

ALGUNOS RESULTADOS RECIENTES SOBRE EL PELIGRO SÍSMICO EN LA CIUDAD DE MÉXICO

Eduardo Reinoso Angulo

Instituto de Ingeniería, UNAM, Ciudad Universitaria, Coyoacán, México, DF

«En México a la verdad tiembla la tierra casi todos los años ... Ello acontece en cualquiera de las estaciones del año sin que en ésta ni en otra circunstancia se observen ningunos indicios en el suelo ni el cielo capaces de fundar un prudente pronóstico de estos fatales accidentes.» (Joaquín Velázquez de León, Descripción histórica y topográfica del valle, siglo XVIII)

ABSTRACT

The characteristics of the dynamic amplification of the Mexico City Valley due to subduction earthquakes are discussed. Firstly, the main earthquakes that had affected the city for the last 500 years are mentioned, stressing the importance of the events that had occurred recently. Using data from the accelerometric networks, some results are shown of attenuation and path effects from the epicenter to the valley, strong ground motion at hill-zone sites, site effects at lake-bed zone and strong ground motion duration. Finally, the conclusions include possible contributions of these studies to improve the seismic engineering practice and the building code.

RESUMEN

Se presentan las principales características dinámicas de amplificación en el valle de México ante temblores de subducción. Primero, se hace una breve mención sobre los sismos que han afectado a la ciudad durante los últimos 500 años, poniendo énfasis en la importancia de los más recientes. Se incluyen estudios y resultados que hacen uso de los datos acelerométricos que abarcan temas como atenuación y trayectoria, movimiento en terreno firme, amplificación en la zona de lago y duración del movimiento. Finalmente, las conclusiones contienen algunas posibles implicaciones de estos estudios en la práctica de la ingeniería sísmica y en el reglamento de construcciones.

INTRODUCCIÓN

El valle de México, donde se encuentra enclavada la ciudad, es a su vez una cuenca cerrada de 110 km de largo en el sentido norte-sur (NS) y 80 km de ancho en el este-oeste (EW). Tiene una altitud de 2236 m.s.n.m. en su parte más baja y alcanza hasta 5230 m.s.n.m. en la más alta: la punta del Iztaccihuatl.

Desde principios del cuaternario hasta hace apenas 500 años, la cuenca había recogido y almacenado, dentro del parteaguas que la define, abundante lluvia de verano para formar los lagos de Zumpango, Xaltocan, Texcoco, Xochimilco y Chalco. Pero a partir del siglo XVI, se han drenando sus aguas con majestuosas obras como el Tajo de Nochistongo en la época colonial, el Gran Canal y los túneles de Tequisquiac en el siglo pasado y el drenaje profundo a partir de 1975. Si bien estas obras han cumplido su objetivo al aminorar y en algunas zonas eliminar el problema de las inundaciones, han contribuido al secado casi total de los lagos. Actualmente, sólo pequeñas zonas del lago subsisten en Xochimilco, Tláhuac y Texcoco. Sobre esas zonas drenadas la ciudad ha crecido con estructuras ligeras y flexibles diseñadas para no experimentar hundimientos importantes, pero con características que las hace vulnerables ante sismos. Aunado a esto, la explotación de acuíferos provoca hundimientos regionales y locales que causan daños en las cimentaciones y estructuras que en muchos casos son alarmantes, lo que agrava el problema sísmico al hacer las estructuras todavía más vulnerables.

Desde el punto de vista de Ingeniería Sísmica, los 150 m superficiales son los más relevantes ya que determinan los efectos más importantes de amplificación. Los primeros trabajos de exploración y laboratorio para conocer las propiedades del subsuelo en la zona céntrica de la ciudad, y por consiguiente verificar la teoría de hundimiento desarrollada por Nabor Carrillo en 1948, dieron fruto a la primer microzonación de la ciudad. En ella se distinguen tres zonas: de lomas, de transición y de lago. Esta última formada por lo que fueron los lagos hace 500 años y que consiste en depósitos lacustres muy blandos y compresibles con contenidos de agua de entre 50 y 500% y con profundidades hasta de 60 m en Texcoco y mayores que 100 m en Tláhuac.

SISMICIDAD EN LA CIUDAD DE MÉXICO

La ciudad de México ha sido afectada por sismos de muchos tipos y diversas intensidades. Las principales fuentes sísmicas que la afectan (Rosenblueth y otros, 1987) pueden clasificarse en cuatro grupos: (1) Temblores locales ($M \leq 5.5$), originados dentro o cerca de la cuenca; (2) Temblores tipo Acambay ($M \leq 7.0$), que se originan en el resto de la placa de Norteamérica; (3) Temblores de profundidad intermedia de falla normal, causados por rompimientos de la placa de Cocos ya subducida, pudiendo llegar hasta $M=6.5$ debajo del valle de México; y (4) Temblores de subducción ($M \leq 8.2$). En la Figura 1 se muestra la sismicidad del sur de la república mexicana durante junio de 1990 donde se aprecian ejemplos de los cuatro tipos de sismos que afectan a la ciudad de México.

Pese a su gran distancia epicentral (280 a 600 km), la ciudad es particularmente vulnerable ante sismos de subducción porque el tipo de ondas que llegan son ricas en periodos largos que sufren menos atenuación y experimentan gran amplificación al atravesar las arcillas del lago. Por ello, prácticamente cualquier sismo grande que ocurra en la zona de subducción, desde Jalisco hasta Oaxaca, representa un peligro para las estructuras erigidas en la zona lacustre de la ciudad. Aunque estos sismos sean más conocidos y estudiados, debemos estar preparados para cualquier tipo de terremoto ya que, por ejemplo, un sismo local podría provocar daños en la zona de lomas y no en la zona de lago. A continuación se presentan algunas evidencias históricas de los últimos 500 años sobre la ocurrencia de sismos pertenecientes a estos cuatro grupos.

Principales terremotos sentidos en el valle de México

En esta breve recopilación, se incluyen sólo los sismos considerados "severos", ya que en promedio se han reportado, por cada sismo de éstos, cinco fuertes, diez moderados y cincuenta leves (Fundación ICA, 1992; Bravo y otros, 1988).

En la época prehispánica las principales fuentes de información son los códices. El sismo más relevante reportado para esta época ocurre en 1475

(año 9 ácatl) aparentemente de origen local en donde «los cerros se desgajaron, las casas quedaron aplastadas». Durante la época colonial el número de fuentes aumenta con las crónicas y los periódicos. Se tiene evidencia histórica de fuertes sismos ocurridos en las costas de Jalisco y Colima (1611), en Oaxaca (1768) y en Guerrero (1776 y 1787). Ya para el siglo XIX las referencias a sismos son muchas y detalladas, lo que ha permitido ubicar la zona epicentral y el origen de al menos 23 sismos severos de $M \geq 7.0$ (Singh y Suárez, 1986). Algunos de estos sismos ocurren en Oaxaca (1800), norte de Michoacán de falla normal (1858, $M=7.5$) y de subducción en Guerrero (1845, $M=7.9$).

El surgimiento de los sismógrafos en el siglo XX permite calcular con mejor precisión los epicentros de los temblores. En este siglo han ocurrido más de 40 sismos de $7.0 \leq M \leq 7.9$, y seis con $M \geq 8.0$ (Singh y Suárez, 1986) la mayor parte de ellos originados en las costas del pacífico y en algún grado se han sentido en la ciudad de México. A principios de siglo la ciudad se ve afectada por varios sismos de subducción como los de Guerrero (1907, $M=7.9$; 1909, $M=7.5$), que causan daños en el centro de la ciudad. En 1912 ocurre el temblor de Acambay ($M=7.0$) que no provoca daños importantes pero deja el precedente de que puede haber sismos grandes a distancias epicentrales pequeñas (80 km). En 1932 se registra el sismo más grande del siglo en México ($M=8.2$), originándose en las costas de Jalisco sin producir grandes daños a la capital del país.

A consecuencia de los daños provocados por el sismo de Michoacán de 1941 ($M=7.7$), en el reglamento de 1942 se incluye el diseño sísmico de estructuras. Los edificios en la ciudad habían resistido con éxito el gran temblor de 1932 pero entonces se contaba con inmuebles de menos de cuatro niveles con estructuración conservadora.

Por los daños que causó, el sismo de Guerrero de 1957 ($M=7.5$) es el que impulsa los estudios sobre el comportamiento sísmico del valle. Las estructuras que surgieron a partir del sismo de 1941 requerían mejores diseños y conocimientos sobre las propiedades de los materiales y los suelos. Por ello, en el nuevo reglamento se incluye, entre otras innovaciones, la microzonación de la ciudad atendiendo a las características del subsuelo. Esta microzonación tuvo sus orígenes en el estudio del problema de hundimientos y se incorpora al

problema sísmico al observarse la estrecha correlación entre daño estructural y composición del subsuelo.

En 1979 ocurre otro sismo en las costas de Guerrero (Petatlán, $M=7.6$) que produce algunos daños en la colonia Roma y derriba la Universidad Iberoamericana. Este último colapso se atribuyó a fallas en el diseño y construcción, y nunca se pensó que los efectos de sitio hubieran provocado fuerzas tales que se sobrepasaran las normas de diseño. Pero son los sismos de 1985 ($M=8.1$ y 7.6) originados en las costas de Michoacán los que provocan daño y destrucción sin precedente. Mueren más de cinco mil personas y se dañan más de dos mil edificios. Estos sismos dejan grandes lecciones sobre diseño de cimentaciones y edificios y sobre amplificación sísmica en depósitos lacustres.

Red acelerométrica y sismos a partir de 1985

A raíz de los daños ocasionados por el sismo de 1957, surge la necesidad de conocer las características del movimiento en diferentes sitios del valle de México. Se instalan dos acelerómetros, uno en zona de lago en el centro de la ciudad y otro en terreno firme (Ciudad Universitaria, CU). A partir de 1965 se obtienen de manera confiable y consistente y para una gran variedad de terremotos datos de aceleración en CU. Durante los sismos de 1985, la red de acelerógrafos manejada por el Instituto de Ingeniería contaba ya con 11 estaciones distribuidas en las tres zonas geotécnicas. El registro de aceleración en SCT evidencia la gran amplitud de la respuesta de ese sitio para periodos largos ($T=2s$).

A partir de 1985 la red crece considerablemente. A la fecha se cuenta con más de 170 acelerógrafos digitales distribuidos a lo largo y ancho del valle: 57% en campo libre, 14% en pozos y 29% en estructuras (Quaas y otros, 1993). La densidad de acelerógrafos es mayor en las zonas céntricas y donde ha habido daños durante sismos recientes. Esta distribución puede observarse en la Figura 2 junto con las zonas geotécnicas y algunos sitios de referencia de la ciudad.

Una gran cantidad de datos se han obtenido desde 1986 de más de trece sismos pequeños y moderados. En la Tabla 1 se resumen los datos de los sismos más importantes y en la Figura 3 se

indica la localización de los epicentros en un mapa de la parte sur de la República Mexicana. Atendiendo a su intensidad, los sismos más relevantes han sido los ocurridos el 25 de abril de 1989 ($M=6.9$) y el 14 de septiembre de 1995 ($M=7.3$). Otro sismo importante es el del 23 de mayo de 1994 ($M=6.0$) ya que, aunque de baja magnitud, es de fallamiento normal, por lo que aporta información valiosa para predecir las características de este tipo de sismos. El sismo de mayor magnitud ocurre el 9 de octubre de 1995 ($M=8.0$) pero debido a su relativa lejanía de la ciudad (590 km) no fue muy intenso en la misma.

MOVIMIENTO OBSERVADO EN TERRENO FIRME

Debido a que se cuenta con más datos de temblores de subducción (Tabla 1), en adelante sólo nos referiremos a este tipo de sismos. Para estos temblores, los datos registrados en el valle de México son una suma de los efectos de atenuación de las ondas, el efecto de amplificación regional, los efectos de sitio y los efectos de fuente (magnitud, contenido de frecuencias, entre otros).

Atenuación de las ondas y efecto de amplificación regional

Utilizando los datos de la red acelerográfica de Guerrero, la Figura 4 ilustra el efecto de trayecto de las ondas desde su origen hasta el valle de México. El sismo utilizado es el del 25 de abril y el componente mostrado es el NS. En la estación Las Vigas, el movimiento fue de duración corta, con gran amplitud y con periodos de vibración cortos. Partiendo del epicentro, el efecto de atenuación se aprecia en la baja amplitud de los registros ubicados hacia el poniente y al oriente; inclusive, otras estaciones ubicadas más al poniente no registraron el sismo. También hacia el norte se aprecia la disminución en la amplitud de los registros incluyendo los de terreno firme en la ciudad de México. Se muestran además dos acelerogramas en zona de lago con el objeto de poner en evidencia la gran diferencia del movimiento causada por la brutal amplificación en la zona lacustre; en estos registros se aprecia la existencia de periodos dominantes largos, la gran amplificación dinámica y el sustancial incremento en la duración.

Contrariamente a lo que podría esperarse, aun para sitios de terreno firme dentro del valle se observan

amplificaciones espectrales importantes con respecto a sitios más cercanos a la fuente. Esta amplificación no es fácilmente observable en los acelerogramas de la Figura 4 ya que se presenta sólo en un rango limitado de frecuencias. Ordaz y Singh (1992) muestran que esta amplitud es hasta diez veces mayor a la esperada para un intervalo de periodos particularmente dañino para la ciudad (de 0.1 a 10.0 s). Sánchez-Sesma y otros (1993), calcularon para el sismo del 25 de abril una amplificación promedio de 8 a 10 veces para periodos de entre 2 y 3 s con respecto al sitio Teacalco localizado fuera de la cuenca, en el estado de Morelos. Rodríguez (1996) obtuvo la amplificación para otros sismos; sus resultados confirman los valores anteriores para eventos ocurridos en el estado de Guerrero, pero sensiblemente menores para los sismos que provienen de Michoacán. A partir de estos resultados, es de esperarse que ante un sismo futuro que ocurra en las costas de Guerrero, se presentará una amplificación relativa en terreno firme mayor a la observada durante el terremoto de Michoacán.

Efectos de sitio en terreno firme

En sismos ocurridos recientemente (Italia 1976 y 1980, Chile 1985) se observaron importantes amplificaciones del movimiento en las cimas de los cerros así como deamplificación en la base de los mismos. En general, tanto las observaciones durante temblores como los resultados de modelos matemáticos, indican que el movimiento se amplifica en superficies convexas y deamplifica en cóncavas. Estos efectos de topografía superficial no han sido suficientemente cuantificados por lo que no se han tomado en cuenta en reglamentos.

Antes de contar con varios registros de terreno firme para un mismo temblor, se consideraba que las diferencias del movimiento entre los sitios en zona de lomas eran despreciables. Durante el temblor del 25 de abril de 1989 estas diferencias se hicieron evidentes, siendo hasta el sismo del 14 de septiembre de 1995 cuando se miden de manera confiable. En la Figura 5 se muestran quince de los acelerogramas obtenidos en zona I para este temblor y los espectros de respuesta de pseudoaceleración y desplazamiento correspondientes. La diferencia en aceleración máxima es notoria e importante: 0.05 m/s^2 para el sitio 64

y 0.25 m/s^2 para el 21, un factor de cinco. De igual manera, tanto la forma como el tamaño de los espectros difiere notablemente. Estas diferencias se pueden atribuir principalmente a los efectos de topografía superficial y a la compleja estructura profunda del valle, como se aprecia en la sección norte-sur del valle mostrada en la Figura 6 (sección A-A' de la Figura 2) realizada por Mooser (1990); en esta figura se muestran además algunas fallas que pueden dar origen a temblores locales.

Analizando estos registros en el dominio de la frecuencia (Figura 7), se observa que existen dos grupos que, atendiendo a la amplitud de sus espectros de Fourier, presentan un comportamiento bien definido. El grupo suroeste (estaciones 07, 13, 21, 34, 40, 50, 74, 78, CU, CH y TY) presenta mayor amplitud que el grupo noreste (64, ES, TX, MR), mientras que las estaciones que no pertenecen a estos grupos (18 y 28, Figura 7b) tienen una respuesta intermedia; con líneas gruesas se muestran los espectros promedio de ambas zonas. Esta observación puede explicarse por la presencia de formaciones geológicamente recientes en la zona suroeste de la ciudad, lo que provoca una sensible amplificación de las ondas que llegan a la superficie. Lo contrario sucede con el grupo noreste donde las estaciones se encuentran desplantadas en depósitos más antiguos.

Efectos de fuente: Magnitud

Si bien en la Figura 5 se insistió en las diferencias entre los sitios de terreno firme, la Figura 7 muestra que en promedio los sitios de un mismo grupo tienen el mismo comportamiento espectral. Esta última observación nos ha permitido definir el movimiento hipotético de terreno firme de un sismo como el promedio de los espectros de Fourier de las estaciones que lo registraron (líneas sólidas de la Figura 7). En la Figura 8 se muestran estos espectros promedio para el componente NS de todos los sismos registrados desde 1985, calculados con las estaciones ubicadas en la zona suroeste que registraron cada temblor. Para sismos ocurridos a una misma distancia del área de ruptura a CU ($289 \leq R \leq 310 \text{ km}$) la Figura 8a muestra cómo varía la amplitud espectral en función de la magnitud. Es notable que en baja frecuencia el aumento de la amplitud es mucho mayor que para alta frecuencia. La Figura 8b muestra además los sismos que han ocurrido a distancias epicentrales diferentes (Tabla 1) y la forma tan distinta de su

espectro promedio en terreno firme. Es conveniente poner énfasis en estas diferencias ya que un sismo pequeño ($M=6.0$) que ocurra cerca de la ciudad ($R < 150 \text{ km}$) puede ser destructivo para estructuras con periodos de vibración cortos; nótese que en la Figura 8b el espectro del sismo de 23 de mayo de 1994 tiene mayor amplitud en alta frecuencia que el del 19 de septiembre de 1985. Por otro lado, un sismo lejano, como el del 9 de octubre de 1995, llega con muy baja amplitud en alta frecuencia pero en baja frecuencia puede llegar a tener amplitudes tan grandes como sismos originados mucho más cerca. Por ello, este sismo pasó inadvertido en terreno firme mientras que en algunas zonas de la ciudad, sobre todo en algunos edificios desplantados en zona de lago con periodos de vibración largos, causó alarma y pánico.

AMPLIFICACIÓN EN LA ZONA LACUSTRE

«Hallábame en la calzada de Chapultepec (...) cuando se hizo sentir un fuerte sacudimiento trepidatorio; a ese movimiento siguieron fuertes oscilaciones, que violentamente cambiaron de dirección transformándose al fin en movimiento ondulatorio. Los campos se hundían y levantaban haciendo chocar las aguas de las acequias, obligadas a dirigirse en direcciones encontradas, o a precipitarse en cascada sobre las acequias transversales, a causa del repentino desnivel producido por el terrible e irregular movimiento de la tierra» (García Cubas, sobre el temblor de junio de 1858).

En el valle de México se manifiestan de manera dramática los efectos de amplificación dinámica en depósitos lacustres. Esta amplificación se debe al entrapamiento de ondas por el contraste entre las características dinámicas de los depósitos superficiales, cuyo espesor no sobrepasa los 150 m (Figura 6), y de la roca basal. En el dominio de la frecuencia, la forma y amplitud de esta amplificación están controladas por el contraste de impedancias elásticas, el amortiguamiento del suelo, las características del campo incidente y la geometría del valle. Para conocer la amplificación en forma teórica es necesario recurrir a modelos de propagación de ondas. En forma empírica, la técnica más usada es la de cocientes espectrales o funciones de transferencia empíricas.

En el dominio del tiempo la respuesta se refleja en movimientos más armónicos, en el incremento de la duración y en la mayor amplitud de los registros. Como ejemplo de esta amplificación se presenta en la Figura 9 los desplazamientos del componente NS de algunas estaciones que registraron el sismo del 14 de septiembre de 1995. La distribución geográfica de las mismas permite conocer la gran diferencia que hay en el movimiento horizontal entre las diferentes zonas geotécnicas. Los desplazamientos en la zona de lago muestran variaciones espaciales importantes y una duración excepcional. Típicamente, después de una porción con excitación de banda de frecuencias relativamente ancha se observa una coda monocromática con duración mayor a cien segundos.

La Figura 10 es otra gráfica ilustrativa de esta amplificación. En ella se muestra un corte NS del valle que pasa por el centro de la ciudad y por el lago de Xochimilco (corte B-B' en Figura 2), se indican algunos puntos de referencia y se muestran los acelerogramas del componente NS del 25 de abril cuyas estaciones están cerca de este corte.

Estas gráficas (Figuras 9 y 10), permiten comparar los registros en forma directa y cualitativa y subrayar la influencia de las características topográficas y geológicas del valle en la amplificación y duración del movimiento. Con el fin de mostrar una imagen general de la gran complejidad del movimiento del terreno, en la Figura 11 se describe, para el sismo del 25 de abril, el desplazamiento en el plano calculado con ambos componentes horizontales. Cada diagrama, conocido como odograma, representa el movimiento de cada acelerógrafo en el plano horizontal. La figura es ilustrativa sobre el fenómeno de amplificación ya que los odogramas en terreno firme son mucho más pequeños que los del lago; también es una muestra de que el movimiento en la zona de lago es caótico, con grandes variaciones en la dirección y grandes diferencias entre estaciones cercanas. La Figura 11a representa el movimiento del terreno o la respuesta de un oscilador muy rígido (con periodo dominante, T , que tiende a cero), mientras que las Figuras 11b, c y d corresponden a la respuesta de un oscilador elemental con periodos de 2, 3 y 5 s, respectivamente; nótese que la escala de los desplazamientos es diferente para la Figura 11a. El objeto de presentar estas figuras es hacer una comparación cualitativa del fenómeno de

amplificación y respuesta estructural, ya que la misma estructura (dependiendo de su amortiguamiento y periodo dominante) estará sometida a desplazamientos elásticos muy diferentes dependiendo del sitio en el que se encuentre dentro del valle, inclusive dentro de la misma zona de lago. Es por esta razón por la que el reglamento sísmico para la zona III es muy general y parecería deseable una microzonación que considere en forma menos incierta un coeficiente de diseño acorde con los periodos del suelo y estructural (Miranda, 1996).

Amplificación relativa de la zona de lago y transición con respecto a terreno firme

Utilizando la técnica de los cocientes espectrales o funciones de transferencia empírica, los datos de la red acelerométrica han servido, entre otras cosas, para medir la amplificación relativa de los sitios en zonas de lago y transición con respecto a los de terreno firme (Singh y otros, 1988). El cociente representa la amplificación medida en el dominio de la frecuencia y refleja las características dinámicas del sitio, entre ellas el periodo o frecuencia dominantes.

Desde los primeros cálculos de cocientes para el valle se observó que, para un mismo sitio, poco variaban los cocientes calculados para ambos componentes horizontales. Sin embargo, se encontraron algunas diferencias en los resultados de un sismo a otro. Esto llevó a la conclusión de que la amplificación en el valle podría depender de la magnitud, distancia epicentral y azimut del sismo. Recientemente, con más datos disponibles (Reinoso, 1991 y 1994), se ha comprobado que los cocientes calculados son muy similares de un sismo a otro si se toma como sitio de referencia el movimiento promedio en los sitios de terreno firme localizados en el suroeste de la ciudad. De esta forma, las diferencias observadas son mínimas y no hay clara evidencia de que la magnitud, la distancia epicentral o el azimut, influyan de manera importante en la amplificación, al menos para la mayoría de los sitios en zona de lago.

Con el objeto de contar con cocientes que sean representativos de la amplificación del valle de México, tomamos en cuenta la mayor parte de los datos y procedimos a calcular, para cada componente horizontal y cada sismo, los cocientes de

cada sitio con respecto al movimiento promedio en terreno firme. Una vez obtenidos los cocientes para cada sismo y dada la similitud observada entre ellos, los promediamos para obtener el cociente promedio por componente para cada estación. En la Figura 12 se muestran algunos de estos cocientes dibujados en función del periodo. Para zonas de transición, los periodos dominantes y la amplitud son pequeños (0.5 s y 3-5, respectivamente) pero para las partes profundas del lago, los periodos dominantes y las amplitudes aumentan hasta llegar a 5.0 s y 60, respectivamente. La forma de los cocientes es menos regular en los bordes y partes profundas de la zona de lago, lo que posiblemente se debe a efectos de geometría bi y tridimensional del valle que contribuyen de manera significativa e irregular a la amplificación. Ello dificulta enormemente el estudio detallado de los efectos de sitio en estos lugares y es necesario recurrir a modelos matemáticos complejos para conocer e interpretar los datos observados y poder predecir el movimiento.

A partir de un cociente espectral, el periodo dominante del sitio será el asociado a la máxima amplitud de ese cociente. En general, para un mismo sitio, el periodo es muy similar para ambos componentes y de un sismo a otro. De esta manera se han calculado más de 90 periodos dominantes dentro del valle. Paralelamente, el uso de la técnica de microtemblores (Lermo y otros, 1990, Lermo y Becerra, 1991) ha dado buenos resultados para medir el periodo dominante en la zona de lago. Esta técnica consiste en registrar por varias horas oscilaciones naturales del terreno en campo libre (tráfico vehicular, microsismos, entre otros). El periodo asociado a la mayor amplitud del espectro de velocidad se considera como el periodo dominante del sitio.

Ambas técnicas han sido comparadas y sus resultados combinados (Reinoso y Lermo, 1991) para obtener mapas de periodo dominante. La Figura 13 muestra el mapa con curvas de igual periodo calculadas con datos de sismos y microtemblores. Este mapa, junto con otros recientemente publicados (Lermo y Chávez-García, 1995), es más confiable al incluirlo en las normas técnicas complementarias del reglamento vigente por haberse obtenido a partir de datos de sismos, y más completo por abarcar no sólo la parte centro de la ciudad sino gran parte de la zona de lago.

La importancia de conocer el periodo dominante del suelo en un sitio dado, está en que debe evitarse construir allí estructuras con periodos similares. Ello reduciría la probabilidad de que la estructura entrara en resonancia con el suelo. Además, el reglamento vigente permite hacer una reducción del coeficiente sísmico cuando se conoce el periodo del suelo (Apéndice A4), y tomar en cuenta los efectos de interacción suelo-estructura (Apéndice A7) en donde el periodo del suelo es un parámetro necesario para los cálculos.

DURACIÓN DEL MOVIMIENTO EN EL VALLE DE MÉXICO

«Duró más del tiempo del que se puede ocupar en rezar dos credos con devoción» (Relato del sismo ocurrido el 17 de enero de 1653).

«Duró más de un minuto, sin embargo de que hubo quien lo extendió a 22, otros más moderados a 15 y otros algo menos, a proporción del terror de cada uno» (Diario de México, sismo del 3 de diciembre de 1805).

Un aspecto que no ha sido estudiado directamente es la duración del movimiento. El interés por integrar de alguna forma la duración al análisis de estructuras se debe al deterioro que éstas sufren por carga cíclica. Como se ilustró en las Figuras 9 y 10, las estructuras están sometidas a grandes sollicitaciones ante un número elevado de ciclos. Como ejemplo de la importancia de tomar en cuenta esta variable, obsérvese la Figura 14. En ella se muestran los componentes EW de los sismos del 9 de octubre y del 14 de septiembre de 1995 en el sitio 31 (Ciudad Nezahualcóyotl). Sorprende la extensa duración de ambas señales que en el caso del sismo del 9 llega hasta once minutos de registro y alrededor de cinco minutos de movimiento intenso; nótese que para este sismo el tren de ondas con mayor amplitud se presenta cuatro minutos después del primer arribo de ondas S, lo que se refleja en una duración mucho mayor que el otro. Esta gran variación de la respuesta en el mismo sitio para diferentes temblores, dificulta el estudio para predecir la duración ante un sismo futuro.

Por ahora, la herramienta más utilizada en diseño sísmico es el espectro de respuesta que por su definición no considera la duración del movimiento.

En la Figura 15 se aprecia con claridad esta limitación: en la parte inferior de la figura, se presenta el registro NS del sismo del 19 de septiembre de 1985 obtenido en SCT y a su derecha el espectro de respuesta para 5% de amortiguamiento. En las figuras superiores se muestra como es posible obtener prácticamente el mismo espectro de respuesta con tan sólo los seis o tres pulsos centrales, que representan el 31 y el 26% de la energía total del acelerograma, respectivamente. Es evidente que cualquier estructura real sometida a la excitación completa sufrirá más daño que aquella que se somete sólo a los pulsos centrales.

De las Figuras 14 y 15 concluimos que puede ser importante la degradación que sufren las estructuras ante el tipo de solicitaciones que existen en la zona de lago. Es claro que no basta diseñar las estructuras para que resistan una determinada fuerza; hay que considerar el deterioro que sufren ante un cierto número de ciclos. Resalta la necesidad de desarrollar en el diseño estructural, una técnica que involucre a la duración en forma explícita, sobre todo en la zona de lago donde la gran duración y su consecuente degradación pueden llegar a ser parámetros vitales en la resistencia estructural.

Debido a que los acelerógrafos están controlados por un umbral de disparo que depende del ruido ambiental en el sitio, la duración del registro no es un parámetro adecuado para medir la duración. Se ha propuesto, para algunos fines (Ordaz y Reinoso, 1987), medir la duración como el lapso entre el cual se presenta el 5 y el 95% de la energía contenida en el acelerograma. De esta manera se obtiene para cada registro una duración correspondiente al tiempo bajo el cual se presenta la parte más relevante del acelerograma, eliminándose las incertidumbres relativas al umbral. A la duración así calculada se le conoce como duración de la etapa intensa.

En la Figura 16 se muestran todos los componentes EW de los registros que se han obtenido en el sitio Central de Abastos (CD); con triángulos se indican los límites de la etapa intensa calculada como se describió pero tomando como límites 2.5 y 97.5%. A pesar de las diferencias del movimiento de un sismo a otro, la duración tiende claramente a aumentar con la magnitud del sismo. Debido a que la estación ha sufrido variaciones temporales en el umbral y con el objeto de comparar todos los

resultados, se fijó un umbral uniforme de 0.04 m/s^2 . Los datos también se corrigieron por distancia epicentral como si en todos los casos ésta hubiera sido de 400 km. Con estos resultados se realizó la Figura 17 en donde se muestra, para el sitio CD, la dependencia de la duración de la magnitud del sismo; la línea recta mostrada corresponde a la curva que mejor se ajusta a los datos. La duración varía, para sismos pequeños, de 50 a 80 s, mientras que para el terremoto de Michoacán alcanza hasta 160 s.

Se ha calculado, para el sismo del 24 de octubre de 1993, la duración de la etapa intensa de todos los registros. Los resultados obtenidos son muy similares para ambos componentes horizontales. La Figura 18 es una gráfica que relaciona el periodo natural en cada sitio y la duración de la etapa intensa calculada para el mismo: los valores van desde 60 s en terreno firme ($T=0.5 \text{ s}$) hasta 240 s en las zonas más profundas de la zona de lago ($T=5.1 \text{ s}$). En esta figura se muestra que la duración depende del periodo del sitio, y la recta que mejor se ajusta a los datos es: $D(s)=40+36T$. Los cálculos realizados para otros temblores de $M \geq 6$ suministran resultados similares aunque con pendientes ligeramente menores.

CONCLUSIONES

La ciudad de México ha sufrido desde siempre temblores de muchos tipos e intensidades. Es imprescindible educarse, prepararse y reducir incertidumbres. La red acelerométrica está aportando valiosos datos que permitirán mejorar los criterios de diseño sísmico y predecir mejor las características de futuros terremotos destructivos.

Se ha presentado un estudio sobre el movimiento en terreno firme donde se muestran diferencias y similitudes entre estaciones. Se identificaron dos grupos con comportamiento similar: la zona norte, sobre estratos con estructura profunda, y la zona suroeste, sobre depósitos recientes que, al parecer, experimentan considerable amplificación dinámica. También se ilustraron las diferentes formas que tienen los espectros de Fourier en zona de lomas atendiendo a la magnitud y distancia epicentral de los sismos.

Se incluyeron algunas figuras ilustrativas sobre el fenómeno de amplificación dinámica de las arcillas

en el valle. Las características del movimiento pueden variar enormemente aun entre sitios distantes a unas centenas de metros dentro de la misma zona de lago. Por ello, el análisis paso a paso permitido por el reglamento debe hacerse con criterio y escoger acelerogramas simulados que realmente consideren los niveles de intensidad, duración y contenido de frecuencias que afectan al sitio. En este sentido el registro de SCT del sismo de 1985 es representativo para sitios con periodos dominantes muy cercanos a 2 s y no debe usarse en sitios con otras características dinámicas aunque sean de la zona de lago.

Los cocientes espectrales mostrados parecen ser capaces de predecir, al menos mejor que los modelos teóricos, la amplificación del movimiento en zonas de lago y transición ante sismos de subducción y de falla normal. El mapa de igual periodo obtenido a partir de los cocientes y de los datos de microtemblores es más completo, detallado y confiable que el actualmente incluido en el reglamento. Este mapa junto con otros recientemente publicados ayudará a que toda reparación estructural modifique sustancialmente las propiedades dinámicas de la estructura para evitar que se presente resonancia y daño por carga repetida. De igual manera, se debe evitar que en el diseño de construcciones nuevas coincidan los periodos estructural y del suelo.

Con ayuda de algunos resultados presentados en este trabajo, es posible proponer una microzonación más detallada pero con la siguiente limitación: los únicos datos con los que contamos son provenientes de sismos de subducción y existen evidencias históricas de daños ocasionados por otro tipo de fuentes. Para formular una microzonación más detallada de la ciudad, será necesario recurrir a modelos matemáticos que deberán ser capaces de explicar y predecir el movimiento dentro de las zonas de lago, sobre todo en aquellas zonas donde se ha observado una respuesta irregular que podría indicar la existencia de ondas superficiales generadas dentro del valle.

El efecto de la duración del movimiento no ha sido tomado en cuenta en el diseño estructural y puede llegar a ser un parámetro decisivo en el comportamiento de estructuras, sobre todo en la zona de lago. Es necesario proponer herramientas de diseño que contemplen la degradación por efecto de carga cíclica. Este análisis debe hacerse extensivo

a estudios de daño acumulado ocasionado por varios temblores, ya que cada edificio en zona de lago es, en promedio, intensamente sacudido por un sismo cada dos años.

AGRADECIMIENTO

El autor agradece el patrocinio de CONACyT y de la Sría. General de Obras y Servicios del Departamento del DF. Los datos acelerométricos han sido proporcionados por la Coordinación de Instrumentación del Instituto de Ingeniería de la UNAM, el Centro de Instrumentación y Registro Sísmico de la Fundación Javier Barros Sierra y el CENAPRED. Agradezco a Mario Ordaz sus ideas y comentarios en diferentes partes del trabajo. Algunos resultados se han realizado conjuntamente con Luis Eduardo Pérez Rocha. Juan Carlos Rodríguez y Raúl Guerrero colaboraron en algunas partes de este artículo.

REFERENCIAS

Bravo H., Ponce L., Suárez G. y Zúñiga R., «Potencial Sísmico de México», DDF, 1-66, 1988.

Lermo J. y Chávez-García F., «Site effects evaluation at Mexico City: dominant period and relative amplification from strong motion and microtremors», Soil Dynamics and Earthquake Engineering, Vol 13, 413-423, 1994.

Fundación ICA, «Catálogo de temblores que han afectado al valle de México. Siglo XIV al XX». Ed. Limusa, 1992.

Lermo J., Cabrera G., Cesati C. y Ortega R., «Estimación del periodo dominante en 18 sitios del D.F. utilizando mediciones de velocidad de ondas de cortante en pozos, microtremores y movimientos fuertes». Congreso Nacional de Mecánica de Suelos, San Luis Potosí, México, 1990.

Lermo J. y Becerra A., «Actualización del mapa de isoperiodos para la ciudad de México desde mediciones de microtremores y datos de movimientos fuertes», Boletín del Centro de Investigación Sísmica, Vol 1, 48-50, 1991.

Miranda E., «Observaciones a los criterios de diseño sismorresistente del reglamento de

construcciones para el Distrito Federal», Ingeniería Sísmica, Vol 50, 15-30, 1996.

Mooser F., «Estratigrafía y estructuras del valle de México. El subsuelo del valle de México y su relación con la ingeniería de cimentaciones a cinco años del sismo», Soc. Mexicana de Mecánica de Suelos, Vol 2, 29-36, 1990.

Ordaz M. y Reinoso E., «Uso de la teoría de vibraciones aleatorias en la determinación de los espectros de diseño del reglamento para las construcciones del DF», VII Congreso Nal. de Ing. Sísmica, Qro. México, A155-A167, 1987.

Ordaz M. y Singh S. K., «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., Vol 82, 24-43, 1992.

Reinoso E., «Efectos sísmicos locales en el valle de México: amplificación en la zona lacustre», IX Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica, Manzanillo, México, Vol 2, 224-236, 1991.

Reinoso E., «Boundary element modelling of scattering from topographical structures with applications to the Mexico City Valley», Tesis Doctoral, Wessex Institute of Technology, Inglaterra, 1994.

Reinoso, E. y Lermo J., «Periodos del suelo medidos en el valle de México durante sismos y con

vibración ambiental», IX Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica, Manzanillo, México, Vol 2, 149-156, 1991.

Rodríguez J.C. «Estudio de sismos de subducción que afectan a la ciudad de México», Tesis de Licenciatura, Universidad La Salle, 1996.

Rosenblueth E., Sánchez-Sesma F.J., Ordaz M. y Singh S.K., «Espectros de diseño en el reglamento para las construcciones del Distrito Federal», VII Congreso Nal. de Ingeniería Sísmica, Querétaro, México, A1-A17, 1987.

Sánchez-Sesma F.J., Pérez-Rocha L. E. y Reinoso E., «Ground motion in Mexico City during the April 25, 1989, Guerrero earthquake», Tectonophysics, Vol 218, 127-140, 1993.

Singh S. K., Lermo J., Domínguez T., Ordaz M., Espinosa J. M., Mena E. y Quaas R., «A study of amplification of seismic waves in the Valley of Mexico with respect to a hill zone site», Earthquake Spectra, Vol 4, 653-673, 1988.

Singh S. K. y Suárez G., «Review of the seismicity of Mexico with emphasis on the September 1985, Michoacan earthquake», ASSE, 7-18, 1987.

Quaas R., Otero J.A., Medina S., Espinosa J.M., Aguilar H. y González M., «Base nacional de datos de sismos fuertes; catálogo de estaciones acelerográficas 1960-1992», Sociedad Mexicana de Ingeniería Sísmica, 1993.

Tabla 1. Sismos registrados por la red acelerométrica de la ciudad de México

FECHA	ORIGEN	MAGNITUD M	LATITUD	LONGITUD	Distancia a CU, R (km)
19 / 09 / 85	Subducción	8.1	18.14	-102.71	295
08 / 02 / 88	Subducción	5.8	17.00	-101.00	289
25 / 04 / 89	Subducción	6.9	16.00	-99.00	304
02 / 05 / 89	Subducción	5.0	16.30	-99.35	305
11 / 05 / 90	Subducción	5.3	17.15	-100.85	295
31 / 05 / 90	Subducción	6.1	17.15	-100.85	295
15 / 05 / 93	Subducción	5.8	16.67	-98.68	300
15 / 05 / 93	Subducción	6.0	16.67	-98.68	300
24 / 10 / 93	Subducción	6.7	16.50	-99.00	310
23 / 05 / 94	F Normal	6.0	18.03	-100.57	205
10 / 12 / 94	Subducción	6.6	15.81	-98.79	300
14 / 09 / 95	Subducción	7.3	17.00	-99.00	280
09 / 10 / 95	Subducción	8.0	18.85	-104.53	590

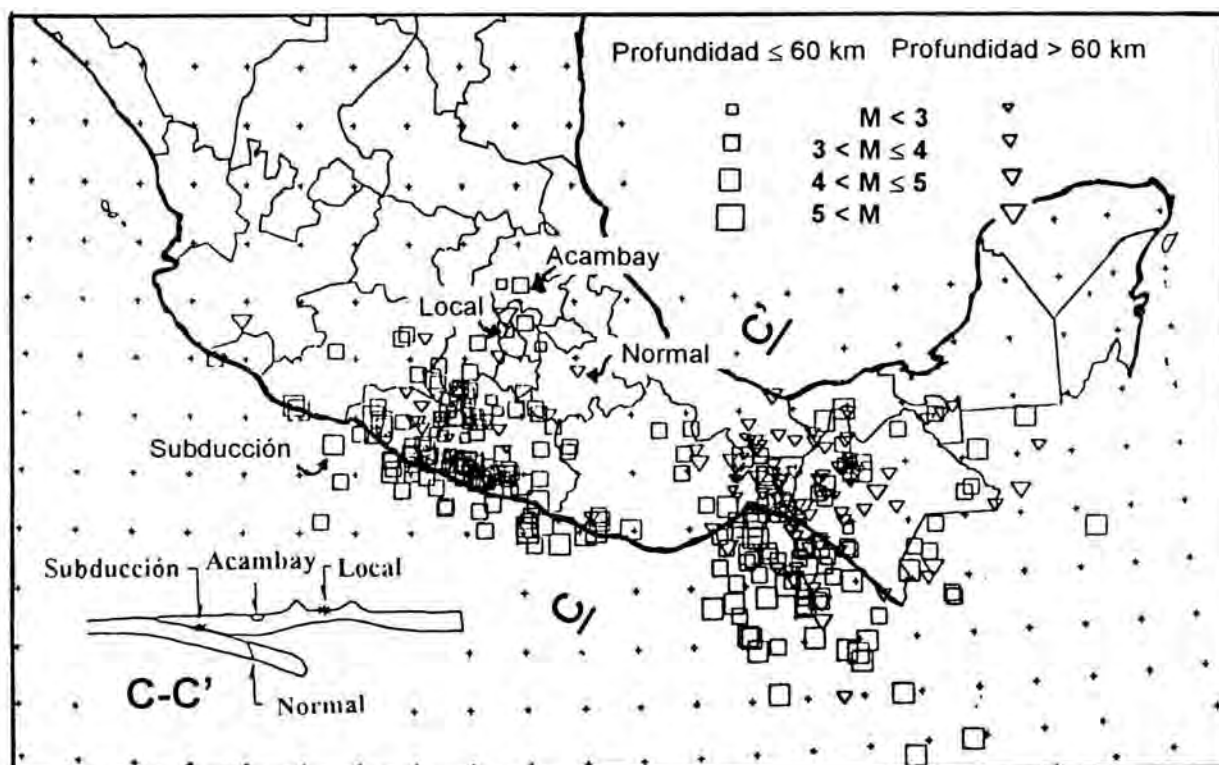


Fig 1. Los cuatro tipos de sismos que afectan a la ciudad de México ocurridos durante el mes de junio de 1990

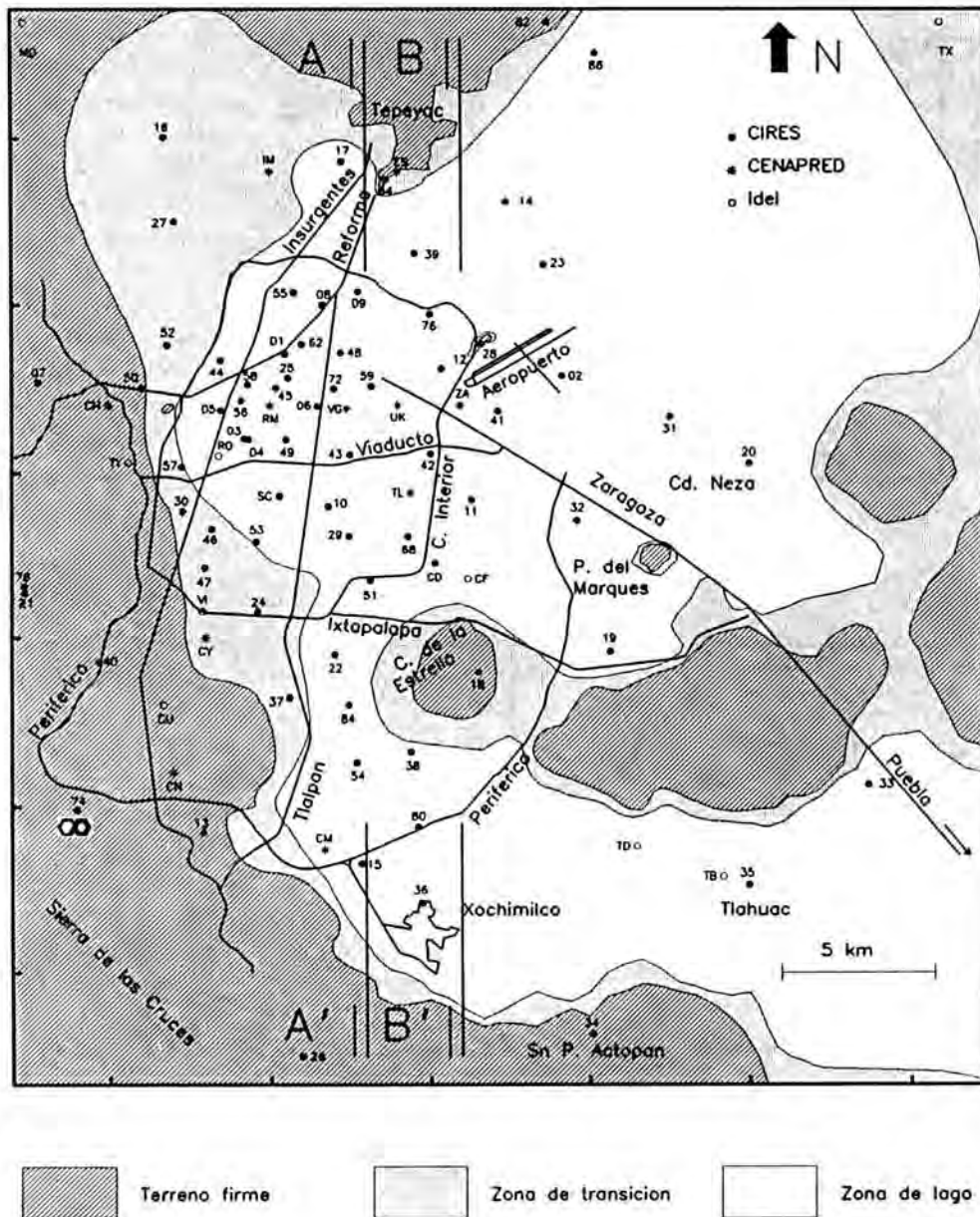


Fig 2. Ciudad de México, red acelerométrica, zonas geotécnicas y sitios de referencia

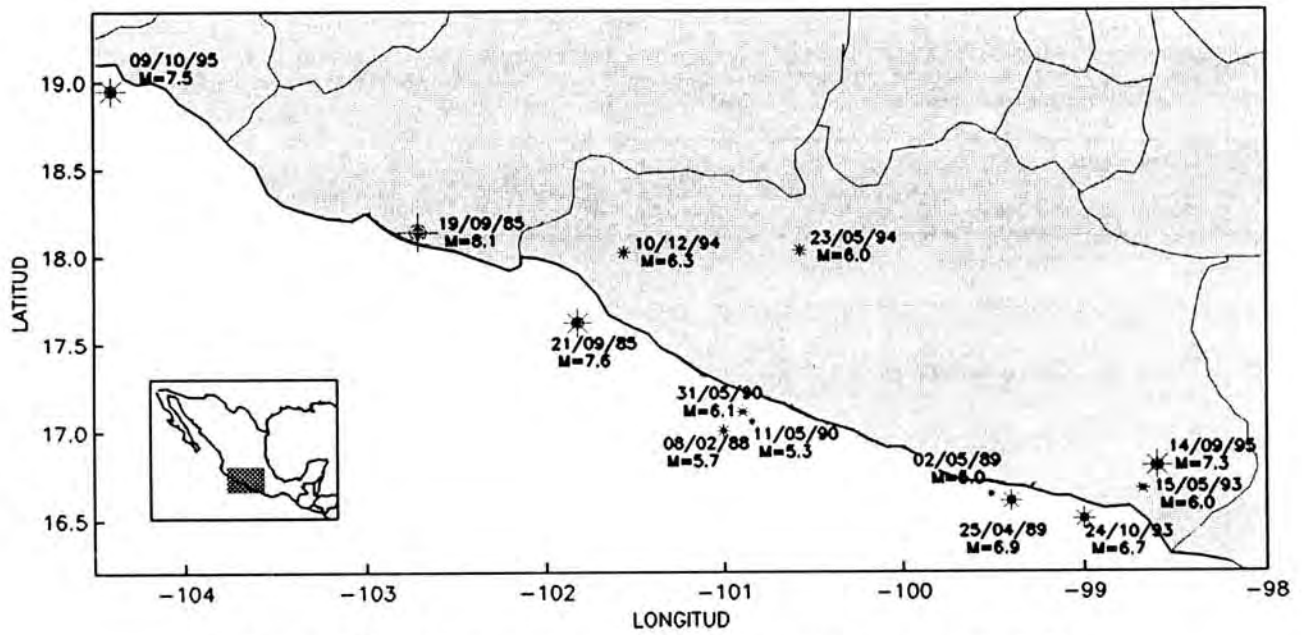


Fig 3. Localización de epicentros de sismos recientes registrados por la red acelerométrica de la ciudad de México

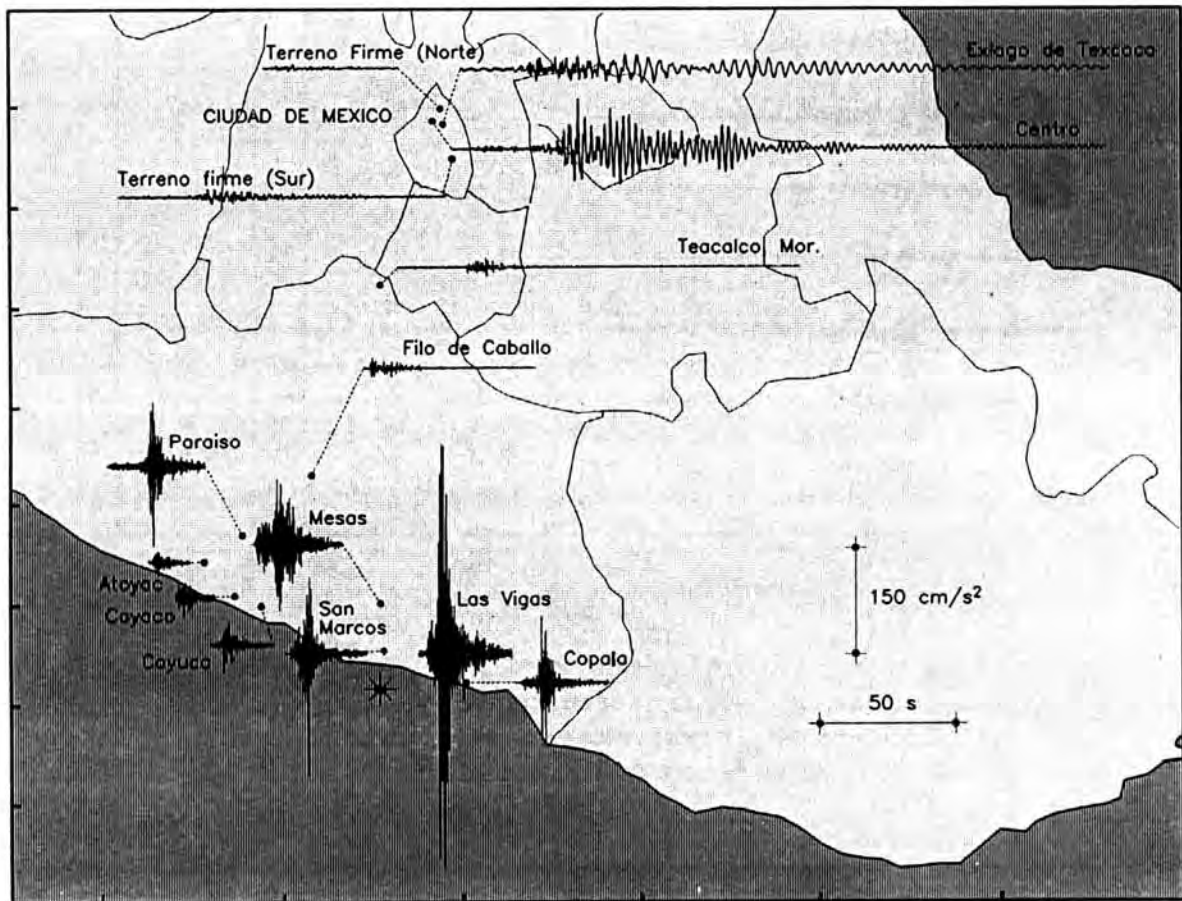


Fig 4. Aceleraciones durante el sismo del 25 de abril de 1989 componente norte-sur

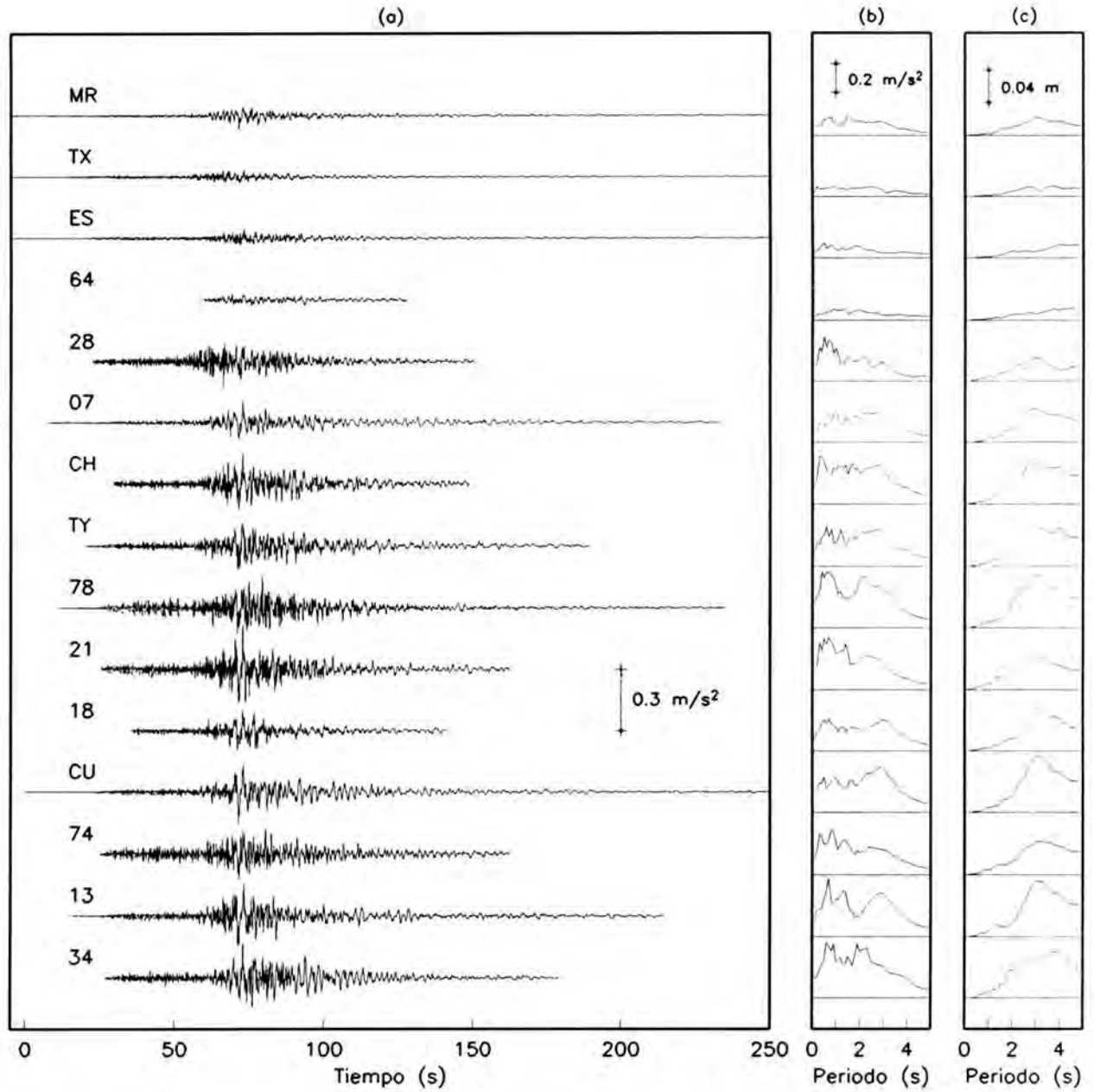


Fig 5. Movimiento en terreno firme en la ciudad de México durante el sismo del 14 de septiembre de 1995, componente norte-sur:
(a) Acelerogramas, (b) Espectros de respuesta de aceleración.
(c) Espectros de respuesta de desplazamiento

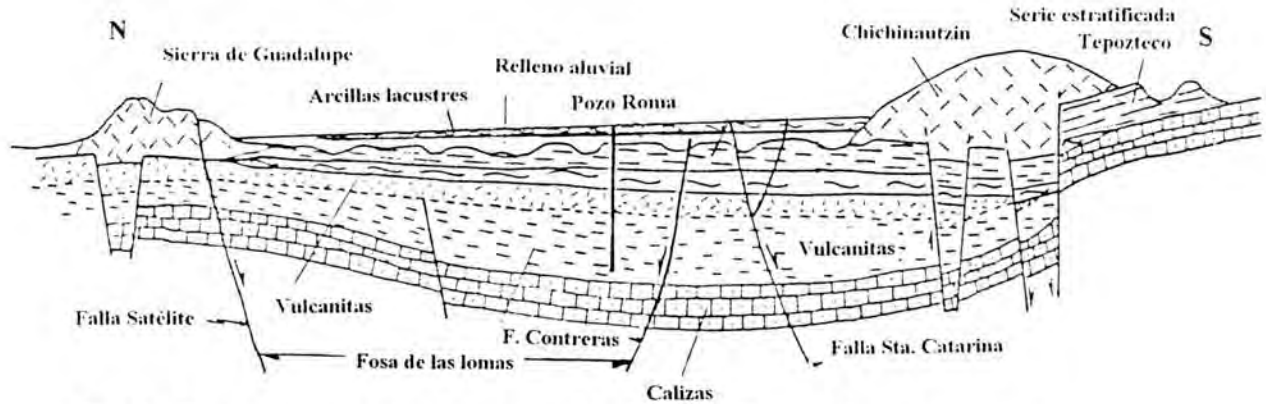


Fig 6. Corte esquemático norte-sur (A-A' en la figura 2) que muestra la estratigrafía profunda del valle de México y algunas fallas locales

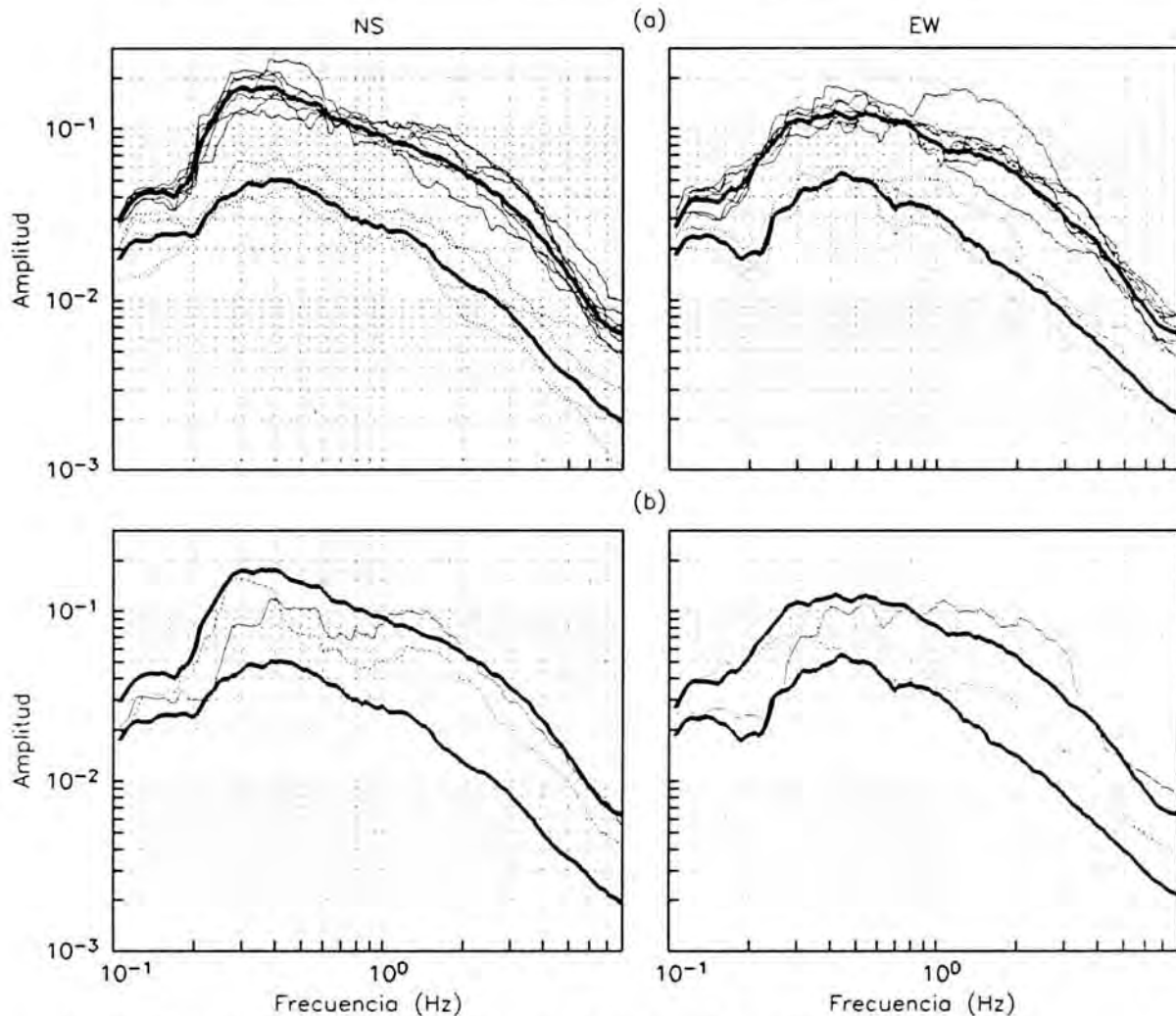


Fig 7. Espectros de Fourier en terreno firme para el sismo del 14 de septiembre de 1995. (a) Espectros de sitios localizados en el sur y suroeste (líneas superiores) y en el norte de la ciudad (líneas inferiores). Con trazo grueso se muestran los espectros promedio para ambos grupos, (b) Espectros promedio y de estaciones en sitios intermedios (18 y 28)

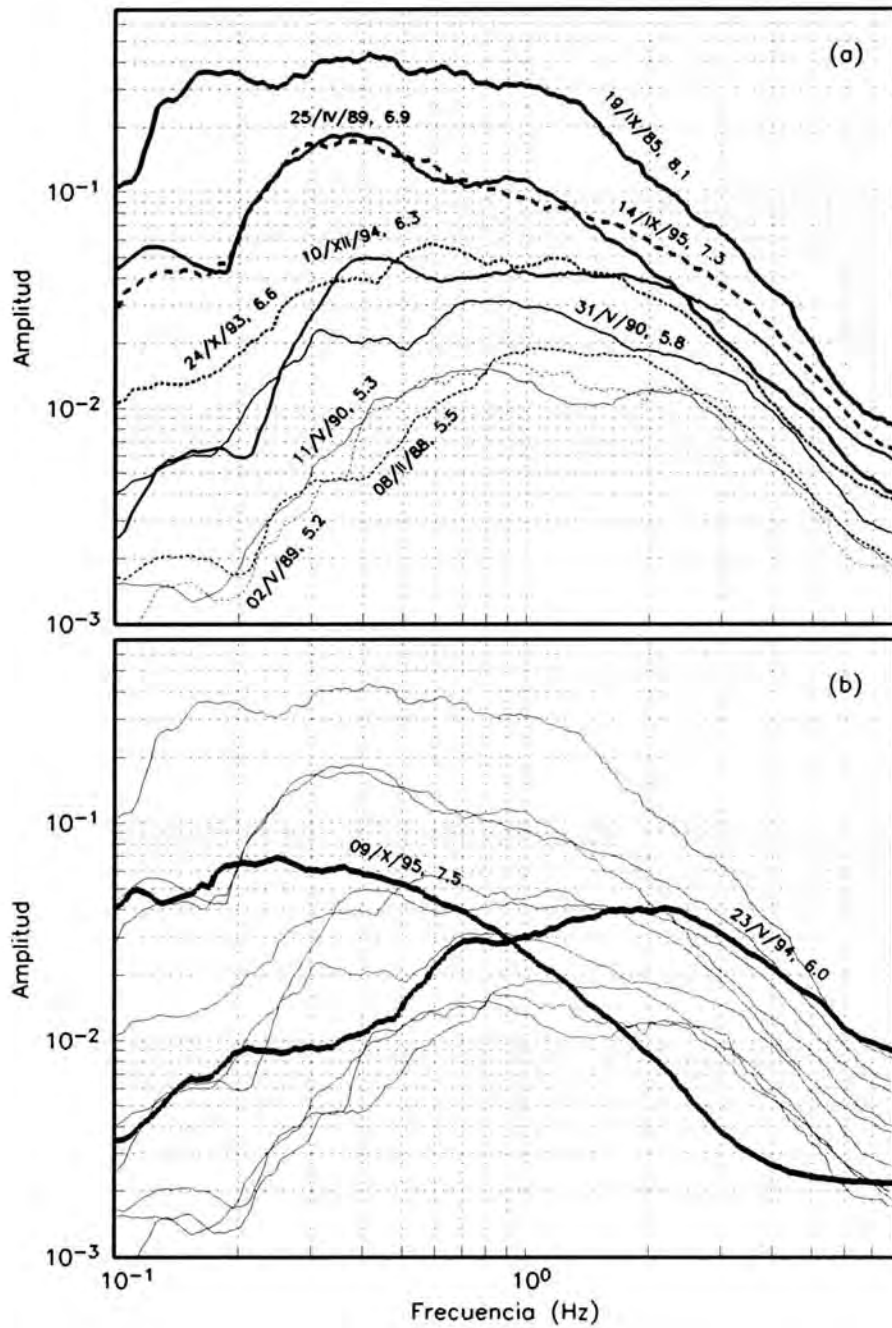


Fig 8. Espectros de Fourier promedio en terreno firme para el componente norte-sur durante varios sismos
(a) Eventos con la misma distancia epicentral (280-310 km)
(b) Eventos con diferente distancia epicentral

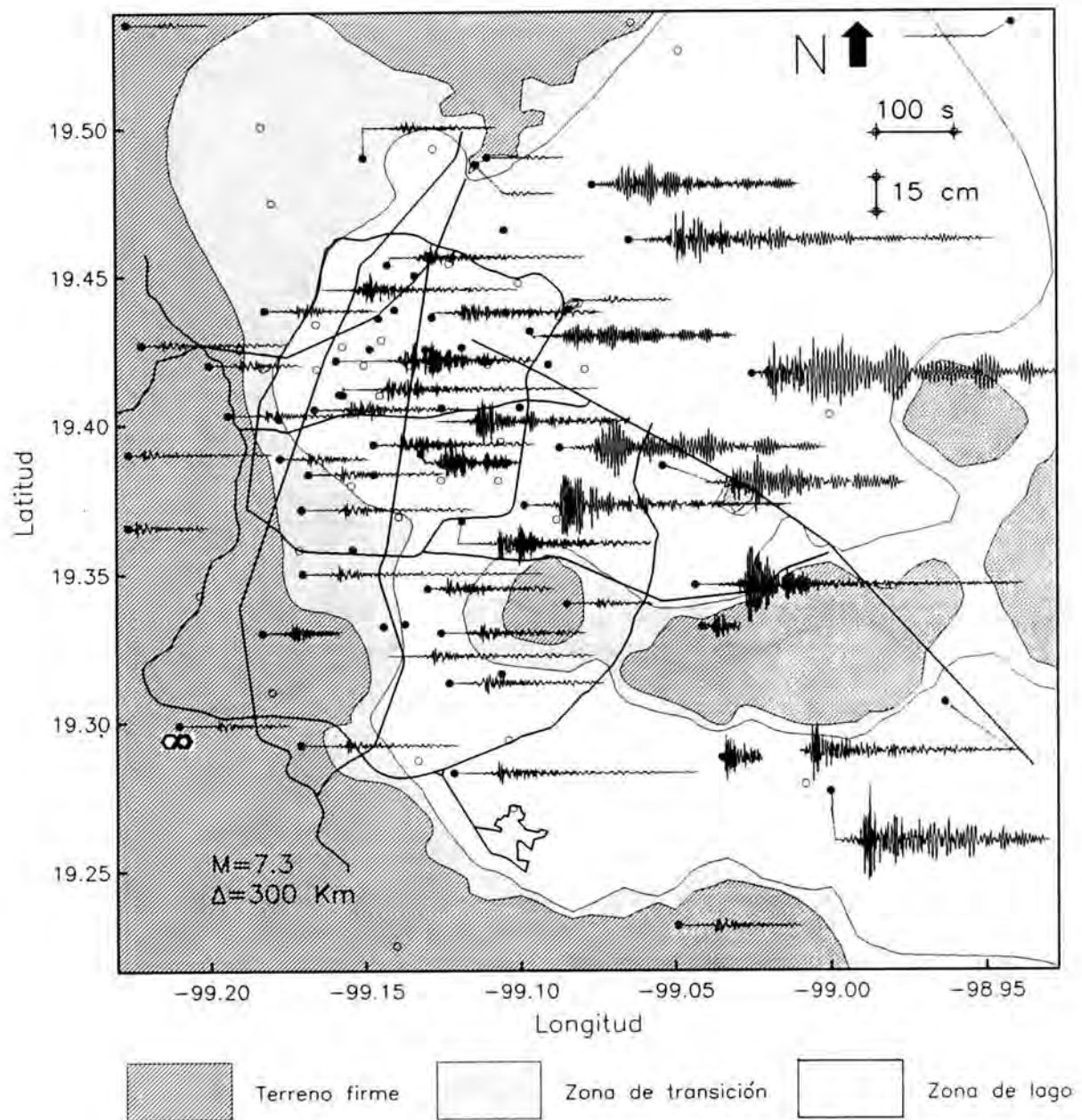


Fig 9. Desplazamientos del terreno durante el sismo del 14 de septiembre de 1995, componente norte-sur

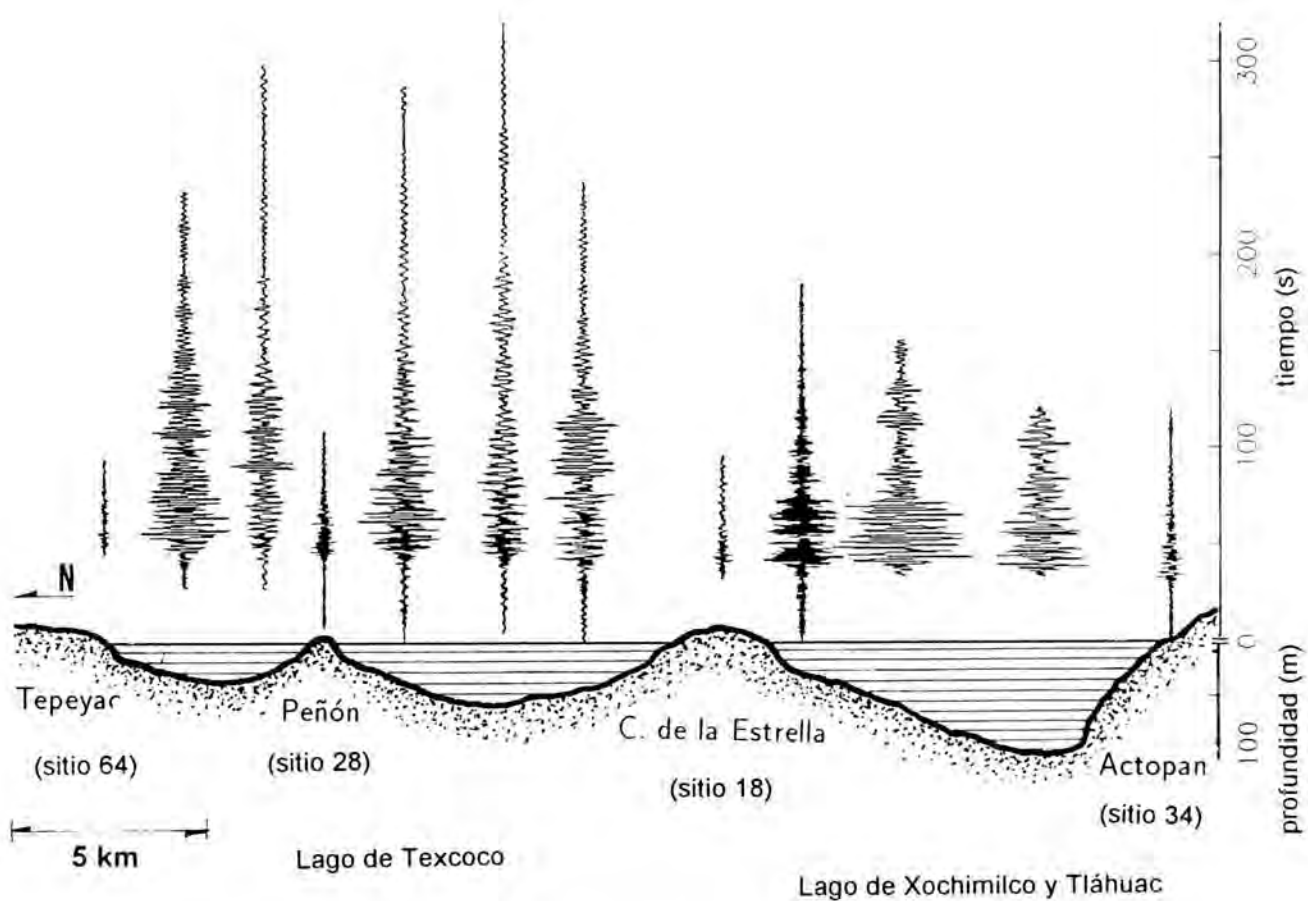


Fig 10. Aceleraciones del terreno en una sección norte-sur del valle (B-B' en la figura 2) para el sismo del 25 de abril de 1989, componente norte-sur

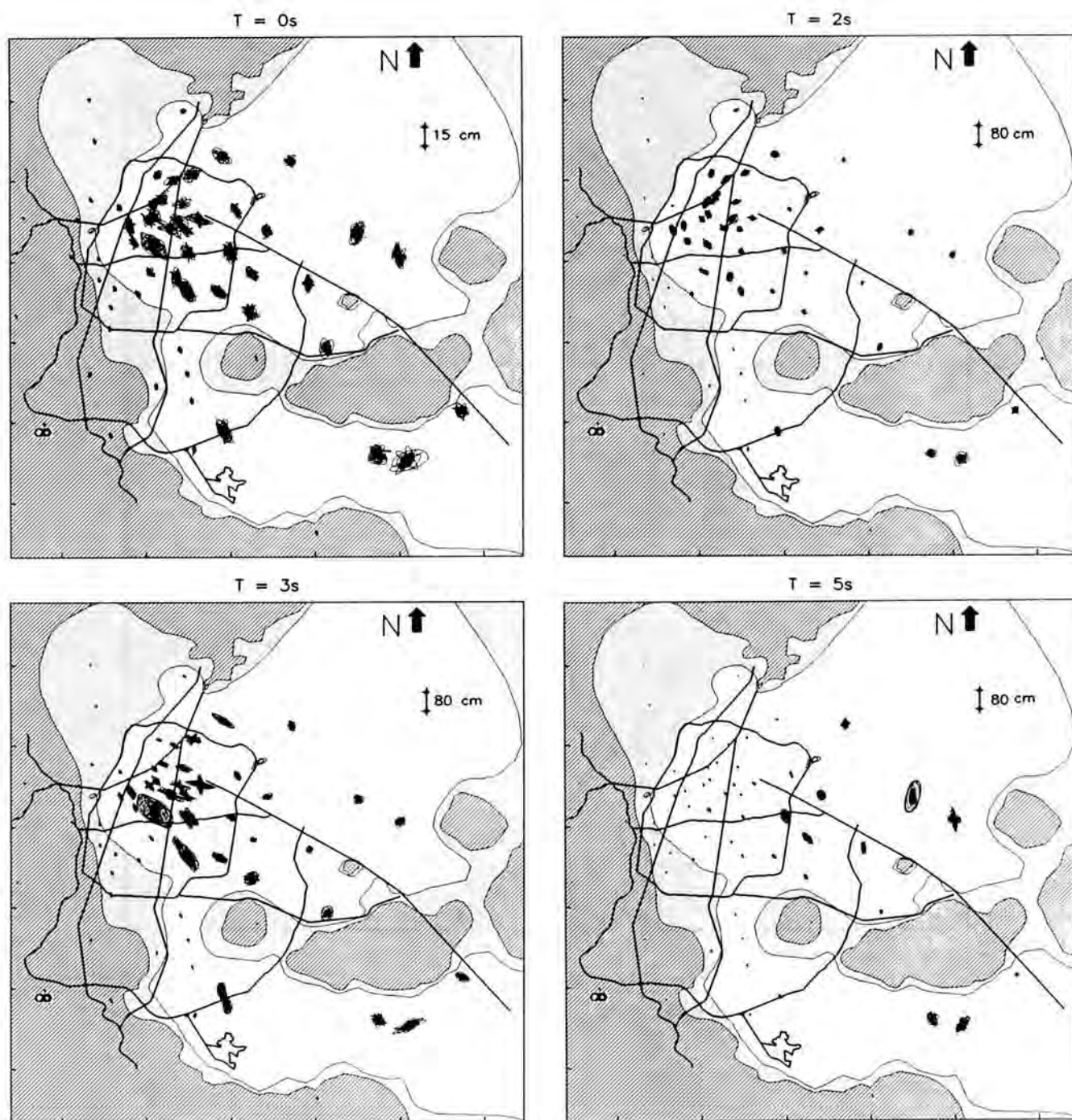


Fig 11. Desplazamientos en el plano horizontal para cuatro periodos estructurales durante el sismo del 25 de abril. Nótese que la escala para $T=0$ s es diferente

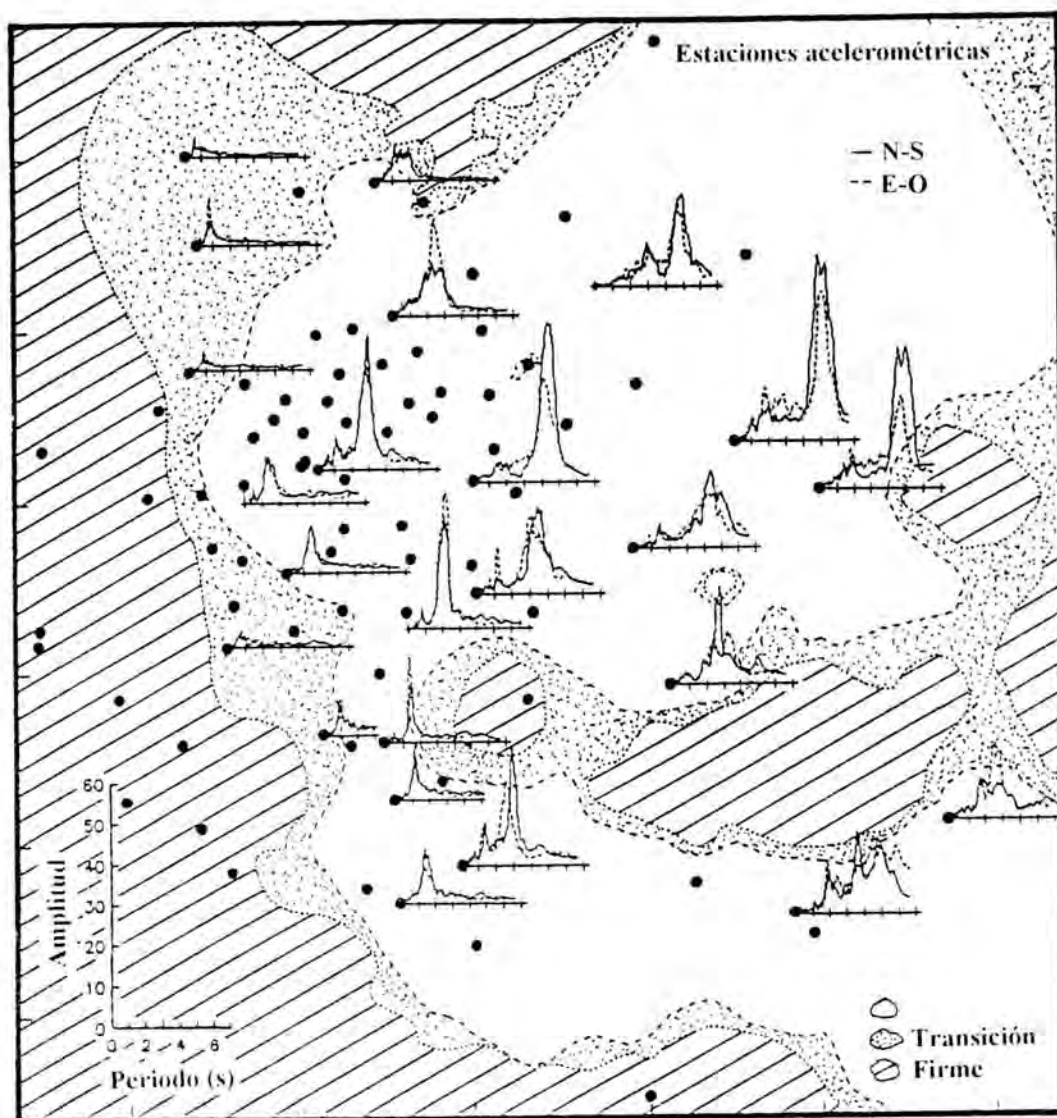


Fig 12. Cocientes espectrales promedio calculados para algunos sitios en la zona de lago del valle de México

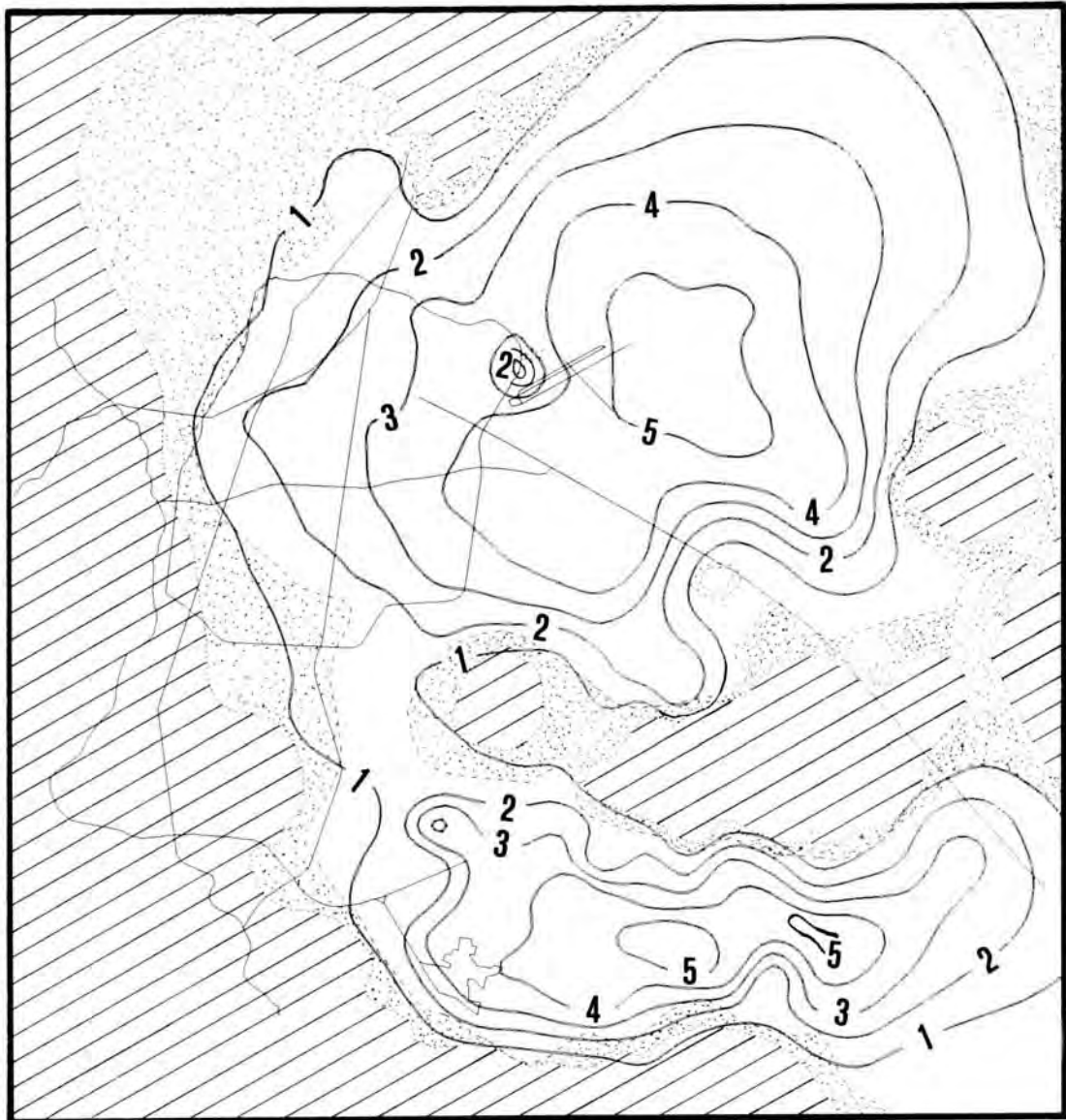


Fig 13. Mapa de la ciudad de México con curvas de igual periodo basada en datos de sismos y de vibración ambiental

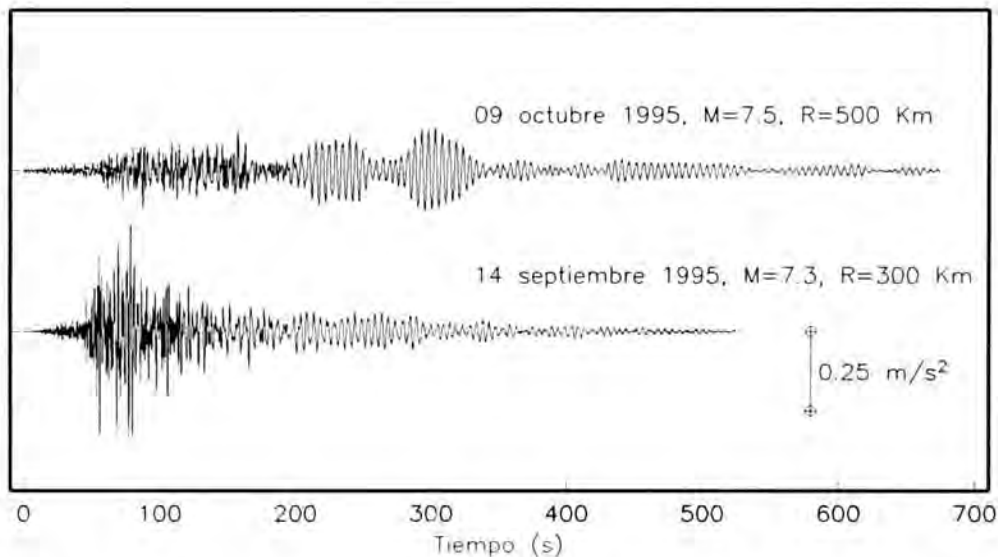


Fig 14. Registros del componente este-oeste durante dos sismos recientes en la estación 31 (Ciudad Nezahualcóyotl)

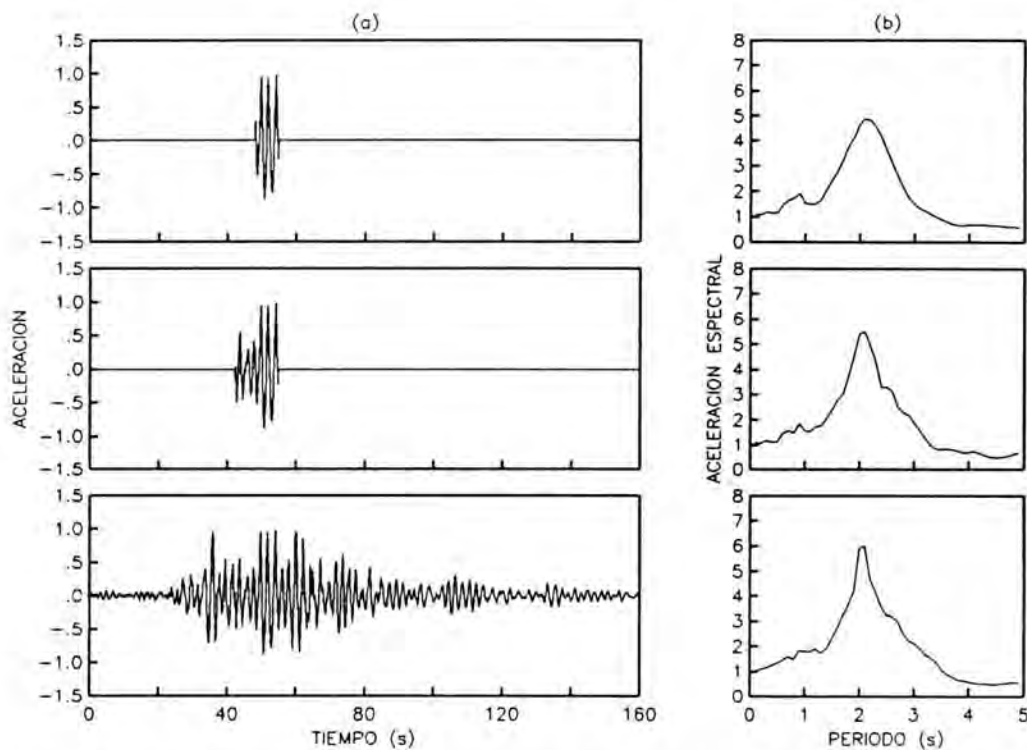


Fig 15. Registro del componente norte-sur del sismo del 19 de septiembre de 1985 en el sitio SC (Secretaría de Comunicaciones y Transportes) y espectros de respuesta calculados con distintas partes del registro

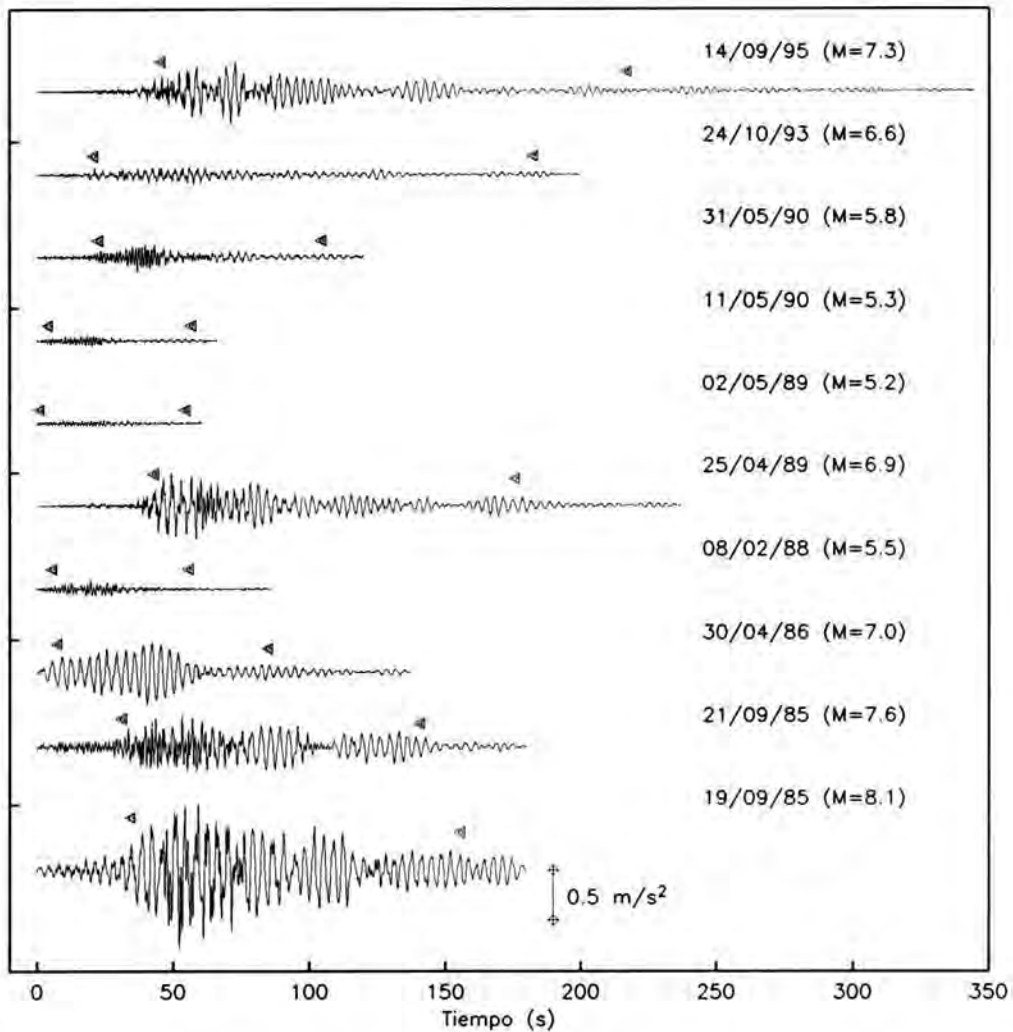


Fig 16. Registros del componente norte-sur en la estación Central de Abastos (CD). Los triángulos indican el inicio y final de la duración de la etapa intensa calculada como se indica en el texto

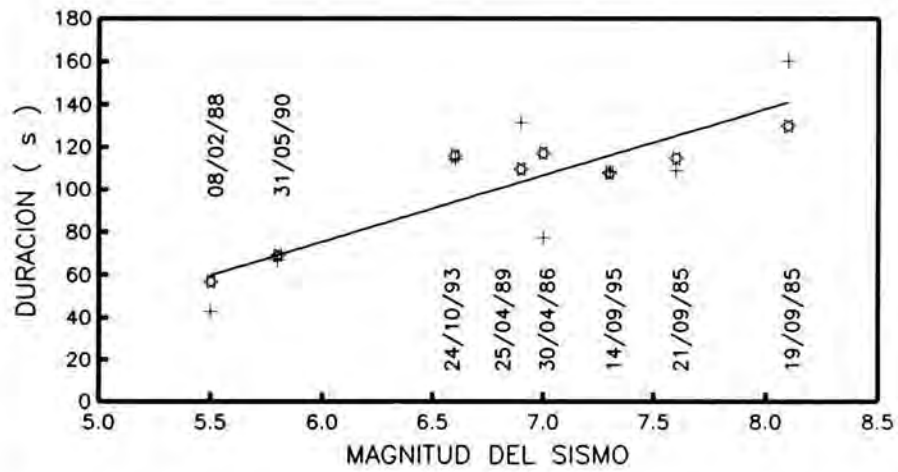


Fig 17. Duración de la etapa intensa contra magnitud en el sitio CD

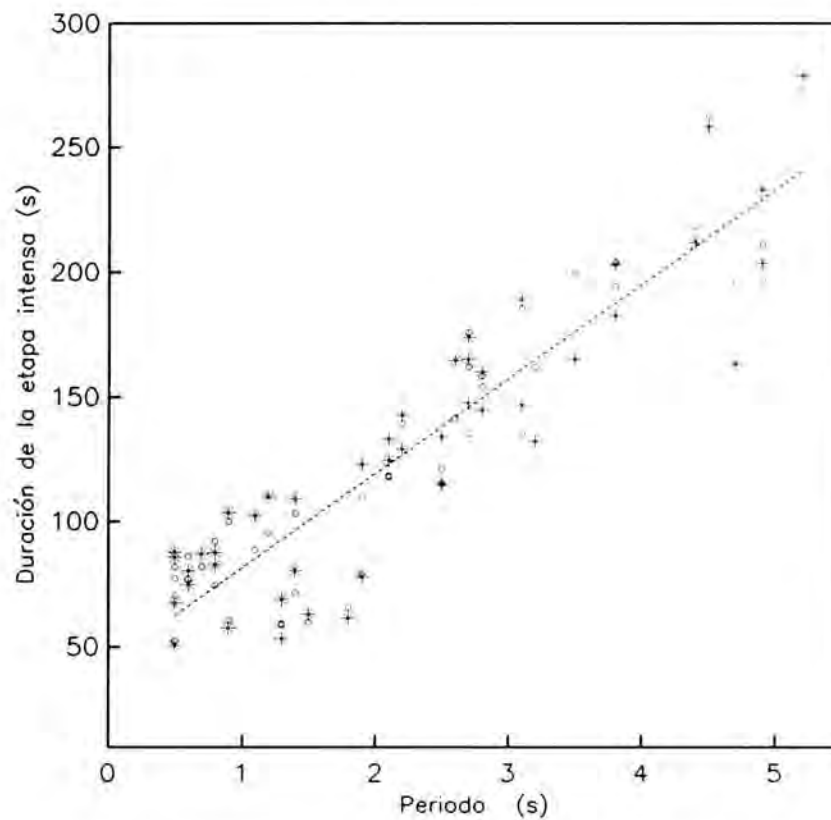


Fig 18. Duración de la etapa intensa contra periodo para todos los sitios del valle de México durante el sismo del 24 de octubre de 1994