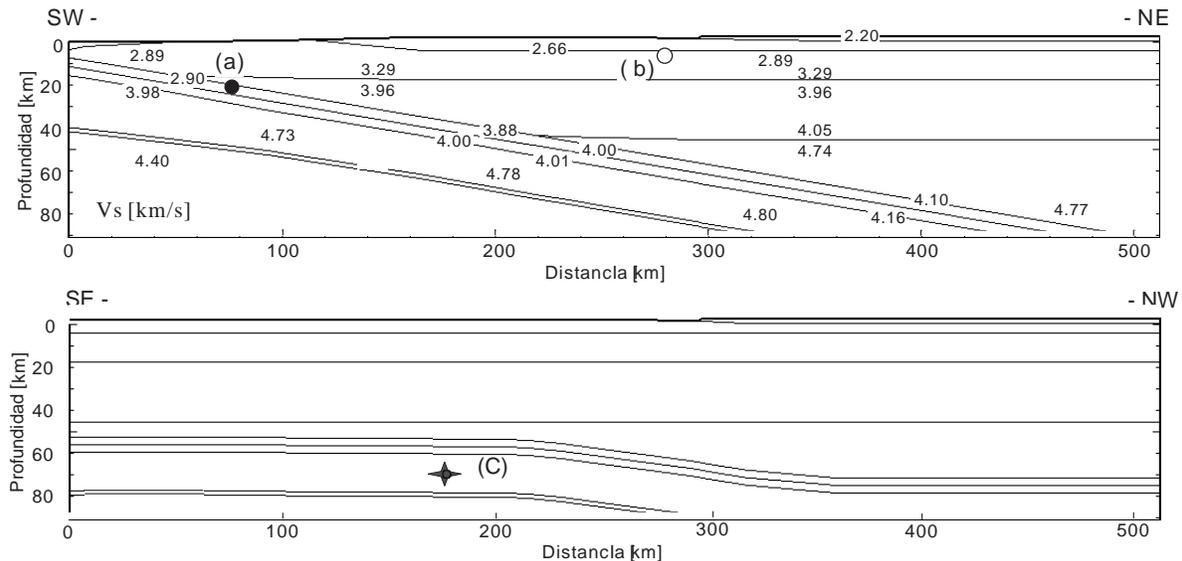


Figura 6. Modelos de velocidad de la estructura 2D usados en las simulaciones para calcular el campo de onda 2D SH y P-SV. En el modelo superior se muestran las localizaciones de los focos para los sismos de a) subducción (círculo relleno) y b) cortical (círculo abierto). También se indican las velocidades de ondas S (km/s) del modelo. En el modelo inferior se muestra el foco del sismo intraplaca (estrella rellena). Los parámetros de este modelo se obtuvieron al proyectar únicamente los del modelo superior en la dirección NW-SE (ver figura 1).

Para analizar la evolución del movimiento sísmico excitado por cada evento, se muestran 4 instantáneas (“snapshots”), únicamente para el campo de onda P-SV. La propagación de las ondas P se muestra en rojo, mientras que las ondas S en verde. En la figura 7 se muestran la propagación del campo de ondas para el sismo intraplaca. En la primer cuadro (6.0 s) se ve la propagación de las ondas directas P y S dentro de la placa. La energía es reflejada en la superficie y se genera una onda SP de gran amplitud (27 s). Parte de la energía es transferida hacia el Manto, propagándose entre la superficie de la placa subducida y el Moho (48 s y 69 s). Ello debilita la onda S, ocasionando que la fase reflejada en el manto SmS tenga menor amplitud.

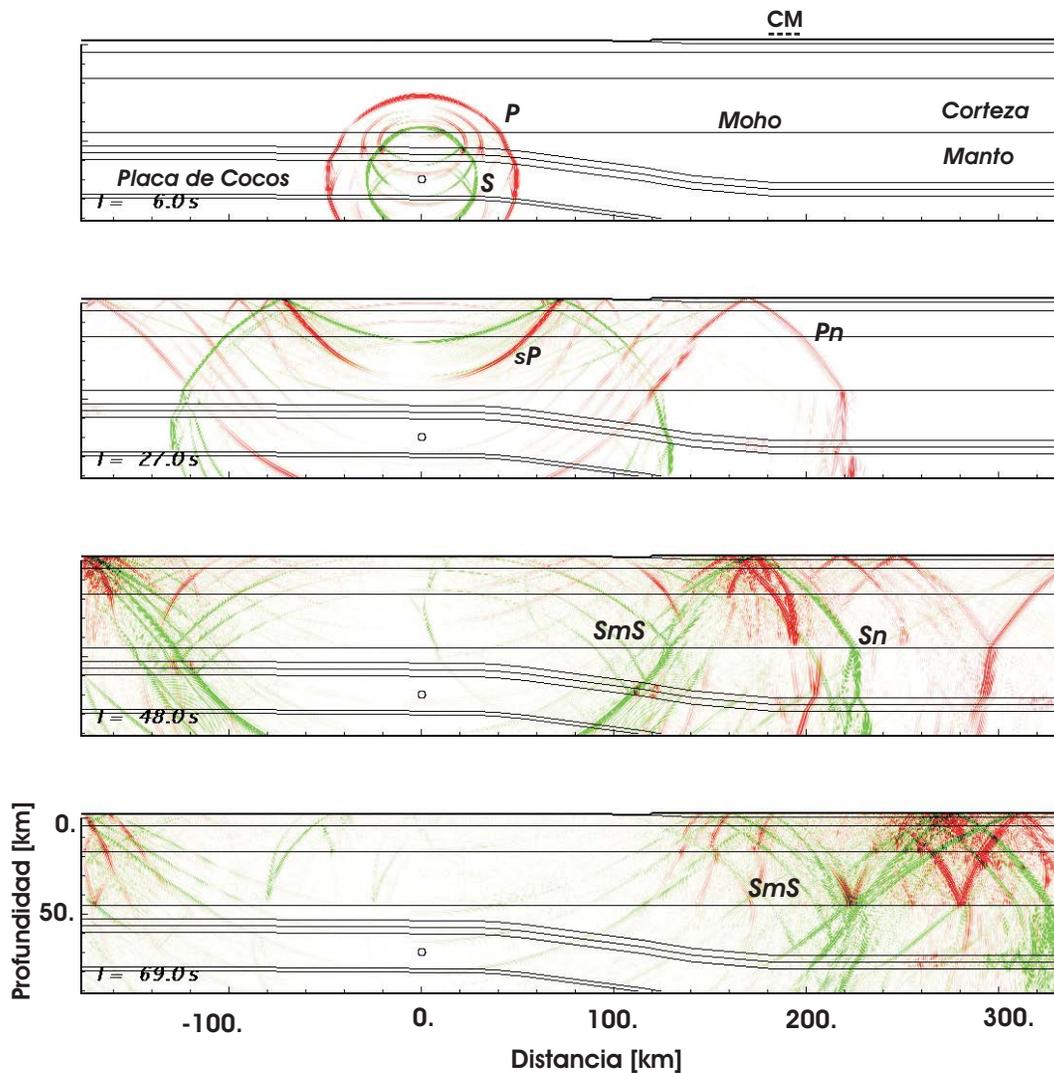


Figura 7. Instantáneas del campo de onda sísmico obtenido a partir del modelado numérico 2D P-SV para el sismo intraplaca de fallamiento normal, con fuente ubicada a 70 km de profundidad. La onda P se muestra con rojo, y la S con verde. Se muestran también las fases principales. En el primer diagrama se indica la localización de la Ciudad de México. El círculo blanco indica el hipocentro.

En la figura 8 se muestran las instantáneas del movimiento sísmico para el evento de subducción. La fuente se colocó a 17 km de profundidad. En la primera instantánea (6.0 s) se muestra la propagación de las ondas P y S directas desde la fuente. Estas ondas se propagan eficientemente por la corteza. En el segundo diagrama (imagen a 24 s de iniciada la simulación) se observa que la placa de Cocos actúa como un reflector eficiente de ondas S. Esto atrapa a ondas S en la

guía de onda. Las reflexiones múltiples de ondas S (fase SmS) producen un tren de ondas Lg con grandes amplitudes (imagen a 54 s). La fase Lg se propaga con poca atenuación (96 s). También se pueden observar reflexiones múltiples entre la superficie libre y la discontinuidad de Conrad, las cuales contribuyen a la larga duración del tren de ondas.

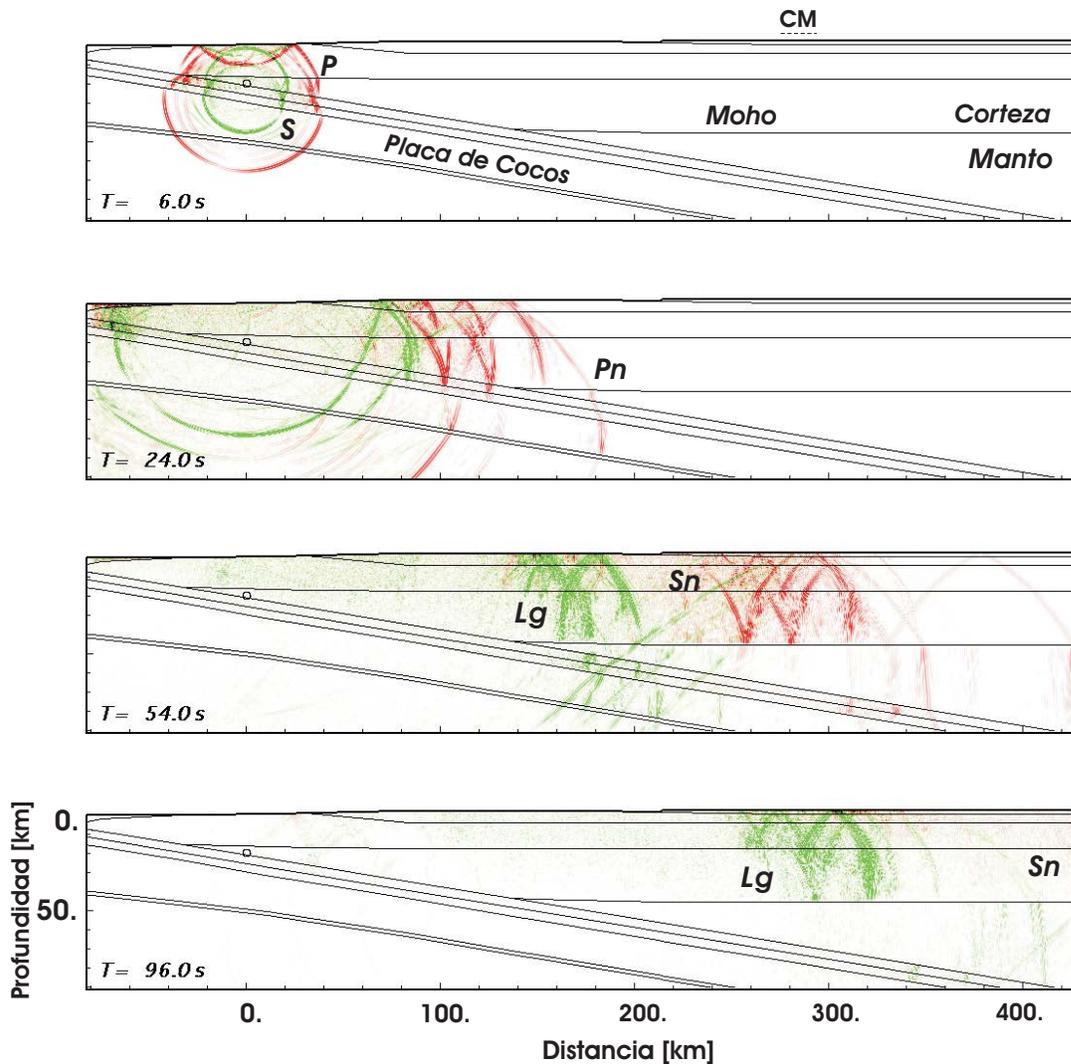


Figura 8. Instantáneas del campo de onda sísmico obtenido a partir del modelado numérico 2D P-SV para el sismo de subducción. La fuente se ubicó a 17 km de profundidad. La onda P se muestra con rojo, y la S con verde. Se muestran también las fases principales. En el primer cuadro se indica la localización de la Ciudad de México.

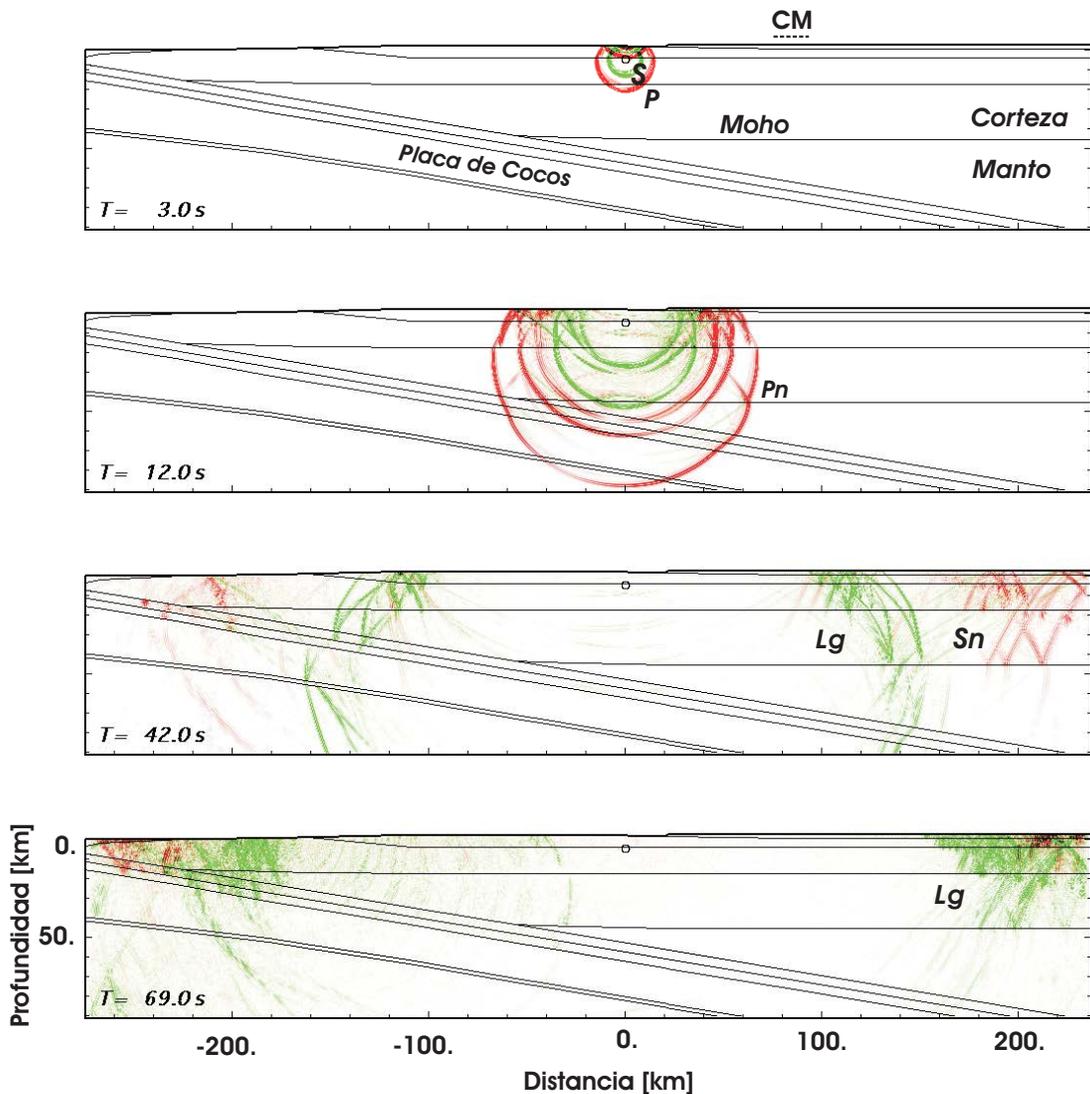


Figura 9. Instantáneas del campo de onda sísmico 2D P-SV para el sismo cortical. La fuente se ubicó a 5 km de profundidad. La onda P se muestra con rojo, y la S con verde. También se muestran las fases principales. En el primer cuadro se indica la localización de la Ciudad de México.

En la figura 9 se muestra el campo de onda para el evento cortical. La fuente se localiza a 5 km de profundidad y muy cerca del Cinturón Volcánico Mexicano (CVM). En el primer diagrama (3.0 s) se muestra la propagación de las ondas P y S directas. Estas fases con gran amplitud se propagan a través de la corteza, el manto y la placa subducida. La fase Pn refractada en el manto aparece en el diagrama correspondiente a 12 s después de iniciado el movimiento, con velocidad de propagación mayor a la de las ondas directas. En la tercer

instantánea (42 s) se ven claramente separadas la fase Sn, refractada en el manto, de la fase Lg, debido a que la fase Lg tiene una velocidad de propagación menor. En el último diagrama (69 s), la energía se propaga principalmente como fase Lg en la corteza superior. Esta fase muestra gran amplitud y larga duración propagándose con poca atenuación.

En la figura 10 se presentan los sismogramas sintéticos correspondientes a la Ciudad de México. En la figura 10a y 10c se muestran los componentes transversal y radial, respectivamente, del movimiento sísmico, y en las figuras 10b y 10d se muestran los espectros de Fourier correspondientes. Los sismogramas del sismo de subducción (S) muestran una forma de onda compleja de larga duración. Esto se debe a la propagación de la fase Lg, formada por la suma de reflexiones múltiples SmS, tal como se observó en las instantáneas (figura 8). A ésta le antecede la fase Sn, la cual tiene amplitud pequeña. En el espectro de Fourier del componente transversal (figura 10b, línea discontinua), se observa que las amplitudes máximas se encuentran en la banda de frecuencias entre 0.4 y 3 Hz. Para frecuencias menores a 0.4 Hz, las amplitudes son aproximadamente constantes. En el caso del componente radial, las amplitudes aumentan con la frecuencia, y entre 1 y 3 Hz se encuentran las amplitudes máximas. De acuerdo con Herrmann y Kijko (1983), la fase Lg es el arribo prominente entre 0.2 y 4 Hz.

Los sismogramas calculados para el sismo intraplaca (N), en contraste a los calculados para el sismo de subducción, tienen una duración más corta y una forma de onda más simple. Presentan una fase Sn de gran amplitud seguida de la primera reflexión SmS. El espectro de Fourier del componente transversal (figura 10b, línea continua gruesa) presenta dos máximos a frecuencias de aproximadamente 1.2 y 2 Hz. Para frecuencias menores a 0.8 Hz, el espectro es constante, con amplitudes mayores a las de los sismos de subducción. Para el espectro del componente radial (figura 10d) se presenta solo un máximo, aproximadamente en 2 Hz. Para frecuencias menores, las amplitudes son constantes y mucho mayores que para el sismo de subducción.

Finalmente, en los sismogramas del evento cortical (C) (figuras 10a y 10c), se observa un tren de ondas gobernado por la fase Lg (figura 9), como en el sismo de subducción, aunque con menor duración debido a su cercanía a la Ciudad de México. El espectro de Fourier del componente transversal (figura 10b, línea continua delgada) presenta diferencias pequeñas comparado con el del sismo de subducción. A frecuencias menores a 0.3 Hz presenta amplitudes considerablemente pequeñas comparadas al del sismo de subducción. Para el componente radial (figura 10d), el espectro presenta amplitudes mayores a frecuencias menores a 1.5 Hz comparado con el del sismo de subducción. A frecuencias mayores a 1.5 Hz, los espectros del evento de subducción y cortical son muy similares. Como se verá más adelante, estas diferencias en los espectros de Fourier, entre los 2 componentes para los 3 tipos de sismos, influirán sobre los escenarios de movimiento fuerte que se determinarán.

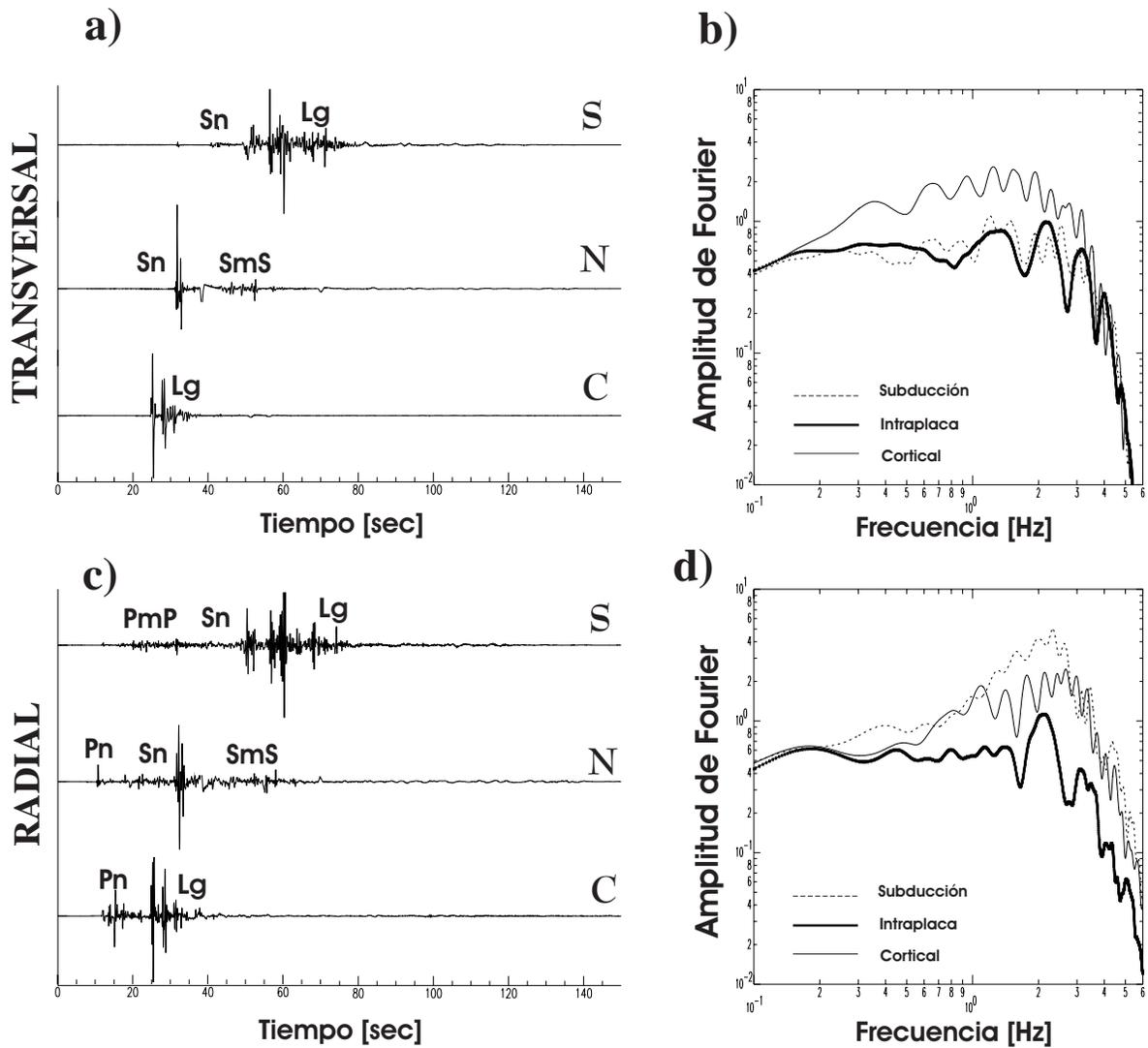


Figura 10. a) Sismogramas sintéticos del componente transversal (2D SH) en la Ciudad de México para el sismo de subducción (S), intraplaca (N) y cortical (C). b) Espectros de Fourier normalizados para el evento de subducción (línea discontinua), intraplaca (línea continua gruesa) y cortical (línea continua delgada). En c) y d) se presentan los sismogramas sintéticos y espectros para el componente radial (2D P-SV) en la Ciudad de México.

3.3.2 SIMULACIÓN NUMÉRICA DE LA AMPLIFICACIÓN DE SITIO

Los escenarios de las amplificaciones máximas del suelo se obtienen al convolucionar las funciones teóricas de amplificación local con los movimientos de entrada (en este caso, los obtenidos independientemente por la simulación 2D SH y P-SV). Con el fin de calcular la amplificación de sitio en la Ciudad de México, se utilizó un modelo 1D (Haskell, 1960) para ondas S, considerando incidencia vertical. En este cálculo no se consideró el comportamiento no lineal ni el efecto de las ondas superficiales. El área de la simulación cubre la zona entre 99.23 W y 99.02 W, y entre 19.27 N y 19.5 N, la cual está dividida en 2021 puntos (43X47 puntos). El modelo estructural en cada punto de la Ciudad de México se obtuvo mediante una interpolación espacial de un modelo de referencia (en la colonia Roma, tabla 4) y los espesores de la capa de arcilla y sedimentos profundos (figura 11, Suarez, et al., 1987) usando una función spline cúbica. Con este modelo se calculó la amplificación de sitio teórica para incidencia vertical de ondas S en cada sitio.

Tabla 4. Modelo estructural en la zona de Lago de la Ciudad de México.

	Vp (km/s)	Vs (km/s)	ρ (t/m ³)	Q
Capa 1	0.8	0.05	2.0	10
Capa 2	1.2	0.1	2.0	20
Capa 3	2.0	0.4	2.05	100
Capa 4	2.5	0.8	2.05	100
Capa 5	3.0	1.7	2.2	200

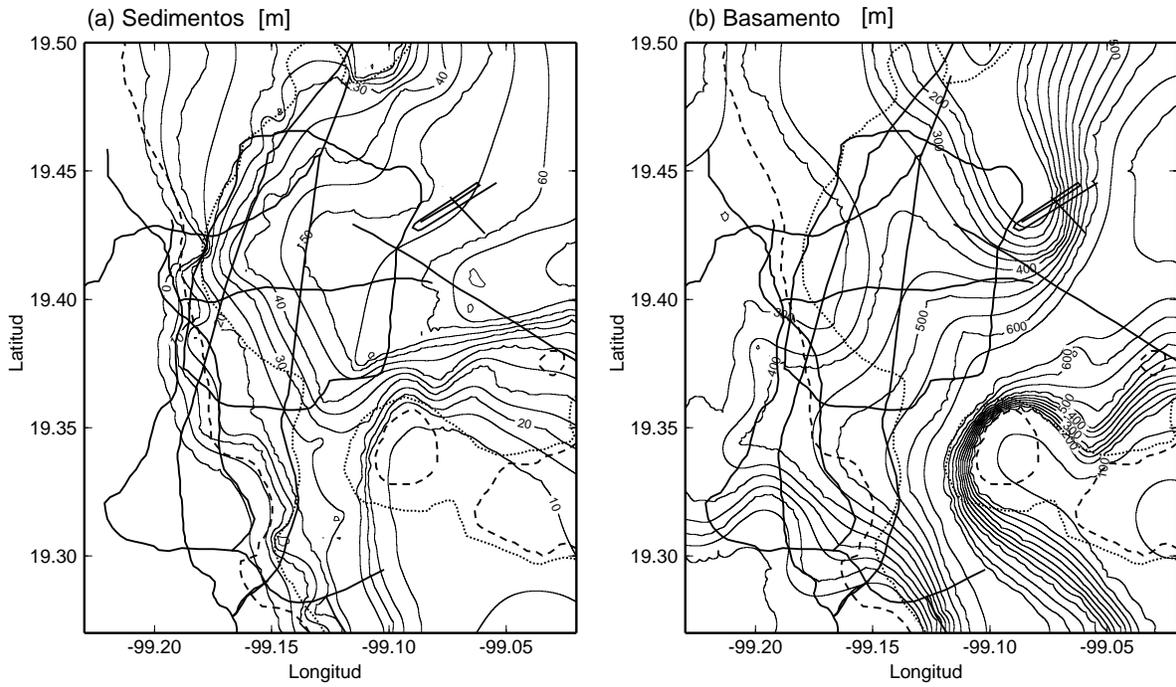


Figura 11. Contornos de espesor de a) la capa de arcilla y profundidad del basamento del Valle de México. (adaptada de Suarez, et al., 1987).

CAPÍTULO 4

DISCUSIÓN DE LOS RESULTADOS

4.1 ESCENARIOS DE MOVIMIENTO FUERTE PARA LA CIUDAD DE MÉXICO ANTE SISMOS FUTUROS

El movimiento de entrada para obtener los escenarios del componente transversal para cada tipo de sismo fue el obtenido por la simulación del campo de onda 2D SH. Para el componente radial se utilizó el obtenido de la simulación P-SV. Las amplitudes fueron normalizadas con la amplitud máxima absoluta en cada mapa, tal como se hizo con las observaciones.

En general, en los escenarios calculados para el sismo intraplaca (figuras 12a y 12b), las amplitudes altas (mayores a 0.4) para los dos componentes cubren casi toda la zona de lago, incluyendo la zona de transición. Esto se debe a que los espectros de Fourier presentan amplitudes constantes en un amplio rango de frecuencias.

En el mapa para el componente transversal (figura 12a), se observa una zona alargada con amplitudes altas al norte y al oeste del aeropuerto. Ésta continúa por Reforma hasta llegar a Insurgentes. Conforme se dirige hacia el sur, la zona se vuelve más estrecha, hasta alcanzar Río Churubusco. A partir de ahí se dirige hacia el borde noroeste del Cerro de la Estrella. En los mapas de distribución de amplitudes relativas observadas para los sismos intraplaca (figura 2a y 2c), se observó una distribución similar a ésta. También, en la figura 12a aparece una zona con amplitudes altas al noroeste de la ciudad, en la zona de transición, tal como se observó en la figura 2a. Como se mencionó anteriormente, el espectro de Fourier para este componente (figura 10b, línea gruesa continua) presenta 2 máximos cercanos a estas frecuencias (1.2 y 2 Hz) en donde se observan las amplitudes máximas. Las altas amplitudes relativas que se presentan al sur de la ciudad, en Xochimilco, no se reproducen en las simulaciones, aunque

se observa una zona más hacia el este, en el Cerro de la Estrella. En el mapa para el componente radial (figura 12b), las altas amplitudes se concentran al noroeste de la zona de Transición, al norte y en el Cerro de la Estrella. En general este mapa presenta un patrón con amplitud constantes sobre el valle con 2 zonas de amplitudes bajas, similares a las de la zona de Lomas. Una se localiza al suroeste de la Avenida Zaragoza y otra al norte del aeropuerto. El patrón de amplitudes constantes resulta de la poca variación de la amplitud en función de la frecuencia observada en el espectro de este componente (figura 10d). En las figuras 2b y 2d se presentan también 2 zonas más o menos con estas características. Al igual que con el componente transversal, aquí tampoco se pudo reproducir la gran amplitud del sur del Valle, en dirección a Xochimilco.

Respecto al sismo de subducción, la figura 12c presenta el mapa para el componente transversal. Las mayores amplitudes (> 0.6) se encuentran en la zona de transición o cercanas a ella, incluyendo el Cerro de la Estrella. Esto se asocia a las altas amplitudes del espectro de Fourier en frecuencias mayores a 1 Hz (figura 10a). También se distingue una zona alargada de anchura constante que atraviesa al aeropuerto y la Avenida Zaragoza, hasta llegar casi a Reforma, siendo aún más amplia en esa zona. Una zona con menor intensidad se encuentra hacia el este de la Ciudad, en la zona de Lago. El resto presenta amplitudes moderadas a bajas, por ejemplo, al norte del aeropuerto y la zona de Lomas. Para el componente radial, las amplitudes más altas se restringen a la zona de Transición, con amplitudes relativas mayores a 0.4. Prácticamente toda la zona de Lago presenta amplitudes relativas muy bajas, casi comparables a las de la zona de Lomas. Esto se debe a que el campo de onda incidente presenta amplitudes grandes a frecuencia mayores a 1 Hz asociadas con la fase Lg. (figura 10d). Existen diferencias marcadas entre observaciones y simulaciones. Sin embargo, se encuentran grandes diferencias en las simulaciones entre los sismos intraplaca y los sismos de subducción, tal como en las observaciones.

Finalmente para el sismo cortical, se observan algunas zonas aisladas de amplitudes relativas altas (mayores a 0.6) para el componente transversal (figura 12e). Por ejemplo, al noroeste del aeropuerto hasta alcanzar el Circuito Interior. Otra zona se encuentra al este de Insurgentes, limitada al norte por Reforma, y al sur por el Viaducto. Las mayores amplitudes se concentran principalmente en la zona de Transición, así como en el Cerro de la Estrella y Sierra de Santa Catarina. Amplitudes mayores a 0.4 encierran estas zonas y cubren gran parte de la zona de Lago, excepto al este de la ciudad. Para el componente radial (figura 12f) se observa un patrón muy similar al obtenido para el sismo de subducción. Esto se debe a que la fase más significativa para ambos tipos de sismos es la fase Lg, tal como se vio en las instantáneas (figuras 8 y 9).

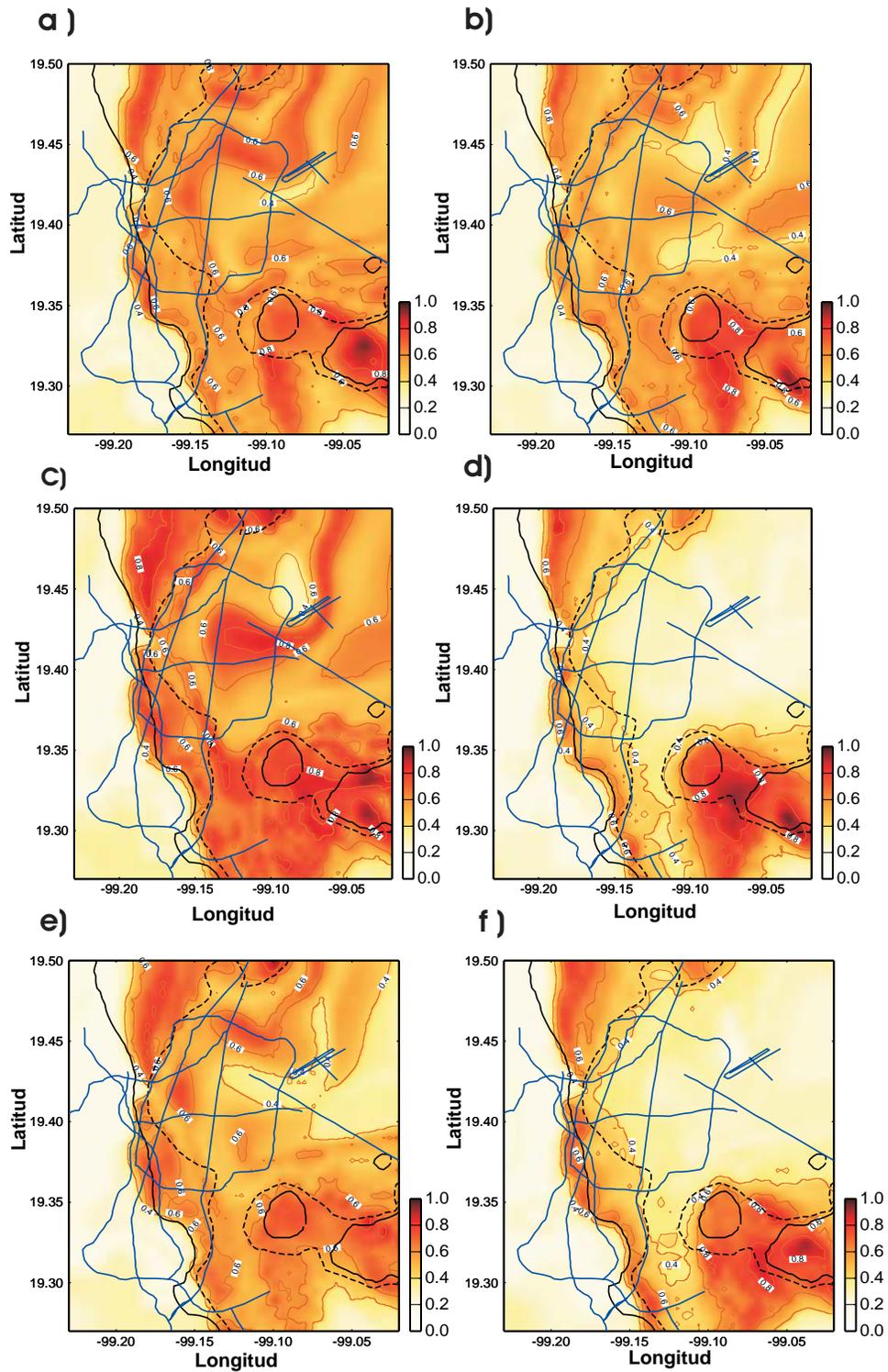


Figura 12. Escenarios de movimiento fuerte para la Ciudad de México obtenidos de la simulación híbrida. Se presentan las amplitudes máximas, relativas a la máxima absoluta. a) y b) corresponden a los escenarios para el componente transversal y radial para el sismo intraplaca (fallamiento normal), c) y d) para el sismo de subducción, y finalmente, e) y f) para el cortical.

CAPÍTULO 5

CONCLUSIONES

En este trabajo se obtuvieron mapas de la distribución de amplitudes máximas para 2 sismos intraplaca y 2 sismos de subducción. En general, las amplitudes relativas máximas observadas para los sismos intraplaca abarcan prácticamente la zona de Lago en su totalidad. El gran contraste de amplitudes observado al sur de la ciudad para los eventos intraplaca muestra la gran influencia de los efectos de sitio. Para los sismos de subducción, las amplitudes máximas se concentran en una zona más estrecha a periodos más bajos.

El análisis de los efectos de sitio utilizando varios sismos intraplaca y de subducción, permitió establecer que las diferencias entre los patrones de amplitudes máximas para los dos tipos de sismos, se debe probablemente al campo de onda regional. Los cocientes espectrales eran muy similares entre los dos tipos de sismos.

Respecto al modelado numérico, se calculó el campo de onda regional 2D SH y P-SV para los 3 tipos de sismos utilizando el método pseudo-espectral. Se utilizaron 2 modelos de corteza. Para los sismos de subducción y cortical, se utilizó el modelo de corteza basado en el modelo propuesto por Valdes et al. (1986) y Valdes y Meyer (1996). Para el sismo intraplaca, se construyó un modelo con orientación NW-SE que pasa por el epicentro del sismo de Tehuacán (1999) y la Ciudad de México, en donde únicamente se proyectaron las propiedades del modelo anterior. Este modelo consiste prácticamente de capas planas. El campo de onda para los eventos de subducción y cortical son gobernados por la fase Lg. Para el sismo cortical, el campo de onda es muy diferente debido a que es gobernado por fuertes refracciones en el Moho y las reflexiones simples SmS en la superficie libre.

La simulación de la amplificación local se basó en un modelo 1D, considerando incidencia vertical de ondas S. El área que cubrió la simulación se encuentra entre 99.23° W a 99.02° W y entre 19.27° N y 19.5° N, dividida entre 43X47 puntos. El modelo estructural en cada punto de la cuenca se obtuvo a partir de una interpolación espacial usando una función spline cúbica. Se utilizó un modelo de referencia de la colonia Roma y la variación de los espesores de la capa de arcilla y los sedimentos profundos.

Con base en las simulaciones del movimiento incidente y de la respuesta local calculadas, se obtuvieron escenarios de movimiento fuerte de los dos componentes horizontales para la Ciudad de México ante sismos futuros de diferente origen. Las comparaciones entre observaciones y simulaciones de los patrones de amplitudes relativas máximas para cada tipo de sismo permitió encontrar grandes similitudes entre ellas. En términos generales, las diferencias entre patrones observados para sismos de subducción e intraplaca también se obtuvieron en las simulaciones. Además, se observó que el campo de onda regional, desde la fuente hasta el valle de México, representa un factor muy importante en el movimiento sísmico observado en la Ciudad de México. Esto debido a que los cocientes espectrales son muy similares entre los dos tipos de sismos, tal como se mencionó anteriormente.

Las diferencias observadas entre las simulaciones y las observaciones se pueden atribuir a los siguientes factores.

- a) Los efectos laterales de la estructura del subsuelo y la contribución de las ondas superficiales no puede reproducirse con un modelo 1D. Por lo tanto, resultaría más apropiado considerar modelos 2D para calcular la respuesta del sitio, así se incluiría la influencia de efectos laterales.

- b) Se necesita conocer mejor la configuración de la capa de arcilla y de sedimentos profundos del valle, densidad, velocidad de cortante y amortiguamiento. La incertidumbre en estos factores afectó directamente las estimaciones obtenidas con el modelo 1D.

Finalmente, a fin de evaluar los escenarios de daño para sismos futuros con mayor precisión, sería conveniente realizar la simulación del campo de ondas tridimensional. Sin embargo existen restricciones computacionales por la gran diferencia entre las escalas regional y local. Una aproximación adecuada podría ser calcular el campo de onda en 2 etapas. En primer lugar, obtener el campo de onda para un modelo regional tridimensional, desde la fuente de cada sismo hasta la Ciudad de México. En segundo lugar, obtener el campo de onda local 3D del valle de México, utilizando su estructura detallada. De esta forma, el campo de onda obtenido en la primera etapa sería la entrada para el campo de onda de la segunda etapa. Las simulaciones de la fuente deberán considerar también las dimensiones kilométricas de las fallas, así como el patrón de desplazamientos en ella.

La técnica utilizada en este trabajo es más sencilla que un estudio 3D. Sin embargo, arroja resultados aceptables para la determinación de los patrones de movimiento fuerte en la Ciudad de México ante sismos futuros. Es por eso que los escenarios pueden ayudar a tomar medidas adecuadas para mitigar el riesgo sísmico. De igual forma, pueden servir para elaborar planes de respuesta ante emergencias futuras en la Ciudad de México. Indudablemente, la prevención y reducción de daños que podrían ser ocasionados por grandes sismos es indispensable para la Ciudad de México.

REFERENCIAS

Anderson, J.G, P. Bodin, J.N. Brune, J. Prince, S.K. Singh, R. Quaas, and M. Onate (1986). Strong ground motion from the Michoacan, Mexico, earthquake, *Science*, **233**, 1043--1049.

Aki, K. and P.G. Richards (1980). Quantitative Seismology, Theory and Methods. *W.H. Freeman*, San Francisco. 932 pp.

Bard, P.-Y., Campillo, M., Chávez-García, F.J. and Sánchez-Sesma, F.J. (1988). A theoretical investigation of large and small-scale amplification effects in the Mexico City valley, *Earthquake Spectra*, **4**, 609--33.

Boore, D. M. (1970). Love waves in nonuniform waveguides: finite difference calculations, *J. Geophys. Res.* **75**, 1512-1527.

Campillo, M., Bard, P.Y., Nicollin, F. and Sánchez-Sesma, F. J. (1988). The Mexico earthquake of September 19, 1985 -- The incident wavefield in Mexico City during the great Michoacan Earthquake and its interaction with the deep basin. *Earthquake Spectra*, **4**, 591--608.

Campillo, M., Gariel, J. C. Aki, K., and Sánchez-Sesma. F. J. (1989). Destructive strong ground motion in México City : Source, path, and site effects during the great 1985 Michoacan earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **79**, 1718—35.

Chávez, M. and Castro, R.R. (1988). Attenuation of modified Mercalli intensity with distance in Mexico, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **78**, 1875--1884.

Chávez-García, F. J. and Bard, P.-Y. (1994). Site effects in Mexico City eight years after the September 1985 Michoacan earthquakes, *Soil Dyn. Earthquake Eng.* **13**, 229-247.

Chávez-García, F. J. and Salazar, L. (2002). Strong motion in central Mexico: A model based on data analysis and simple modeling. *Bull. Seism. Soc. Am.* **92**, 3087-3101.

Cerjan, C., Kosloff, D. Kosloff, R., and Reshef, M. (1985). A non reflecting boundary condition for discrete acoustic and elastic wave equations. *Geophysics*, **50**, 705--708.

Furumura, T., and Takenaka, H. (1992). A stable method for numerical differentiation of data with discontinuities at end-points by means of Fourier transform-symmetric differentiation, *Geophys. Expl.*, **45**, 303-309 (en japonés con resumen en inglés).

Furumura, T., and Takenaka, H. (1996). 2.5-D modeling of elastic waves using the pseudospectral method, *Geophys. J. Int.*, **124**, 820--832.

Furumura, T., and B.L.N. Kennett (1998). On the nature of regional seismic phases- III. The influence of crustal heterogeneity on the wavefield for subduction earthquakes: the 1985 Michoacan and 1995 Copala, Guerrero, Mexico earthquakes. *Geophys. J. Int.*, **135**, 1060-1084.

Furumura, T., B.L.N. Kennett and Koketsu, K. (2003). Visualization of 3-D wave propagation from the 2000 Tottori-ken Seibu, Japan earthquake: Observation and Numerical Simulation. *Bull. Seism. Soc. Am.*, enviado para su posible publicación.
Checar

Furumura, T., B.L.N. Kennett and Takenaka, H. (1998). Parallel 3-D Pseudospectral simulation of seismic wave propagation. *Geophysics*, **63**, 279-288.

Furumura, T. and Koketsu, K. (2000). Parallel 3-D simulation of ground motion for the 1995 Kobe earthquake: The component decomposition approach. *Pure Appl. Geophys.* **157**, 1921-1927.

Furumura, T., Koketsu, K., and Wen, K.L. (2002). Parallel PSM/FDM hybrid simulaci3n of ground motions from the 1999 Chi-Chi, Taiwan, Earthquake. *Pure Appl. Geophys.* **159**, 2133-2146.

Furumura T. and S.K. Singh (2002) Regional wave propagation from Mexican subduction zone earthquakes: The attenuation functions for interpolate and inslab events. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **92**, 2110-2125.

Gilbert, F. and G.E. Backus (1966). Propagator matrices in elastic wave and vibration problems. *Geophysics*, **31**, 326-332.

Haskell, N. A. (1953). The dispersion of surface waves on multilayered media. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **43**, 17-34.

Haskell, N. A. (1960). Crustal reflections of plane SH waves. *J. Geophys. Res.*, **65**, 4147-4150.

Herrmann, R. B. (1979). SH-wave generation by dislocation source -- A numerical study. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **69**, 1-15.

Herrmann, R. B., and Kijko, A. (1983). Modeling some empirical vertical component Lg relations, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **73**, 157-171.

Iglesias, A., Singh, S.K., Pacheco, J.F., and Ordaz, M. (2002). A source and wave propagation study of the Copalillo, Mexico, earthquake of 21 July 2000 (M_w 5.9): Implications for seismic hazard in Mexico City from inslab earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **92**, 1060-1071.

Joyner, W.B. and Boore, D.M. (1986). On simulation large earthquakes by Green's functions addition of smaller earthquakes, in *Earthquake Source Mechanics*, (Maurice Ewing series 6), S. Das, J. Boatwright, and C. H. Scholz (Editors), American Geophysical Monograph 37, Washington, D.C., 269-274.

Kanamori, H., Jennings, P. C., Singh, S.K. and Astiz, L. (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. and Aki, K. (1989). A study on the response of a soft soil basin for incident S, P, and Rayleigh waves with special reference to the long duration observed in Mexico City, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **79**, 1361-82.

Kennett, B.L.N. (1983). Seismic wave propagation in stratified media, *Cambridge University Press, Cambridge*. 342 pp.

Kennett, B.L.N. and Furumura, T. (2002). The influence of 3D structure on the propagation of seismic waves away from earthquakes. *Pure Appl. Geophys.* **159**, 2113-2131.

Kosloff, D. and Baysal, E. (1982). Forward modelling by a Fourier method. *Geophysics*, **47**, 1402-1412.

Kristek, J., Moczo, P., and Archuleta, R.J. (2002). Efficient methods to simulate planar free surface in the 3D 4th -order alternante-grid finite difference schemes. *Stud. Geophys. Geod.*, **46**. 355-381.

Lermo, J. and Chávez-García (1994). Site effect evaluation at Mexico City: dominant period and relative amplification from strong motion and microtremor records, *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, **13**, 413--423.

Levander, A. (1988). Fourth-order finite difference P-SV seismograms. *Geophysics*, **53**,1425-1436.

Madariaga, R. (1976). Dynamics of expanding circular fault. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **66**, 639-666

Meli, R. y Miranda, E. (1986). Evaluación de los efectos de los sismos de Septiembre de 1985 en los edificios de la Ciudad de México, Parte II. Evaluación de daños, Instituto de Ingeniería, UNAM, México, D.F., México.

Romo, M.P., Jaime, A., y Ovando, E. (1987). Análisis de la respuesta sísmica del suelo en el valle de México, Instituto de Ingeniería, UNAM, UNAM, reporte interno.

Moczo, P. (1989). Finite difference technique for SH-waves in 2-D media using irregular grids – application to the seismic response problem. *Geophys. J. Int.*, **99**, 321-329.

Moczo, P., Kristek, J., Vavrycuk, V., Archuleta, R.J. and Halada, L. (2002). 3D Heterogeneous Staggered-Grid Finite-Difference Modeling of Seismic Motion with Volume Harmonic and Arithmetic Averaging of Elastic Moduli and Densities. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **92**, 3042-3066.

Ohminato, T. and Chouet, B.A. (1997). A free surface boundary condition for including 3D topography in the finite difference method. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **87**, 494-515.

Olsen, K. B. and Schuster, G. T. (1992). Site amplification in the Salt Lake Valley by three-dimensional elastic wave propagation. *Eos, Transactions, American Geophysical Union*, **73**(43):338. Supplement.

Olsen, K.B., Nigbor, R., and Konno, T. (2000). 3D Viscoelastic wave propagation in the Upper Borrego Valley, California, constrained by borehole and surface data. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **90**, 134-150.

Ordaz, M., Reinoso, E., Singh, S. K., Vera, E. y Jara, M. (1989). Espectros de respuesta en sitios del Valle de México ante temblores postulados en la brecha de Guerrero. *Memorias del VIII Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica y VII Congreso Nacional de Ingeniería Estructural*, Acapulco, México, A187-A198.

Ordaz, M., and Singh, S. K. (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., Rosenblueth, E. y Reinoso, E. (1993). Future ground motions in Mexico City, *Tectonophysics*, **218**, 141-155.

Ordaz, M., Arboleda, J. y Singh, S. K. (1995). A scheme of random summation of an empirical Green's function to estimate ground motions from future large earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **85**, 1635-1647.

Pacheco, J., and Singh, S. K., (1995). Estimation of ground motions in the valley of Mexico from normal-faulting, intermediate-depth earthquakes in the subducted Cocos plate, *Earthquake Spectra*, **11**, 233--247.

Pardo, M. and Suárez, G. (1995). Shape of the subducted Rivera and Cocos plates in Southern Mexico: seismic and tectonic implications, *J. Geophys. Res.* **100**, 12,357-12,373.

Pérez-Rocha, L.E. (1998). Respuesta sísmica estructural: Efectos de sitio e interacción suelo-estructura. (Aplicaciones al Valle de México). *Tesis Doctoral, Facultad de Ingeniería, UNAM*.

Pitarka, A. (1999). 3D elastic finite-difference modeling of seismic motion using alternante grids with nonuniform spacing. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **89**, 54-68.

Rosenblueth, E., Ordaz, M., Sánchez-Sesma, F.J. and Singh, S.K. (1989). The Mexico earthquake of September 19, 1985 – Design spectra for Mexico's Federal District, *Earthquake Spectra*, **5**, 273-291.

Sánchez-Sesma, F.J., Chávez-Pérez, S., Suárez, M., Bravo, M.A. and Pérez-Rocha, L. E. (1988). The Mexico earthquake of September 19, 1985 – On the seismic response of the Valley of Mexico, *Earthquake Spectra*, **4**, 569-89.

Seed, H.B., Romo, M.P., Sun, J.I. Jaime, A. and Lysmer, J. (1988) Relations between soil conditions and earthquake ground motions, *Earthquake Spectra*, **4**, 687—729.

Shapiro, N., Singh, S. K. Lomnitz, C., Alvarez-Moctezuma, J., Almora, D. and Ayala, M. Evidence of domination of higher-mode surface waves in the lake-bed zone of the Valley of Mexico. *Checarla OJO*.

Singh, S.K., Astiz, L. and Havskov, J. (1981). Seismic gaps and recurrence period of large earthquakes along the Mexican subduction zone, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **71**, 827-843.

Singh, S.K., Mori, A., Mena, E., Krüger, F. and Rind. R. (1990). Evidence for anomalous body-wave radiation between 0.3 and 0.7 Hz from the 1985 September 19 Michoacan, Mexico earthquake, *Geophys. J. Int.*, **101**, 37-48.

Singh, S.K., Ordaz, M. and Pérez-Rocha, L.E. (1996). The great Mexican earthquake of 19 June 1858: Expected ground motions and damage in Mexico City from a similar future event. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **86**, 1655-1666.

Suarez, M.M., Sánchez-Sesma, F.J., Bravo, M.A. y Lermo, J. (1987). Características de los depósitos superficiales del valle de México. *Memorias VII Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica, Querétaro, México, Noviembre 19-21. A61-A74.*

Takenaka, H., Wang, Y. and Furumura, T. (1999). An efficient approach of the pseudo-spectral method for modelling of geometrically symmetric seismic wavefield, *Earth Planets Space*, **51**, 73-79.

Takenaka, H. (2001). Numerical Simulation of seismic wave propagation (1): Introduction to the propagator matrix method (Thompson-Haskell method). Lecture Note. *Department of Earth and Planetary Sciences, Kyushu University. (International Institute of Seismology and Earthquake Engineering, Building Research Institute, Tsukuba, Japan).*

Thomson, W.M. (1950). Transmission of elastic waves through a stratified solid medium. *J. Appl. Phys.*, **21**, 89-93.

Udías, A. (1999). Principles of Seismology, *Cambridge University Press, Cambridge*. 475 pp.

Valdes, C., Mooney, W., Singh, S. K., Meyer, R., Lomnitz, C., Luetgert, J., Helsley, C., Lewis, B., and Mena, M. (1986). Crustal structure of Oaxaca, Mexico, from seismic refraction measurements, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **76**, 547--563.

Valdes, C. and Meyer, R. (1996). Seismic structure between the Pacific coast and Mexico City from the Petatlan earthquake ($M_s=7.6$) aftershocks, *Geofísica Int.*, **35**, 377--401.

Virieux, J., 1984. SH-wave propagation in heterogeneous media: velocity-stress finite difference method. *Geophysics*. **49**, 1933-1957

Virieux, J., 1986. P-SV wave propagation in heterogeneous media: velocity-stress finite difference method. *Geophysics*. **51**, 889-901

Wang, Y., Xu, J., and Schuster, G.T. (2001). Viscoelastic wave simulation in basins by a variable-grid finite-difference method. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **91**. 1741-1749.

Wennerberg, L. (1990). Stochastic summation of empirical Green's functions, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **80**. 1418-1432.