

La Sismología en México:

**10 años después del temblor de
Michoacán del 19 de Septiembre de 1985**

Monografía No. 2 Unión Geofísica Mexicana

Francisco Medina Martínez

Luis A. Delgado Argote

Gerardo Suárez Reynoso

Editores



UNION GEOFISICA MEXICANA



LA SISMOLOGIA EN MEXICO: 10 AÑOS DESPUES DEL TEMBLOR DE MICHOACAN DEL 19 DE SEPTIEMBRE DE 1985 (M=8.1)

Francisco Medina Martínez †
Instituto de Geofísica, UNAM

Luis A. Delgado Argote
División de Ciencias de la Tierra
CICESE

Gerardo Suárez Reynoso
Instituto de Geofísica, UNAM

Editores

Monografía No. 2



UNION GEOFISICA MEXICANA

Entre los propósitos principales de la Unión Geofísica Mexicana están los de promover las reuniones científicas y coadyuvar en la difusión de las actividades de investigación sobre Ciencias de la Tierra. Por esta razón, y para apoyar las acciones de *Geofísica Internacional* y *Geos*, la Unión edita esta segunda Monografía de una serie con la que la Unión Geofísica Mexicana pretende mostrar un panorama amplio sobre investigaciones en las distintas disciplinas de las Ciencias de la Tierra. Las monografías, escritas en español, están dirigidas tanto a estudiantes como a investigadores para facilitar las labores de docencia y de investigación, donde la meta es la de ofrecer publicaciones con contenido de alta calidad.

Copyright © 1995 por la Unión Geofísica Mexicana
Monografía Geofísica No. 2
La Sismología en México: 10 años después del temblor de
Michoacán del 19 de Septiembre de 1985 (M=8.1)
Editores F. Medina Martínez, L.A. Delgado Argote y G. Suárez Reynoso
Coordinador de la serie Luis A. Delgado Argote

Todos los materiales incluidos en este volumen pueden ser
fotocopiados libremente para propósitos educativos y
científicos otorgando los créditos a los autores
correspondientes © Unión Geofísica Mexicana (en trámite)

A la memoria de

FRANCISCO MEDINA MARTINEZ

*Investigador, Maestro, Divulgador,
Promotor, Editor,
Compañero, Amigo*

CONTENIDO

PREFACIO	viii
----------------	------

RECONOCIMIENTOS	ix
-----------------------	----

PRIMERA PARTE

LOS PRIMEROS ANALISIS DE LOS SISMOS DE MICHOACAN DE SEPTIEMBRE DE 1985 (tomados de Geophysical Research Letters, vol. 13, No. 6, 1986)

AMBIENTE TECTONICO Y PARAMETROS DE FUENTE DEL TERREMOTO DEL 19 DE SEPTIEMBRE DE 1985, DE MICHOACAN, MEXICO.....	1
Holly Eissler, Luciana Astiz y Hiroo Kanamori.	

LOS TERREMOTOS DE MICHOACAN DE SEPTIEMBRE DE 1985: DISTRIBUCION DE REPLICAS E HISTORIA DE LA RUPTURA.	7
Grupo de Sismología de la UNAM.	

ESTRUCTURA FINA DE POST-FALLAMIENTO EN UNA ZONA WADATI-BENIOFF	12
Christian Stolte, Karen C. McNally, Jaime González-Ruiz, Gerry W. Simila, Alfonso Reyes, Cecilio Rebollar, Luis Munguía y Luis Mendoza.	

EL TERREMOTO DE MICHOACAN DEL 19 DE SEPTIEMBRE 1985: DATOS DE ACELERACION PARA REPLICAS REGISTRADAS POR INSTRUMENTOS DE MOVIMIENTOS FUERTES INSTALADOS TEMPORALMENTE	17
Luis Munguía, Gerry W. Simila, Karen C. McNally y Howard Thompson.	

SISMOGENESIS DEL GRAN TERREMOTO ($M_s=8.1$) DE MICHOACAN, MEXICO DE 1985.	22
Karen C. McNally, Jaime R. González-Ruiz y Christian Stolte.	

DAÑO ESTRUCTURAL EN LA CIUDAD DE MEXICO.	28
John F. Hall y James L. Beck.	

FACTORES QUE CONTRIBUYERON A LA CATASTROFE EN LA CIUDAD DE MEXICO DURANTE EL TERREMOTO DEL 19 DE SEPTIEMBRE DE 1985.	33
James L. Beck y John F. Hall.	

CARACTERISTICAS DE LA FUENTE DEL TERREMOTO DE 1985 DE MICHOACAN, MEXICO, A PERIODOS DE 1 A 30 SEGUNDOS	38
Heidi Houston y Hiroo Kanamori.	

MECANISMO DE LA FUENTE DEL TERREMOTO DE MICHOACAN DEL 19 DE SEPTIEMBRE DE 1985 Y SUS IMPLICACIONES	44
Keith F. Priestley y T. Guy Masters.	

UN ANALISIS DE BANDA MUY ANCHA DEL TERREMOTO DE MICHOACAN, MEXICO, DE SEPTIEMBRE 19 DE 1985	49
Göran Ekström y Adam M. Dziewonski.	

ESPECTROS DEL TENSOR DE MOMENTO DE LOS TERREMOTOS DE MICHOACAN, MEXICO DEL 19 Y 21 DE SEPTIEMBRE DE 1985.	54
Mark A. Riedesel, Thomas H. Jordan, Anne F. Sheehan y Paul G. Silver.	

SEGUNDA PARTE:

LA SISMOLOGIA EN MEXICO: 10 AÑOS DESPUES DEL TEMBLOR DE MICHOACAN DEL 19 DE SEPTIEMBRE DE 1985 (M=8.1)

DIEZ AÑOS DESPUES: UNA REINTERPRETACION DE LA CATASTROFE DE 1985	61
Cinna Lomnitz.	

DISPERSION Y ATENUACION SISMICA	68
Federico J. Sabina.	

INTRODUCCION AL METODO PSEUDO-ESPECTRAL PARA LA SIMULACION DE LA PROPAGACION DE ONDAS ELASTICAS.	76
Rafael Avila-Carrera, Francisco José Sánchez-Sesma y Raúl Madariaga.	

RESPUESTA SISMICA DE MEDIOS ESTRATIFICADOS IRREGULARES USANDO EL METODO INDIRECTO DE ELEMENTOS DE FRONTERA: APLICACION AL ESTUDIO DE LA INFLUENCIA DE LA ESTRUCTURA PROFUNDA EN LA RESPUESTA SISMICA DE LA CUENCA DE MEXICO.	85
F.J. Sánchez-Sesma, R. Vai, J.M. Castillo y F. Luzón.	

VARIACIONES ARTIFICIALES DE SISMICIDAD Y SU EVALUACION. ALGUNOS EJEMPLOS EN MEXICO.	100
F. Ramón Zúñiga y Stefan Wiemer.	

INFLUENCIA DE LA INTERACCION CINEMATICA EN LOS PARAMETROS DINAMICOS DE SISTEMAS SUELO-ESTRUCTURA.....	111
Javier Avilés y Luis E. Pérez-Rocha.	
DISPERSION DE ONDAS SUPERFICIALES Y ATENUACION SISMICA EN LA ZONA DE LAGO DE LA CUENCA DE MEXICO	131
José Luis Rodríguez-Zúñiga, Evangelina Romero-Jiménez, Jaime Ramos-Martínez y Juan Martín Gómez-González.	
DISPERSION DE ONDAS SUPERFICIALES EN EL VALLE DE MEXICO Y SU INFLUENCIA EN LA RESPUESTA SISMICA DE LA ZONA DE LAGO EN SEPTIEMBRE DE 1985	143
Francisco J. Chávez-García.	
ESTUDIOS DE ATENUACION SISMICA EN LA ZONA DE SUBDUCCION DE MEXICO.	157
Raúl R. Castro Escamilla.	
SISMOTECTONICA DEL SUR DE MEXICO: SUBDUCCION DE LAS PLACAS DE RIVERA Y COCOS BAJO LA PLACA NORTEAMERICANA.	165
Mario Pardo y Gerardo Suarez.	
35 AÑOS DE INSTRUMENTACION Y REGISTRO DE TEMBLORES FUERTES EN MEXICO	191
Roberto Quaas W.	
LA RED DE ACELEROGRAFOS DEL NOROESTE DE MEXICO	198
Luis Munguía, Victor Wong, Antonio Vidal y Miguel Navarro.	
ESTUDIO DE SISMICIDAD EN LA ZONA GEOTERMICA LAS TRES VIRGENES, BAJA CALIFORNIA SUR.	212
Luis Munguía y Victor Wong.	
PARAMETROS DE FUENTE DE LA ACTIVIDAD SISMICA QUE OCURRIO EN MARZO DE 1993 EN LA BAHIA DE LAS ANIMAS, BAJA CALIFORNIA.	229
Cecilio J. Rebollar, José Castillo-Román y Antonio Uribe.	
ANALISIS DE MICROSISMICIDAD REGISTRADA EN UN ACELEROGRAFO EN EL NORTE DE LA ISLA ANGEL DE LA GUARDA, BAJA CALIFORNIA	236
Cecilio J. Rebollar y José Castillo-Román.	

PREFACIO

El impacto emocional, económico y científico producido por el temblor del 19 de septiembre de hace 10 años, marca un parteaguas en la investigación sismológica mexicana y un cambio en la actitud, tanto gubernamental como de la población civil, acerca del conocimiento sismológico. El sismo de 1985 provocó también que distintas líneas de investigación en Ciencias de la Tierra se abocaran a entender un fenómeno natural de grandes dimensiones.

Esta monografía está dividida en dos partes. La primera reúne 11 artículos publicados en junio de 1986 en la revista *Geophysical Research Letters* (Vol. 13, No. 6). Consideramos importante incluir esta serie de artículos por haber sido los primeros sobre el tema. Algunos de estos trabajos se presentaron en la reunión anual de la American Geophysical Union en diciembre de 1985 en San Francisco, California. En ellos se documentan los resultados de las primeras observaciones sobre el sismo a través de diferentes técnicas para entender aspectos, tanto tectónicos de la zona sismogénica, como del comportamiento del terreno y de las edificaciones de la Ciudad de México. A pesar de que después de estos trabajos se han escrito numerosos artículos donde se ofrecen análisis más acabados de los sismos del 19 y 21 de septiembre (como los de la segunda parte de este libro), es importante el valor histórico de éstos, en donde se discute la vacancia sísmica de Michoacán, los periodos de vibración elástica y otros factores que contribuyeron a la catástrofe de la Ciudad de México, porque es en ese momento cuando se evaluó la importancia de los registros sismológicos y se discutieron las normas de construcción.

Una excelente revisión acerca de algunos conceptos sismológicos y actitudes de expertos y no profesionales en la materia abre la segunda parte del libro "La sismología en México: diez años después del temblor de Michoacán del 19 de septiembre de 1985 ($M=8.1$). Esta segunda parte está distribuida en temas que tratan, desde aspectos teóricos y metodológicos, observacionales y de análisis, desarrollo de redes instrumentales, hasta estudios de sitio en la margen del Golfo de la península de Baja California, en el sistema de fallamiento transforme San Andrés-Golfo de California. Esta segunda parte es solo una muestra de las investigaciones actuales, que en el campo de la sismología, se están desarrollando en el país.

Es nuestro deseo, tan intenso como el que impulsó a Francisco Medina a iniciar el proyecto de las Monografías de la Unión Geofísica Mexicana, que este libro y los siguientes estimulen la investigación en las Ciencias de la Tierra y que sea una invitación a enriquecer el escaso acervo bibliográfico en nuestro idioma.

Finalmente, este libro está dedicado a la memoria de las víctimas de los terremotos de septiembre de 1985, en espera de que aprendamos que no hay peor riesgo que el provocado por la ignorancia acerca de los fenómenos naturales. Al respecto, y motivado por la experiencia de 1985, dice Carlos Monsiváis que "las autoridades terminan por darle valor científico a sus promesas de seguridad".

Luis A. Delgado Argote
División de Ciencias de la Tierra, CICESE

Ensenada, Baja California, septiembre de 1995

RECONOCIMIENTOS

Este libro sobre la sismología en México es producto de un proyecto que Francisco Medina inició en 1993 como parte de una serie de Monografías de la Unión Geofísica Mexicana. Francisco coordinó las traducciones de la primera parte del libro y el arbitraje de la segunda. Desgraciadamente, Pancho no vio la impresión de su trabajo; fue difícil retomar el concepto de ese incansable editor, pero esperamos haber alcanzado el estilo y la calidad editorial que él deseó.

En esta labor participaron en la traducción Guadalupe González, María Eugenia García, Mario González y Juan Carlos Montalvo. La revisión de estilo de las traducciones fue de Marisa Echavarría. En la revisión técnica de algunas traducciones fuimos apoyados por Raúl Castro, Luis Munguía y Juan García; en la revisión de los manuscritos finales participaron Manuel Cruz y Juan García, a quienes L.A.D.A. agradece su paciencia y sentido del humor.

Agradecemos a Judy C. Holoviak, Directora de Publicaciones de la American Geophysical Union, por permitirnos incluir las versiones en español de los trabajos publicados sobre el sismo en la revista *Geophysical Research Letters* (Vol. 13, No. 6).

El árido trabajo de capturar y editar textos y figuras por medio del scanner fue de Héctor Manzo. Sin el apoyo técnico editorial en la captura y manejo del material gráfico y escrito por parte de Víctor Manuel Frías Camacho y Marcos Paulo González Otero, del Departamento de Geología del CICESE, esta obra difícilmente hubiera alcanzado esta calidad.

Esta obra fue financiada con fondos de la Unión Geofísica Mexicana, del CICESE y de la Secretaría de Educación Pública, a través del Departamento de Apoyo a la Difusión y Extensión.

Cada uno de los artículos fue revisado por dos o más árbitros, a los cuales agradecemos su tiempo y esfuerzo.

PRIMERA PARTE

**LOS PRIMEROS ANALISIS DE LOS SISMOS DE MICHOACAN DE
SEPTIEMBRE DE 1985**
(tomados de Geophysical Research Letters, vol. 13, No. 6, 1986)

AMBIENTE TECTONICO Y PARAMETROS DE FUENTE DEL TERREMOTO DEL 19 DE SEPTIEMBRE DE 1985, DE MICHOACAN, MEXICO.

Holly Eissler, Luciana Astiz y Hiroo Kanamori.

Seismological Laboratory, California Institute of Technology, Pasadena, CA 91125

RESUMEN

El análisis de ondas de cuerpo y superficiales de período largo del terremoto de septiembre de 1985 en las costas de Michoacán, México, muestra que el evento fue de subducción intraplacas con un bajo ángulo de inclinación del plano de falla ($\delta=9^\circ$, con rumbo paralelo a la Trinchera Mesoamericana ($\varphi=288^\circ$) y una pequeña componente de movimiento lateral izquierdo ($\lambda=72^\circ$) con profundidad de la fuente de 17 km y un momento sísmico que fue mayor a 1×10^{28} dinas-cm. El terremoto fue un evento múltiple, con una segunda fuente de momento, geometría de falla y profundidad similar, que ocurrió aproximadamente 26 s después del primero. La directividad en la función de tiempo de las ondas de cuerpo indica que el segundo evento ocurrió aproximadamente 100 km al sureste del primero. Esto sugiere que la primera ruptura de la porción más al norte de la vacancia de Michoacán se propagó con una liberación de bajo momento a través de la zona de ruptura del terremoto de Playa Azul de 1981, y rompió la aspereza remanente en la porción más al sur de la vacancia. El momento sísmico obtenido a partir de ondas Rayleigh y Love está entre $1.0 - 1.7 \times 10^{28}$ dinas-cm ($M_w=7.9-8.1$), representando el momento más grande para un terremoto en la zona de subducción de México. La comparación de sismogramas en Pasadena de otros grandes eventos de México muestran que el terremoto de Michoacán es básicamente del mismo tamaño que el terremoto de Jalisco de 1932 y claramente mayor que otros eventos significativos en México desde 1932. El momento sísmico y el tiempo del último gran terremoto ocurrido en Michoacán (1911) ajusta a una relación empírica entre el momento y el tiempo de recurrencia para la región de la zona de subducción de Guerrero-Oaxaca. La gran réplica que ocurrió el 21 de septiembre ($M_s=7.5$) tuvo la misma geometría que el evento principal, una profundidad un poco más grande que la fuente (22 km), una función simple de tiempo y un momento sísmico entre $2.9 - 4.7 \times 10^{27}$ dinas-cm ($M_w=7.6-7.7$).

INTRODUCCION

El terremoto del 19 de septiembre de 1985 en las costas de México, fue el evento más desastroso en este país; tuvo un costo mayor a 10,000 vidas; dejó cientos de miles de damnificados y dañó más de 800 edificios en la ciudad de México. Los parámetros epicentrales reportados por el National Earthquake Information Center (NEIC) en Golden, Colorado, son $18.27^\circ N$, $102.31^\circ W$, tiempo de origen 13 h 17 m 48.1 s UT, profundidad de 33 km (fija) y $M_s=8.1$. El evento ocurrió a lo largo de una parte del límite de las placas de Cocos-Norteamérica en una región identificada como la vacancia sísmica de Michoacán (Kelleher et al., 1973). La vacancia había estado sin actividad desde, al menos, 1911, cuando ocurrió un terremoto destructivo de magnitud $7 \frac{3}{4}$ (Gutenberg y Richter, 1954).

La Figura 1 muestra las áreas de réplicas de todos los eventos someros con magnitud $M \geq 7$ en la costa de México, a partir de 1950. Los segmentos de la interfase de las placas inmediatamente adyacentes a la vacancia de Michoacán han experimentado eventos recientes a intervalos cortos y regulares. Hacia el noroeste, el área de

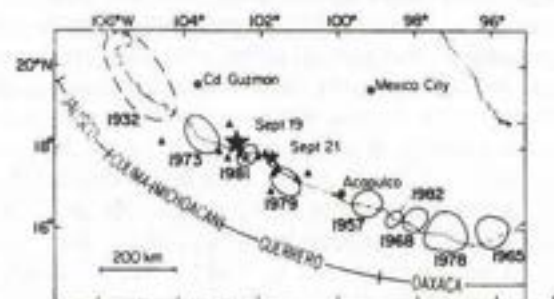


Figura 1. Mapa del centro de México mostrando las áreas de réplicas (elipses) de eventos de zona de subducción a partir de 1950 con $M > 7$. El terremoto de septiembre de 1985 es señalado con una estrella, y su réplica, $M_s=7.5$, con una estrella más pequeña. Los otros símbolos son las réplicas de un mes, cuyas localizaciones preliminares fueron reportadas por el NEIC. La región en línea interrumpida es el área de réplicas del evento $M_s=8.1$ de Jalisco (Singh et al., 1985). Las referencias de las otras áreas de réplicas se encuentran en Astiz y Kanamori (1984).

Colima ha tenido eventos recientes en 1941 y 1973 (un intervalo de 32 años) y, hacia el sureste del área de Petatlán al norte de Guerrero, tuvo eventos en 1943 y 1979 (intervalo de 36 años). Un promedio en el intervalo de recurrencia para el límite de placas de alrededor de 33 ± 8 años fue encontrado por McNally and Minster (1981), aunque diferentes sub-segmentos tienen algunos intervalos diferentes (Astiz y Kanamori, 1984). Al sur de la zona de Petatlán, en la parte central de la costa, se encuentra un área sin grandes terremotos, conocida como la vacancia sísmica de Guerrero. La distancia de la ciudad de México a la vacancia de Guerrero es más corta que a cualquier otra región de la Trinchera Mesoamericana. Los últimos eventos grandes localizados en la vacancia de Guerrero fueron en 1899 ($M=8$) y 1907 ($M=8$) (Astiz y Kanamori, 1984).

El terremoto de Acapulco ($M_s=7.5$), ocurrido en el sur de Guerrero en 1957, dañó cientos de edificios en la ciudad de México; sin embargo, el número de estructuras que se colapsaron completamente fue mucho menor que en el terremoto de septiembre de 1985. Al sur de Acapulco, la interfase de placas es muy activa con grandes terremotos recientes. El mayor terremoto anterior al de 1985 fue localizado cerca de las costas de Jalisco en 1932 ($M_s=8.1$), el cual se presenta en la Figura 1 como la región en línea discontinua.

En 1981, el terremoto de Playa Azul ($M_s=7.3$) ocurrió en el centro de la vacancia de Michoacán. El epicentro del terremoto de septiembre de 1985 se localizó en el segmento norte de la vacancia de Michoacán, entre las zonas de réplicas de 1973 y 1981. La Figura 1 muestra las localizaciones de las réplicas de un mes (las localizaciones son preliminares del NEIC y se grafican sólo para eventos que reportaron tiempos de arribo ≥ 10). Generalmente las réplicas se localizan entre los límites de las zonas de réplica de 1973 y 1979, lo cual indica que hubo menor actividad de réplicas dentro de la pequeña zona que se desplazó en el terremoto de Playa Azul. La mayor réplica ($M_s=7.5$) ocurrió aproximadamente 36 horas después del terremoto principal del 21 de septiembre, en la parte sur de la vacancia entre las zonas de réplica de 1981 y 1979. La actividad parece terminar en el límite norte de la zona de 1979; sin embargo, dos grandes eventos tardíos ocurrieron claramente al sur de la zona el 28 de septiembre ($m_b=5.0$) y el del 3 de octubre ($m_b=4.5$), en la región más al norte de la vacancia de Guerrero.

Singh et al. (1980) han sugerido que el evento de $M=7.3/4$ de 1911, localizado en el área de Michoacán por Gutenberg and Richter (1954), fue alrededor de 200 km más al noroeste, en Jalisco, y la falta de otro gran terremoto en el registro histórico en el área de Michoacán podría significar una vacancia sísmica "permanente". Coincidiendo con la vacancia de Michoacán, la zona de fractura de

Orozco intersecta la trinchera Mesoamericana por cerca de 150 km. Previo al terremoto de septiembre de 1985, el área de Michoacán, con su quietud sísmica y la zona de fractura en subducción, era similar al área del sur de Oaxaca, donde la cordillera de Tehuantepec está subduccionándose y donde no hay registros históricos de grandes terremotos. Se ha sugerido que una posibilidad para explicar la quietud sísmica en estas áreas es que los rasgos existentes en la zona de fractura Orozco y la dorsal de Tehuantepec pueden estar afectando localmente el proceso de subducción, de manera que la zona se subducciona asísmicamente, o más lentamente, que en regiones adyacentes del límite entre las placas (Singh et al., 1980; McNally and Minster, 1981; Le Fèvre and McNally, 1985). Alteraciones características de la zona de subducción se observan en otras regiones del cinturón circum-Pacífico, donde áreas topográficamente anómalas del piso oceánico se están subduccionando (Vogt et al., 1976).

El patrón de intensidad del evento de 1911 fue similar al evento de Michoacán de 1985, lo cual sugiere un epicentro similar. La literatura reporta que el "centro del disturbio" (por ejemplo, casas destruidas, muertes y fuerte sacudimiento) fue cerca de Ciudad Guzmán en el estado de Jalisco, cerca de 260 km del epicentro dado por Gutenberg y Richter (Branner, 1912; Figueroa 1959). El evento de 1985 causó fatalidades y colapsos estructurales en Ciudad Guzmán. Igual que el evento de 1985, el de 1911 también causó muertes en la ciudad de México; la intensidad reportada fue de VIII, la mayor de cualquier terremoto ocurrido entre 1900 y 1959. Para comparar, la intensidad observada en la ciudad de México del temblor fue de $M_s=8.1$, mientras que la de Jalisco de 1932 fue solamente de V (Figueroa, 1959). Examinando la determinación epicentral de Gutenberg y Richter del terremoto de 1911, se observa que los datos de México (tres tiempos S-P y un tiempo directo de P) fueron incluidos en su análisis y apoyan una localización en el mar, al norte de Michoacán.

SISMOGRAMAS DE TERREMOTOS GRANDES DE MEXICO REGISTRADOS EN PASADENA

Registros de instrumentos del Seismological Laboratory of Pasadena, CA, de grandes terremotos provenientes de la zona de subducción en México fueron recolectados para compararse en bandas de periodo diferentes. La Figura 2 presenta cerca de 12 minutos del instrumento horizontal Wood-Anderson, en la componente norte-sur. Aunque las amplitudes de las ondas superficiales son afectadas por el mecanismo y profundidad de la fuente, la mayoría de estos eventos tiene profundidades similares (16-20 km) y

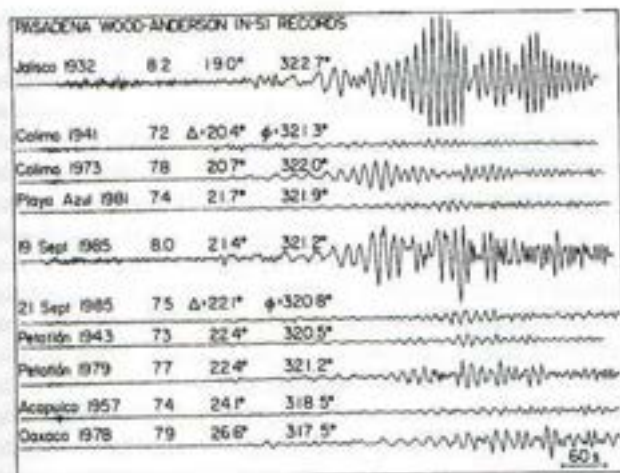


Figura 2. Registros de componente N-S de grandes eventos de fallamiento inverso en México, obtenidos del equipo Wood-Anderson en Pasadena. Los eventos están ordenados geográficamente de noroeste (arriba) a sureste (abajo). Las amplitudes son indicativas de la magnitud, ya que los eventos tienen profundidades y mecanismos similares. El terremoto de septiembre de 1985 es el mayor de todos los otros eventos, excluyendo el terremoto de Jalisco de 1932. Se muestran los valores de M determinados a partir de las amplitudes de ondas superficiales.

mecanismos de fuente (fallas inversas de bajo ángulo en planos paralelos a la trinchera) (Chael and Stewart, 1982; Singh et. al., 1984). De esta manera, las diferencias en amplitud podrían indicar variaciones en la magnitud. La Figura 2 muestra tres tamaños básicos de los eventos. Las amplitudes de las ondas superficiales del terremoto de Michoacán de 1985 son tan grandes como las del terremoto de Jalisco de 1932, que saturó los registros. Los sismos de Colima 1973, Petatlán 1979 y Oaxaca 1978 son comparativamente del mismo tamaño. Los terremotos de Colima de 1941, Petatlán de 1943, Playa Azul de 1981, la réplica de septiembre de 1985 de Michoacán y el de Acapulco de 1957 tienen las amplitudes más pequeñas. El terremoto de Acapulco es anómalo al tener un gran pulso de onda de cuerpo comparado con sus ondas superficiales. Los valores de la magnitud M_s obtenidos de los registros de Wood-Anderson también se muestran en la misma figura.

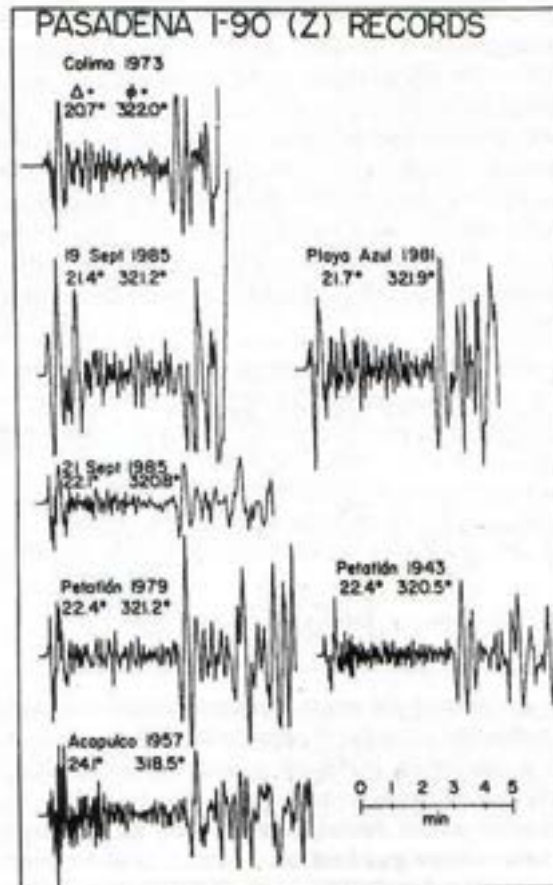


Figura 3. Registros de los mismos eventos obtenidos en un instrumento vertical de banda ancha. Las formas de onda son notablemente similares entre los eventos, excepto para el terremoto del 19 de septiembre de 1985 de Michoacán, el cual muestra un segundo arribo dentro del primer minuto de la onda P, indicando una fuente compleja.

La excepción notable es el terremoto principal de Michoacán, el cual muestra un arribo con retraso menor a 1 minuto detrás de la onda P característica, lo cual indica una función de tiempo compleja. El terremoto de Acapulco tiene una cantidad inusual de altas frecuencias, pero la forma general de las ondas es similar a la de los otros eventos.

PARAMETROS DE FUENTE DEL MODELADO DE LAS ONDAS DE CUERPO

La Figura 3 muestra los registros de banda ancha del instrumento vertical Benioff ($T_p=1$ s, $T_g=90$ s). Este instrumento no estaba instalado durante el terremoto de 1932. Los registros muestran los arribos de las ondas P y S a aproximadamente 4 minutos y el comienzo de la onda superficial. La característica más notable es la similitud de las formas de onda entre los eventos, lo cual indica que los parámetros de fuente y la función de tiempo son similares.

Las ondas P de terremotos registrados globalmente en instrumentos de componente vertical de periodo largo pueden ser modelados por una función de tiempo de 2 fuentes trapezoides de igual duración y momento separadas alrededor de 26 s con una profundidad de la fuente de 17

km y en todas las geometrías de fallas inversas en planos de bajo ángulo ($\delta=9^\circ$, $\phi=288^\circ$, $\lambda=72^\circ$). La Figura 4 presenta las formas de onda observadas y calculadas de once estaciones de la WWSSN y de una estación GEOSCOPE, así como los mecanismos focales y el primer movimiento de la onda P. El momento sísmico de las ondas de cuerpo modeladas es de 8.3×10^{27} dina-cm. La dirección de desplazamiento de este mecanismo es 37° , precisamente la dirección del movimiento local de la placa de Cocos, en la localización epicentral calculada a partir de su polo de rotación.

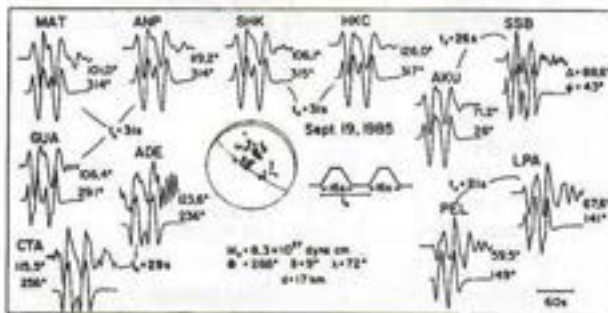


Figura 4. Formas de onda observadas (mencionadas anteriormente) y ondas P calculadas de periodo largo de las estaciones WWSSN y una de GEOSCOPE a distancias telesísmicas. Las formas de onda observadas están acompañadas con el mecanismo focal, una fuente puntual de 17 km y una función de tiempo de dos fuentes cuyo tiempo de separación t_0 varía sistemáticamente con el acimut, indicando la directividad de la fuente.

La profundidad de la fuente y el mecanismo son esencialmente los mismos para todos los grandes terremotos originados en la zona de subducción intraplaca de México. Sin embargo, la doble función de tiempo de la fuente es inusual. El modelado de ondas de cuerpo muestra que la mayor parte de los grandes eventos de la zona de subducción de México tienen funciones simples de tiempo (Chael and Stewart, 1982). Para los pocos eventos que presentan una función de tiempo compleja, la liberación del momento dominante ocurre en un pulso simple (Astiz and Kanamori, 1984; Singh et al., 1984). La excepción es el terremoto de Jalisco de 1932, el cual tuvo un segundo evento de igual tamaño aproximadamente 30 s después del primero, muy semejante a la función de tiempo del terremoto de Michoacán (Singh et al., 1984). Los terremotos con grandes momentos sísmicos, como los de 1932 y 1985, tienden a tener más zonas grandes de ruptura, lo cual incrementa la oportunidad de rompimiento a través de diversas asperezas, para crear así una función de tiempo múltiple.

El tiempo de separación t_0 entre las dos fuentes se ajustó con el acimut para definir las formas de onda observadas y calculadas. La separación de tiempo más grande fue de 31 s para las estaciones con acimut hacia el noroeste y la más corta fue de 21 s para estaciones con acimut hacia el sureste. Las estaciones con acimutes hacia el noreste y suroeste tuvieron separaciones intermedias de 26 s y 29 s, respectivamente. Estos patrones sistemáticos indican que la segunda fuente estuvo localizada al sureste de la primera. Si se supone una falla paralela a la trinchera, la variación observada en t_0 da una separación espacial de alrededor de 100 km. El escenario es tal que el terremoto primero rompió en la parte norte de la vacancia de Michoacán, propagándose hacia el sureste con una liberación de bajo momento a través de la zona de ruptura de 1981 y, en seguida, rompió el segmento sur de la vacancia.

El modelado de las ondas P de las réplicas muestra un mecanismo idéntico al del terremoto principal, con una profundidad de la fuente un poco mayor (22 km). La función de tiempo de la réplica es trapezoidal simple con duración de 13 s. El momento sísmico de las ondas de cuerpo es de 1.2×10^{27} dina-cm.

DETERMINACION DEL MOMENTO A PARTIR DE ONDAS SUPERFICIALES DE PERIODO LARGO

El momento sísmico y la geometría de la falla del terremoto fueron obtenidos a partir de los datos espectrales de amplitud y fase de pasos múltiples de las ondas Rayleigh y Love en 256 s, siguiendo generalmente la metodología de Kanamori and Given (1981). La representación del tensor de momento de la fuente no se usó debido a lo complicado de algunas componentes del tensor de momento restringiéndose a profundidades de fuente grandes. En su lugar, el plano auxiliar de inclinación fuente se fijó a la orientación de la solución del primer movimiento ($\delta_s=81^\circ$, $\phi_s=127^\circ$) y los datos de las ondas superficiales se invirtieron para obtener los valores del mejor ajuste de momento sísmico M_0 y del ángulo de deslizamiento λ_s , usando funciones de excitación para una profundidad de fuente de 16 km. De un conjunto de datos de 42 fases de ondas Rayleigh (R_2 hasta R_4 con 26 fases de la red IDA y 16 de GDSN) con una buena cobertura acimutal, se llegó a una solución con $\lambda_s=91.9^\circ$ y $M_0=1.7 \times 10^{28}$ dina-cm. Los parámetros del plano de falla fueron entonces $\delta=9.2^\circ$, $\phi=295^\circ$, y $\lambda=78^\circ$. La Figura 5 ilustra el ajuste entre los patrones de radiación de las ondas Rayleigh calculados y observados. Cuando se utilizaron 10 fases de ondas Love, la solución que se obtuvo fue virtualmente idéntica

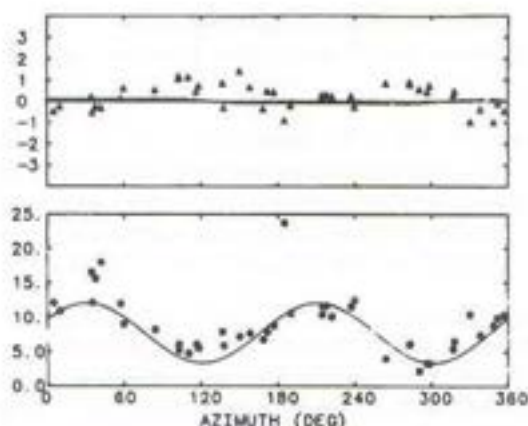


Figura 5. Valores espectrales de fase (triángulos) y amplitud (círculos) observados contra datos acimutales de ondas Rayleigh, comparados con el patrón teórico de la mejor solución. Los valores espectrales están en períodos de 256 s.

($\lambda_s=92.2^\circ$, $M_0=1.6 \times 10^{28}$ dina-cm). El tiempo de proceso de la fuente τ fue de alrededor de 100 s. Con la inversión de 26 fases de ondas Rayleigh de la red IDA para la réplica del 21 de septiembre, de nuevo con el plano de fuerte inclinación fijo, se obtiene la misma geometría ($\lambda_s=92.2^\circ$, o $\delta=9.5^\circ$, $\varphi=289^\circ$, ($\lambda=73^\circ$ para el plano de falla), un momento sísmico de 4.7×10^{27} dina-cm y una τ de alrededor de 60 s.

La restricción del plano auxiliar fuerza un ángulo de buzamiento muy somero (9°) del plano de falla. Aunque esto concuerda con la inclinación obtenida a partir del modelado de ondas de cuerpo, el plano de falla representativo de todo el momento liberado puede tener un ángulo mayor. Para eventos someros, el momento sísmico obtenido a partir de la inversión de ondas superficiales depende del ángulo de buzamiento asumido como $M_{0(1)} / M_{0(2)} = \sin 2\delta_{(2)} / \sin 2\delta_{(1)}$ (Kanamori y Given, 1982). Así, para un buzamiento de 15° en lugar de 9° , el momento es mucho más pequeño en un factor de alrededor de 2. A nuestro juicio, 15° es un valor máximo para el ángulo de buzamiento y el rango del momento del terremoto principal es de $1.1 - 1.7 \times 10^{28}$ dina-cm ($M_w=7.9-8.1$). Para la réplica es de $2.9 - 4.7 \times 10^{27}$ dina-cm, o $M_w=7.6-7.7$.

RELACION ENTRE EL TIEMPO DE RECURRENCIA Y MOMENTO SISMICO

Astiz y Kanamori (1984) obtuvieron una relación empírica entre el promedio del momento sísmico y un promedio de tiempo de recurrencia por región para grandes terremotos en la zona de subducción de México:

$$\log T = \gamma \log M_0 - 7.5, \quad (1)$$

donde T está dada en años y M_0 en dinas-cm. Tomando el terremoto de 1911 como el último evento de la vacancia de Michoacán, su relación predice un momento sísmico de 1.3×10^{28} dina-cm para un evento en 1985, lo cual está dentro del rango del momento encontrado para el terreno de Michoacán. Astiz y Kanamori (1984), basaron su relación en la actividad de la zona de subducción de la región Guerrero-Oaxaca y notaron que no se podían apoyar en la parte norte de la vacancia de Michoacán; ahora podemos extendernos tentativamente dentro del área de Michoacán. La ecuación (1) implica que un evento inminente en la vacancia de Guerrero podría tener un momento sísmico grande ($\sim 10^{28}$ dina-cm). Para los propósitos de la relación $T-M_0$, un simple evento de $M_w=8.0$ podría ser equivalente a la ocurrencia de 2 eventos de $M_w=7.8$, separados en meses; sin embargo, estos dos casos podrían tener diferentes resultados en términos de daños.

CONCLUSIONES

El momento sísmico del terremoto de Michoacán de 1985 está entre $1.1-1.7 \times 10^{28}$ dinas-cm ($M_w=7.9-8.1$). Este evento es comparable con el mayor evento ocurrido en los registros históricos de México: el terremoto de Jalisco de 1932, de $M_0=8.1$.

El momento sísmico de la réplica es de $2.9-4.7 \times 10^{27}$ dina-cm ($M_w=7.6-7.7$).

Los parámetros de fuente a partir del modelado de ondas de cuerpo fueron: buzamiento de la falla 9° ; rumbo 288° ; ángulo de deslizamiento 72° ; y profundidad de la fuente de 17 km. Esencialmente tiene el mismo mecanismo y la misma profundidad que otros eventos de subducción intraplaca ocurridos en México.

El terremoto tuvo una función de tiempo compleja que consiste en dos pulsos iguales con la segunda fuente aproximadamente 26 s después de la primera. La segunda fuente se localizó 100 km al sureste de la primera de acuerdo con la directividad en las ondas de cuerpo. La función de tiempo de las dos fuentes, más la distribución de las réplicas, implican que el terremoto rompió las dos asperezas que faltaban en la vacancia de Michoacán hacia el norte y sur de la zona de ruptura del terremoto de 1981 de Playa Azul.

La mayor duración de la fuente podría haber sido un factor en el daño severo en la ciudad de México. Residentes de la ciudad nos dijeron que, a pesar de haber sentido temblores comparativamente fuertes en los últimos 40 años,

el evento de Michoacán se caracterizó por su inusual tiempo de sacudida.

El momento sísmico del evento es coherente con una relación empírica entre el momento y el tiempo de recurrencia para la zona de subducción de México. Esta relación implica que un terremoto producido en la vacancia de Guerrero pudo tener un momento sísmico similar ($\sim 10^{28}$ dina-cm). Alternativamente, la vacancia de Guerrero podría romperse en una serie de eventos más pequeños dentro de pocos años, separados en lapsos de algunos años y aún estar acorde con la relación empírica.

Agradecimientos. Damos las gracias al personal de algunas estaciones de la WWSSN; al proyecto GEOSCOPE del Institut de Physique du Globe en París; proyecto IDA del Institute for Geophysics and Planetary Physics en la University of California, San Diego; al Center for Seismic Studies en Washington, D.C.; y al U.S. Geological Survey, por permitirnos usar sus datos. Disfrutamos las discusiones con colegas en la sesión especial sobre el terremoto de Michoacán en la reunión del otoño de 1985 de la AGU. Esta investigación fue financiada por el USGS por el convenio 14-08-0001-G1170. Contribución No. 4314 de la Division of Geological and Planetary Sciences, California Institute of Technology, Pasadena, CA 91125.

BIBLIOGRAFIA

- Astiz, L., and H. Kanamori (1984), An earthquake doublet in Ometepe, Guerrero, México, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 34, 24-45.
- Branner, J. (1912), in *Reviews*, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 3, p. 12.
- Chael, E. P., and G. S. Stewart (1982), Recent large earth along the Middle American Trench and their implications for the subduction process, *J. Geophys. Res.*, 87, 329-338.
- Figueroa, J. A. (1959), New seismic chart of Mexico, *Anales del Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México*, 5, 45-162.
- Gutenberg, B., and C. F. Richter (1954), *Seismicity of the Earth and Associated Phenomena*, 135 pp., Princeton University Press, Princeton, NJ.
- Kanamori, H., and H. W. Given (1981), Use of long-period surface waves for rapid determination of earthquake source parameters, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 27, 8-31.
- Kanamori, H., and J. W. Given (1982), Use of long-period surface waves for rapid determination of earthquake source parameters, 2. Preliminary determination of source mechanics of large earthquakes (6.5) in 1980, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 30, 260-268.
- Kelleher, J., L. Sykes, and J. Oliver (1973), Possible criteria for predicting earthquake locations and their application to major plate boundaries of the Pacific and the Caribbean, *J. Geophys. Res.*, 78, 2547-2585.
- LeFevre, L. V., and K. C. McNally (1985), Stress distribution and subduction of aseismic ridges in the Middle America subduction zone, *J. Geophys. Res.*, 90, 4495-4510.
- McNally, K. C., and J. B. Minster (1981), Nonuniform seismic slip rates along the Middle America Trench, *J. Geophys. Res.*, 86, 4949-4959.
- Singh, S. K., L. Ponce and S. P. Nishenko (1985), The great Jalisco, México earthquake of 1932: Subduction of Rivera plate, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 5, 1301-1314.
- Singh, S. K., J. Yamamoto, J. Haskov, M. Guzmán, D. Novelo, and R. Castro (1980), Seismic gap of Michoacán, México, *Geophys. Res. Lett.*, 7, 69-72.
- Singh, S. K., T. Domínguez, R. Castro, and M. Rodríguez (1984), P waveform of large, shallow earthquakes along the Mexican subduction zone, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 74, 2135-2156.
- Vogt, P. R., A. Lowrie, D. Bracey, and R. Hey (1976), Subduction of aseismic oceanic ridges: effects on shape, seismicity, and other characteristics of consuming plate boundaries, *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.*, 172.
- Cita original:
- Holly Eissler, Luciana Astiz, and Hiroo Kanamori, (1986), Tectonic setting and source parameters of the September 19, 1985 Michoacán, Mexico earthquake, *Geophys. Res. Lett.*, vol. 13, No. 6, p., 569-572.

LOS TERREMOTOS DE MICHOACÁN DE SEPTIEMBRE DE 1985: DISTRIBUCIÓN DE REPLICAS E HISTORIA DE LA RUPTURA.

Grupo de Sismología de la UNAM

Instituto de Ingeniería e Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México

RESUMEN

El desastroso terremoto del 19 de septiembre de 1985 ($M_s=8.1$) rompió un segmento de la frontera de la placa a lo largo de la zona de subducción mexicana conocido como la vacancia sísmica de Michoacán, para el cual el potencial sísmico era incierto. Este terremoto fue seguido por otro gran evento el 21 de septiembre ($M_s=7.5$). Sismogramas telesísmicos de período largo muestran que el primer terremoto consistió en dos subeventos separados en el tiempo por 27 s; datos locales de movimientos fuertes indican que el segundo subevento ocurrió alrededor de 95 km al SE del primero. Registros telesísmicos del evento del 21 de septiembre pueden ser modelados por una fuente simple. Áreas de réplicas, deslizamientos y caídas de esfuerzos de estos dos terremotos son 170×50 y 66×33 km², 220 y 330 cm y 19 y 43 bar, respectivamente. En retrospectiva, es probable que el terremoto del 7 de junio de 1911 ($M_s=7.9$) haya ocurrido en la misma región; de ser así, esta área de ruptura fue sólo el 60%, probablemente, con respecto al temblor del 19 de septiembre. Posteriormente, el terremoto del 21 de septiembre parece haber roto en la parte superior del buzamiento de la interfase en la cual rompió el temblor de Petatlán de 1979 ($M_s=7.6$). Estas observaciones sugieren un modo variable de ruptura en la región.

ANATOMÍA DE LA VACANCIA SÍSMICA

Basados en la localización de Gutenberg y Richter (1954) de un temblor del 7 de junio de 1911 ($M_s=7.9$), Kelleher et al. (1953) señalaron una vacancia de alto potencial sísmico en la región. Singh et al. (1980a) encontraron "fuerte evidencia" de que la localización del evento de 1911 tenía un error de 280 km. Ellos basaron su argumento en el mapa de isosistas (Miranda y Marrón, 1914) y en la localización de una réplica. A la misma conclusión llegaron McNally y Minster (1981). Ya que los sismogramas de la red sismológica mexicana fueron extraviados, Singh et al. (1980a) no pudieron localizar el evento principal y otras réplicas. Posteriormente, Singh et al. (1980a, 1981) no encontraron evidencias de un terremoto grande ($M_s \geq 7.5$) en la región durante el último siglo; ellos llamaron a la región "zona de vacancia sísmica de Michoacán", ubicada en la categoría 3 de McCann et al. (1979). La extensión de la vacancia fue constreñida por las áreas de ruptura del terremoto de Colima de 1973 ($M_s=7.5$) al NW y del temblor de Petatlán de 1979 ($M_s=7.6$) al SE (Figura 1). Se ha sugerido (Singh et al., 1980a) que esta vacancia se debe a subducción asísmica o a largos períodos de recurrencia, tal vez relacionados a la zona de fractura Orozco.

El terremoto de Playa Azul del 25 de octubre de 1981 ($M_s=7.3$) ocurrió en la parte central de la vacancia de Michoacán rompiendo un área de alrededor de 40×20 km²

(Havskov et al., 1983) (Figura 1). Aún después de este terremoto, el potencial sísmico de la vacancia no pudo ser definido con precisión (Havskov et al., 1983; LeFevre y McNally, 1985).

Recientemente, supimos que el cuaderno de notas de Gutenberg y Richter (L. Astiz, comunicación personal) mostró que tenían acceso a las lecturas de las estaciones mexicanas. De esta forma, probablemente el evento de 1911 ocurrió en la vacancia.

PRIMER Y SEGUNDO EVENTOS

En este artículo nos referimos someramente a los terremotos del 19 ($M_s=8.1$) y 21 de septiembre ($M_s=7.5$) como eventos principales uno y dos, respectivamente. El mecanismo focal del primer evento principal, a partir de datos de primeros arribos, indica un mecanismo inverso; el plano probable de falla tiene un acimut de 288° y un buzamiento de 9° (Eissler et al., 1986). A partir de sismogramas de período largo de componente vertical (LPZ) en AKU, Islandia, es claro que el primer y el segundo eventos principales pueden ser modelados por dos y una fuente, respectivamente (Figura 2). El sismograma sintético que ajusta la forma de onda observada del primer evento principal requiere dos subeventos separados por 27 s en tiempo, cada uno con un momento sísmico, M_0 , de 2.0×10^{27} dina-cm. Ambos subeventos tienen una profundidad de alrededor de 16 km. El segundo evento principal puede ser

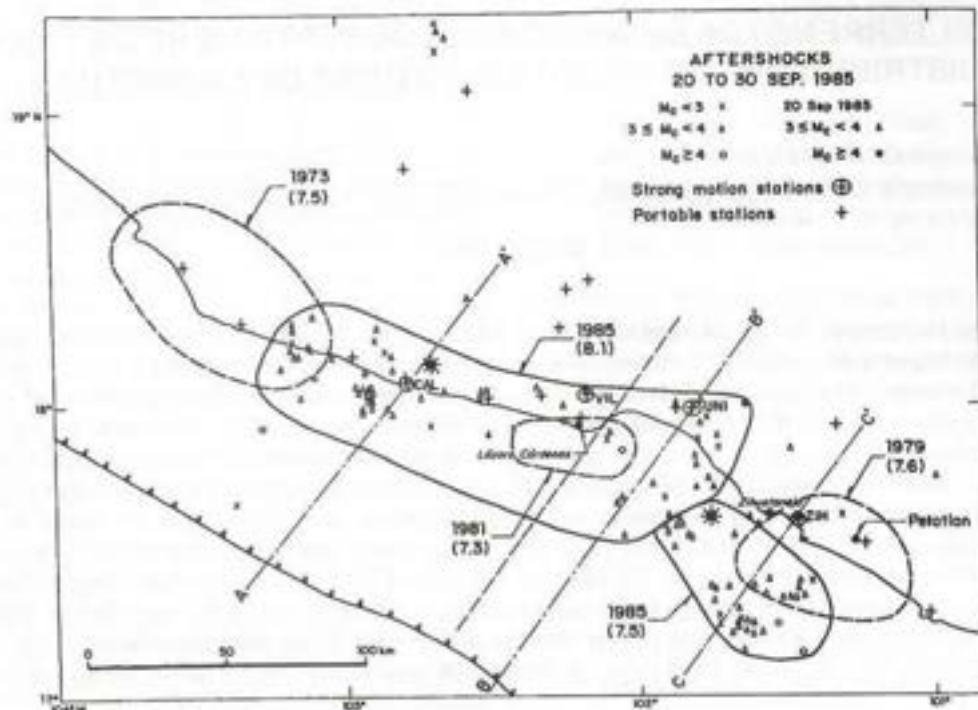


Figura 1. Se muestran las localizaciones del primer y segundo eventos principales y sus réplicas. La magnitud coda (M_c) fue calculada a partir de la relación dada por Lee y Lahr (1978). Los triángulos sólidos y puntos son los epicentros de las réplicas que ocurrieron entre el primer y el segundo evento principales. Los hipocentros de los eventos relacionados al primer evento principal, son proyectados sobre AA' (eventos al NW de la línea discontinua que pasa cerca de VIL) y BB' (otros eventos), y aquellos relacionados al segundo evento principal, proyectados sobre CC', se muestran en la Figura 4.

modelado por una fuente simple a una profundidad de 20 km con un momento sísmico de 1.2×10^{27} dina-cm. Ya que AKU está casi a la misma distancia para cualquier fuente a lo largo de la costa de Michoacán, los efectos de directividad son insignificantes y la separación de 27 s entre los dos subeventos correspondería a la diferencia del tiempo absoluto entre esos dos subeventos.

Es ilustrativo comparar formas de onda P de grandes terremotos, los cuales han ocurrido en el pasado en y cerca de la región de Michoacán, registrados en la estación De Bilt (DBN) (Figura 3). Con excepción del gran terremoto de Jalisco del 3 de junio de 1932, el cual es ilegible en DBN, los sismogramas de todos los terremotos grandes desde 1922 en Jalisco, Michoacán y Guerrero son complejos (Figura 3). Por otro lado, los sismogramas de DBN de terremotos en Oaxaca (no presentados) son más simples. El evento del 19 de septiembre de 1985 es el más grande en amplitud y duración de los eventos mostrados en la Figura 3. El terremoto de Jalisco del 3 de junio de 1932, sin embargo, fue más complejo y de mayor duración que el evento del 19 de septiembre (ver Figura 10 en Singh et al., 1984).

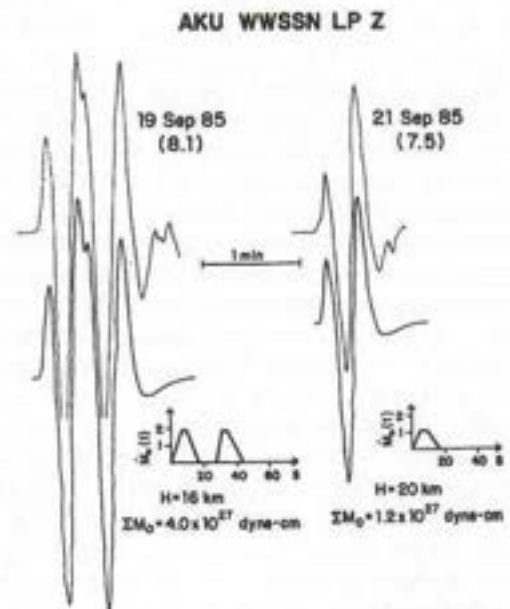


Figura 2. Ondas P observadas (arriba) y sintéticas (abajo) en AKU (acimut=25.9°, $\Delta=71.4^\circ$). El momento $M(t)$, (en unidades de 10^{26} dina-cm/s) se muestra como una función del tiempo.

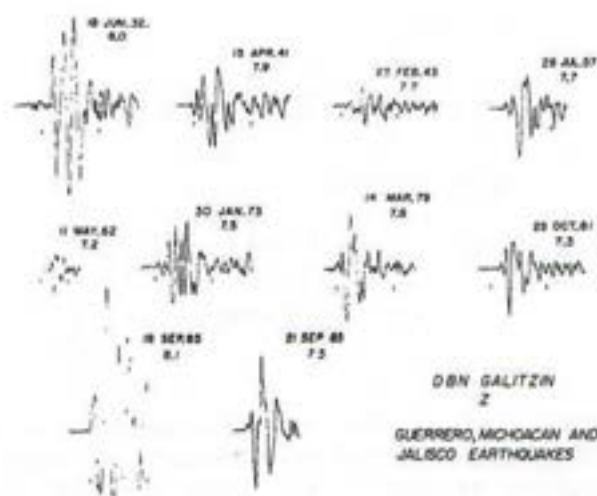


Figura 3. Formas de onda P de todos los terremotos grandes que han ocurrido desde 1922 en la región de Jalisco, Michoacán y Guerrero registrados en un sismógrafo Galitzin de componente vertical en DBN. El terremoto del 3 de junio de 1932 no se muestra porque el sismograma es ilegible.

La mayor complejidad de los sismogramas en DBN, es comparada con registros de la WWSSN, esto se debe a la mayor respuesta en frecuencia de los sismógrafos Galitzin.

En esta discusión tomamos el momento sísmico de los eventos principales uno y dos como 9.3×10^{27} y 3.6×10^{27} dina-cm, respectivamente (J. G. Anderson et al., manuscrito no publicado; Eissler et al., 1986)

LOCALIZACION DE LOS TEMBLORES DEL 19 Y 21 DE SEPTIEMBRE Y SUS RÉPLICAS

El temblor del 19 de septiembre disparó un arreglo digital de movimientos fuertes instalados a lo largo de la costa de Michoacán-Guerrero (J. G. Anderson et al., manuscrito no publicado). Para localizar el primer evento principal, usamos tiempos de arribo de las ondas P y S en estaciones CAL y tiempos de arribo de la onda S en VIL y UNI (Figura 1), restringiendo la profundidad a 16 km como sugirió el modelado sintético. Los eventos principales y réplicas (Figura 1) fueron localizados usando HYPO 78 (Lee and Lahr, 1978) y un modelo de corteza para la región adyacente a Petatlán dado por Valdés et al., (1982). Una localización aproximada del segundo subevento fue obtenida usando datos de movimientos fuertes. El tiempo de arribo de las ondas S del segundo subevento fue asignada por una correlación cruzada de las formas de onda del primero y del segundo subeventos en los registros de movimiento fuertes en el campo cercano. Este análisis

sugiere que el segundo subevento ocurrió alrededor de 95 km al SE del primero, probablemente cerca de UNI (Figura 1).

Después del evento del 19 de septiembre, una red de sismógrafos portátiles de papel ahumado y sismógrafos digitales fueron desplegados en el área epicentral (Figura 1). Cuando ocurrió el segundo evento principal, el 21 de septiembre de 1985, datos de tiempo de arribo estuvieron disponibles en nueve sismógrafos portátiles y en tres instrumentos del arreglo de movimientos fuertes. Las localizaciones epicentrales de los eventos principales uno y dos son ($18.141^\circ\text{N}, 102.707^\circ\text{W}$) y, ($17.618^\circ\text{N}, 101.815^\circ\text{W}$) respectivamente.

Para el análisis, seleccionamos 117 réplicas con un promedio en la duración de la onda de coda ≥ 100 s ocurridos entre el 21 y el 30 de septiembre. Los 117 eventos seleccionados tienen un promedio de 12 lecturas de tiempo de arribo en registros de papel ahumado, y 97 de ellos tienen errores rms menores de 0.6 s. Los tiempos S-P de dos estaciones digitales fueron también incluidas. Las localizaciones epicentrales de los eventos con errores rms ≥ 0.6 s son mostrados en la Figura 1.

Para delinear y diferenciar las áreas de ruptura de los dos eventos principales, es crucial conocer las localizaciones de las réplicas que ocurrieron antes del segundo evento principal. Usamos nueve réplicas ocurridas en este periodo, mostradas como triángulos y círculos sólidos en la Figura 1, como una guía para delinear, de una manera aproximada, el lado SE del área de ruptura del primer evento principal.

Se observa que hay relativamente pocas réplicas en la región SE de CAL y NW de UNI, la cual también incluye el área de ruptura de Playa Azul de 1981 ($M_s=7.3$). Cuando las réplicas asociadas al área de ruptura del temblor del 19 de septiembre son proyectadas a lo largo de las secciones cruzadas AA' y BB', se observa que la ruptura fue confinada a una profundidad somera (<30 km) a lo largo del plano de falla, buzando de a a partir de la trinchera (Figura 4).

Hay pocas réplicas localizadas más allá de 20 km mar adentro a partir de la línea de costa. Estas secciones sugieren que un área relativamente pequeña del piso oceánico fue sometida a un levantamiento vertical, el cual puede ayudar a explicar las pequeñas amplitudes del tsunami reportadas en estaciones distantes de este terremoto.

La sección CC' (Figuras 1 y 4) muestra las réplicas asociadas con el área de ruptura del segundo evento principal. Debido a que las réplicas del segundo evento principal están situadas mar adentro, la red portátil provee de poco control para la profundidad de estos eventos. Es interesante notar que la mayoría de las réplicas del temblor

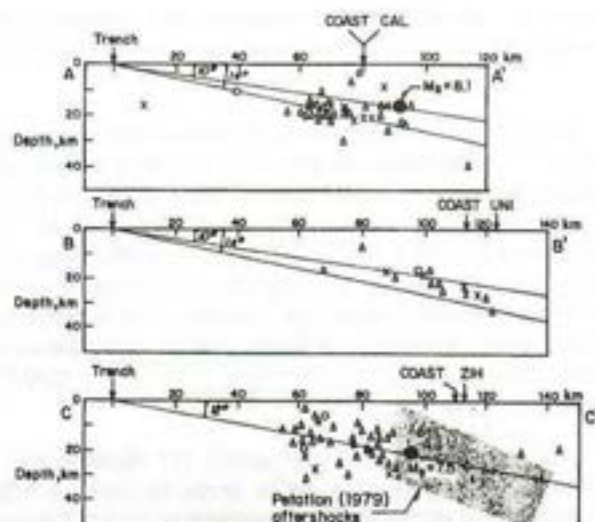


Figura 4. Proyección de los hipocentros a lo largo de los planos AA', BB' y CC' (Figura 1).

de Petatlán de 1979 ($M_s=7.6$), sombreado en la Figura 4, ocurrieron en dirección del buzamiento y hacia el continente, con respecto a las réplicas del temblor del 21 de septiembre. Dado que el modelo de corteza utilizado en el procedimiento de localización es el mismo que el utilizado para el temblor de Petatlán y el primero y el segundo eventos principales, la localización relativa de las áreas de réplicas puede ser considerada real.

Proyectando el área de réplicas (Figura 1) sobre un plano, buzando 12° hacia el NE, estimamos las áreas de ruptura de los dos eventos principales en 170×50 y 66×33 km², respectivamente. Usando estos valores de áreas de ruptura y los momentos sísmicos escalares referidos anteriormente, los deslizamientos y caídas de esfuerzos son 220 y 330 cm y 19 y 43 bar, respectivamente. Estas caídas de esfuerzos están dentro del rango de 4 a 45 bar reportados para otros temblores mexicanos (Astiz and Kanamori, 1984). Los dos eventos principales causaron relativamente pocas y pequeñas réplicas. Esta relativa ausencia de réplicas, comparadas con otros temblores de similar magnitud en el Pacífico Oeste, sigue el patrón de ocurrencia de réplicas del circum-Pacífico discutido por Singh y Suárez (1985).

DISCUSIONES Y CONCLUSIONES

Una comparación de amplitudes de ondas superficiales de período de 20 s del temblor de 1911 ($M_s=7.9$), con respecto al evento de 1985 ($M_s=8.1$) (Figura 5) registrado en Uppsala, Suecia, en un sismógrafo Wiechert es congruente con las magnitudes reportadas. A partir de M_s y relaciones de área de ruptura (por ejemplo Singh et al., 1980b; Wyss, 1979), inferimos que el área de ruptura del

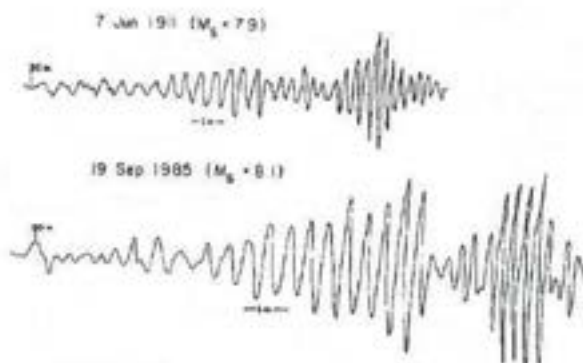


Figura 5. Comparación de ondas superficiales de los terremotos de 1911 y 1985 registrados en un sismógrafo Wiechert de componente E-W en UPP. Los sismogramas trazados inician 35 minutos después del arribo de las ondas P.

evento de 1911 fue de alrededor del 60% con respecto al terremoto de 1985.

Los reportes existentes del terremoto del 15 de abril de 1941 ($M_s=7.9$) sugieren que esta área de ruptura pudo haberse extendido al SE del temblor de Colima de 1973 y dentro de la zona de ruptura del evento principal 1. Las localizaciones de pocas réplicas del evento de 1941, obtenidas usando registros de tiempo S-P por estaciones de la red mexicana, apoyan la hipótesis de que el área de ruptura del temblor de 1941 incluyó parte de las fallas que rompieron en el temblor de Colima de 1973 y en el evento de 1985.

Los datos sugieren un modo de ruptura variable en la región de Michoacán. De esta manera, la identificación de vacancias sísmicas es herramienta útil para pronosticar sitios de futuros terremotos grandes; actualmente, no hay una forma clara para predecir áreas de ruptura de un terremoto próximo. El modo variable de ruptura se ha estado documentando en Ecuador-Colombia (Kanamori and McNally, 1982) y en la parte central de Chile (Comte et al., 1986). Otras complicaciones para establecer períodos de recurrencia de grandes terremotos y para la delineación de vacancias sísmicas se ha observado en las áreas de réplicas del segundo evento principal y del temblor de Petatlán. Las zonas de réplicas muestran que el mismo segmento de la interfase de la placa a lo largo del rumbo puede romper separadamente en dos grandes subsegmentos contiguos. Si el modo variable de ruptura es más la regla que la excepción, entonces la predicción de terremotos (tanto en tiempo de ocurrencia como en magnitud) puede ser extremadamente difícil.

El temblor del 19 de septiembre causó daños sin precedente en la ciudad de México. Con excepción del evento de 1985, ninguno de los terremotos a lo largo de la zona de subducción mexicana desde el terremoto de 1932

(Singh et al., 1985b) excedió longitudes de ruptura de alrededor de 100 km. De esta manera, la inusual longitud de la ruptura del evento de 1985, aunada al explosivo crecimiento de la ciudad en los últimos 30 o 40 años, puede ser parcialmente responsable de los daños. Cualquiera que sea la razón, es crucial entender con qué frecuencia se deben esperar tales movimientos del terreno en la ciudad de México, a fin de entender mejor el riesgo sísmico.

BIBLIOGRAFIA

- Astiz, L. and H. Kanamori (1984), An earthquake doublet in Ometepec, Guerrero, Mexico, *Phys. Earth. Planet. Int.*, 34, 24-45.
- Comte, D., A. Eisenberg, E. Lorca, M. Pardo, L. Ponce, R. Saragoni, S.K. Singh, and G. Suárez (1986), The Central Chile earthquake of 3 March 1985: A repeat of previous great earthquakes in the region, *Science*, en prensa.
- Eissler, H., L. Astiz, and H. Kanamori (1986), Tectonic setting and source parameters of the September 19, 1985 Michoacán, México, earthquake, *Geophys. Res. Lett.*, esta publicación.
- Gutenberg, B., and C.F. Richter (1954), *Seismicity of the Earth*, 2nd. ed., 319 pp., Princeton Univ. Press.
- Kanamori, H., and K. McNally (1982), Variable rupture mode of the subduction zone along the Ecuador-Colombia coast, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 72, 1241-1253.
- Kelleher, J., L. Sykes, and J. Oliver (1973), Possible criteria for predicting locations and their application to major plate boundaries of the Pacific and the Caribbean, *J. Geophys. Res.*, 78, 2547-2585.
- Havskov, J., S.K. Singh, E. Nava, T. Domínguez, and M. Rodríguez (1983), Playa Azul, Michoacán, México, earthquake of 25 October, 1981 ($M_s=7.3$), *Bull. Seism. Soc. Am.*, 73, 449-458.
- Lee, W.H. and J.C. Lahr (1978), A computer program for determining hypocenter, magnitude, and first motion pattern of local earthquake, U.S.G.S. Open File Report, 75-311.
- LeFvre, L.V., and K.C. McNally (1985), Stress distributions and subduction of aseismic ridges in the Middle America subduction zone, *J. Geophys. Res.*, 90, 4495-4510.
- McCann, W.R., S.P. Nishenko, L. Sykes, and J. Krause (1978), Seismic gaps and plate tectonics: Seismic potential for major boundaries, *Pageoph*, 117, 1082-1147.
- McNally, K.C. and J.B. Minster (1981), Non-uniform seismic slip rates along the middle America trench, *J. Geophys. Res.*, 86, 4949-4959.
- Miranda y Marrón, M. (1914), El Temblor del 7 de Junio de 1911, *Memorias Soc. Científica "Antonio Alzate"*, 32, 27-66.
- Singh, S.K., J. Yamamoto, J. Havskov, M. Guzmán, D. Novelo, and R. Castro (1980a), Seismic gap of Michoacán México, *Geophys. Res. Lett.*, 7, 69-72.
- Singh, S.K., E. Bazán, and L. Esteva (1980b), Expected earthquake magnitude from a fault, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 70, 903-914.
- Singh, S.K., L. Astiz, and J. Havskov (1981), Seismic gaps and recurrence periods of large earthquakes along the Mexican subduction zone: A reexamination, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 71, 827-843.
- Singh, S.K., T. Domínguez, R. Castro, and M. Rodríguez (1984), P waveform of large shallow earthquakes along the Mexican subduction zone, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 74, 2135-2156.
- Singh, S.K., L. Ponce, and S.P. Nishenko (1985a), The great Jalisco, México earthquake of 1932: Subduction of the Rivera Plate, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 75, 1301-1313.
- Singh, S.K., G. Suárez, and T. Domínguez (1985b), The Oaxaca, México, earthquake of 1931: Lithospheric normal faulting in the subducted Cocos plate, *Nature*, 317, 56-58.
- Singh, S.K. and G. Suárez (1985), Regional variations in the number of aftershocks ($m_b 5.0$) of large subduction zone earthquakes ($M_s=7.0$), *Abstract, EOS*, 66, 958.
- Valdez, C., R.P. Meyer, R. Zúñiga, J. Havskov, and S.K. Singh (1979), Analysis of the Petatlán aftershock: Number, energy release, and asperities, *J. Geophys. Res.*, 87, 8519-8527.
- Wyss, M. (1979), Estimating maximum expected magnitude of earthquakes from fault dimensions, *Geology*, 7, 336-340.
- Cita original:
- UNAM Seismology Group, (1986), The september 1985 Michoacan Earthquakes; Aftershock distribution and history of rupture. *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 13, No. 6, p., 573-576.

ESTRUCTURA FINA DE POST-FALLAMIENTO EN UNA ZONA WADATI-BENIOFF

Christian Stolte¹, Karen C. McNally¹, Jaime González-Ruiz¹, Gerry W. Simila², Alfonso Reyes³, Cecilio Rebollar³, Luis Munguía³ y Luis Mendoza³.

¹ Charles F. Richter Seismological Laboratory, University of California, Santa Cruz, California

² California State University, Northridge, California

³ Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California

RESUMEN

La distribución hipocentral de réplicas del gran terremoto ($M_s=8.1$) del 19 de septiembre de 1985 de Michoacán, México, registradas localmente, define una estructura estrecha de la zona Wadati-Benioff, de aproximadamente 10 km de espesor, buzando 14° al $N23^\circ E$. Esto concuerda con la geometría de la fuente obtenida por el modelado de las formas de onda del evento principal de 1985 de Michoacán y del terremoto de Petatlán de 1979 en la región adjunta. Se determinó la velocidad de la estructura de la corteza en la región epicentral aplicando el algoritmo de inversión no-lineal de mínimos cuadrados de Levenberg-Marquardt para nuestros datos locales de réplicas. El modelo de velocidades consiste en una capa con un incremento lineal de la velocidad con la profundidad sobreyaciendo un buzamiento de un semiespacio con velocidad constante. El programa de localización utiliza un modelo de velocidades junto con trazado de rayos. La resolución hipocentral obtenida del terremoto con este programa es significativamente mejor que las obtenidas con aproximaciones convencionales (HYPO) y es muy prometedor para su uso en estructuras de velocidad con un importante buzamiento en interfases de zona de subducción.

Lefevre y McNally (1985) estudiaron la distribución de esfuerzos asociada con la subducción de la Zona de Fractura Orozco y encontraron solamente desviaciones locales menores a lo largo de la Trinchería Mesoamericana (MAT) fuera de la costa de México. El patrón global se caracteriza por tres grandes zonas con distribuciones consistentes en mecanismos focales e hipocentros: (1) Una zona de temblores poco profundos de mecanismo inverso que reflejan la interacción mecánica entre una placa que subduce respecto a otra que cabalga. (2) Una zona continua de fallamiento normal a profundidades intermedias, la cual fue interpretada como el rompimiento de la placa subducente; y (3) Una zona de anchura variable que separa las zonas de fallamiento normal e inversa, caracterizada por una escasez de actividad sísmica. Lamentablemente, la dispersión en los hipocentros a partir de localizaciones de la red mundial estándar impide definiciones precisas de las profundidades, estructura y geometría de la zona Wadati-Benioff. Debido a la alta tasa de sismicidad y al simple escenario tectónico, la MAT es particularmente apropiada para estudios de dinámica de subducción. Se han efectuado varios estudios con sismógrafos de campo que, en principio, deberían proveer esta información (p.e. Reyes et al., 1979; Singh et al., 1980; Valdés et al., 1982; Hsu et al., 1983). Sin embargo, ninguno de los resultados publicados produjeron una alta resolución en el mapeo de la zona Wadati-Benioff a lo largo de la MAT.

Dos grandes experimentos de campo fueron realizados en 1985 con arreglos e instrumentación diseñada para este objetivo (McNally et al., 1985; Grupo de Trabajo, 1985a, b; Rebollar et al., 1985). El segundo de estos estudios, siguió al gran terremoto de Michoacán del 19 septiembre de 1985, tomando ventaja de la gran cantidad de réplicas a lo largo de la zona Wadati-Benioff, con los resultados reportados más adelante. Posteriormente refinamos el análisis de los registros de sismicidad con la implementación de un nuevo programa de localización de terremotos e inversión de velocidades que emplea un modelo más realista de una zona de subducción que el clásico de capas horizontales: un capa superior de la corteza con una velocidad que se incrementa linealmente con la profundidad y con contacto buzante con un semiespacio de velocidad constante. Estudios previos de otros investigadores mencionados anteriormente se basan en un modelo de corteza de capas horizontales con velocidades constantes y el programa de computadora HYPO71 (Lee y Lahr, 1975). El programa de localización que utilizamos (BERQLY) fue escrito por L. Johnson, de la University of California, Berkeley, y el de inversión por D. Drowley (Drowley y McNally, 1980). En este estudio presentamos un nuevo modelo de velocidad que describe una estructura inclinada derivada de la inversión a partir de la precisión de las localizaciones hipocentrales de las réplicas basadas en este modelo. Finalmente, comparamos los resultados calculados por los programas BERQLY, HYPO71 e HYPOINVERSE (Klein, 1978) para la secuencia de réplicas de Michoacán.

DATOS, METODOS Y RESULTADOS

Quince equipos de registro en papel ahumado fueron distribuidos en el área epicentral del terremoto de Michoacán de septiembre de 1985 (Figura 1) como parte de un proyecto conjunto entre investigadores del Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada (CICESE) y la University of California, Santa Cruz. Para tener un buen control de la profundidad, instalamos estaciones hasta 170 km tierra adentro; sin embargo, la configuración general del arreglo estuvo restringida por el acceso de los caminos. Comparamos el tiempo de los registros diariamente con la señal de radio de la WWVB. Estimamos que los errores de tiempo son menores que 0.1 s. Localizamos nuestras estaciones con un sistema de posicionamiento por satélite, el cual limita los errores en la localización de la estación en 10 m, con mediciones proporcionadas por la compañía Geo/Hydro, Inc. Este arreglo local registró alrededor de 300 temblores del 22 de septiembre al 5 de octubre. Fuera de esto, seleccionamos 144 eventos con criterios de estabilidad en la profundidad, residuales y ubicación respecto al arreglo. Muchos de estos eventos estuvieron localizados mar adentro o al sureste del arreglo, pero la mayoría mostraron una profundidad inestable y no fueron seleccionados. Por lo tanto los eventos mostrados en las Figuras 1 y 2 no reflejan la distribución de actividad en la región mar adentro. La Figura 2 muestra la distribución final de hipocentros con profundidad y distancia a partir de la trinchera. Una comparación entre nuestras localizaciones y las del catálogo PDE es presentada en la Tabla 1.

Los programas de computadora utilizados, tanto para la localización como para la inversión de la velocidad de la estructura, usan el algoritmo de mínimos-cuadrados no lineal de Levenberg-Marquardt (Crosson, 1976). En Valdés et al. (1982) se obtuvieron velocidades de la estructura a partir de réplicas del terremoto de Petatlán de 1979 para

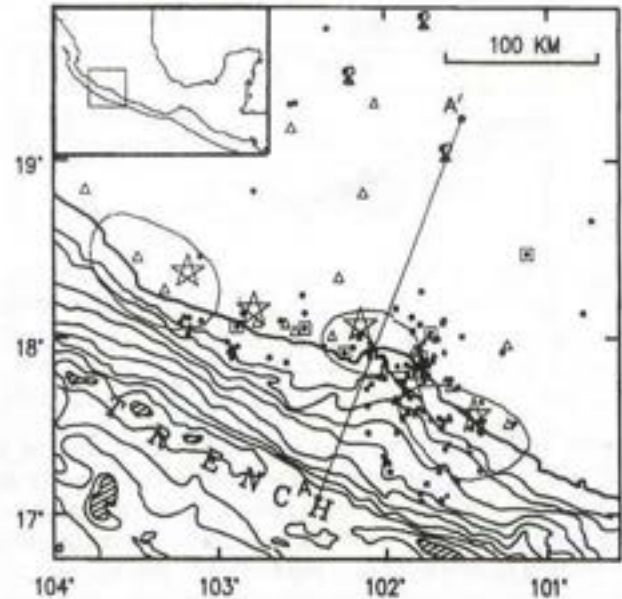


Figura 1. Área de estudio y sismicidad registrada por el arreglo de campo. Las relocalizaciones de los dos eventos principales de 1985 ($M_s=8.1$ y 7.5) son mostradas con estrellas, para referencia [González-Ruiz, comunicación personal]. Los seis terremotos utilizados en la inversión se muestran como cuadros. Los triángulos sólidos son las estaciones. Los triángulos abiertos indican volcanes activos. Los tres anillos representan las zonas de réplicas de los mayores terremotos recientes con su correspondiente evento principal. Mostrado como estrella, de izquierda a derecha: Colima 1973, Playa Azul 1981, Petatlán 1979. A-A' se refiere a la proyección ortogonal de la línea para la Figura 2.

una área en la vecindad inmediata a la región epicentral de 1985 (Figura 3). Este modelo fue una versión modificada del de Reyes et al. (1979). El modelo de capas horizontales

Tabla 1. Comparación de réplicas registradas alrededor del mundo con resultados locales

Fecha	Hora	Minuto	En todo el Mundo ¹					Local				
			T.O. seg.	Latitud N	Longitud W	Prof. ²	m_b	T.O. seg.	Latitud N	Longitud W	Prof.	M_{coda}
092385	09	45	05.2	18.03	103.40	33.0	3.7	04.3	18.10	103.12	14.6	3.7
092485	00	25	23.9	17.53	101.40	33.0	3.7	25.8	17.92	101.28	23.1	3.8
092485	07	03	13.0	17.96	101.84	33.0	4.5	16.8	18.13	101.84	17.2	3.7
092485	22	37	25.7	17.84	102.33	33.0	4.5	26.8	17.92	102.25	19.8	4.0
092585	07	43	57.7	18.25	102.69	33.0	5.3	56.4	18.07	102.91	21.0	4.2
092785	11	16	26.3	17.89	102.03	33.0	4.7	26.3	17.90	102.02	20.2	4.0
092885	03	52	47.1	17.34	101.03	33.0	5.0	46.5	17.25	101.42	18.3	4.3
100385	06	29	51.4	17.48	100.75	33.0	4.3	52.9	17.52	101.22	22.2	3.9

¹ U.S.G.S.

² Profundidad fija

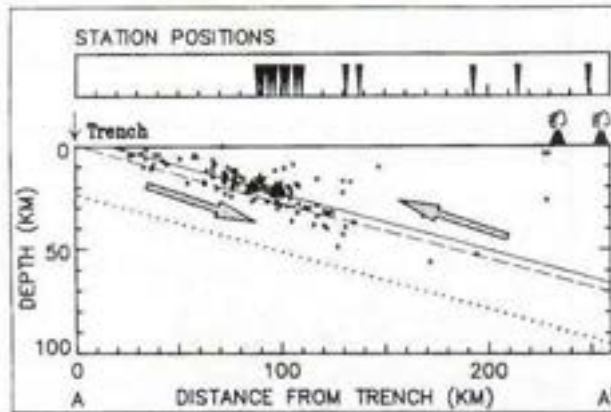


Figura 2. Sección de todas las réplicas mostradas en la Figura 1. La interfase de la placa inferida a partir del mecanismo focal del evento principal es marcada por una línea continua. Una típica corteza oceánica (puntos) y litósfera (punteada) son mostradas para escala. Las estrellas representan terremotos importantes recientes, de izquierda a derecha: segundo evento principal de Michoacán de 1985, Petatlán de 1979 y primer evento principal de Michoacán de 1985.

de Valdés sirvió como modelo inicial. A través de este estudio utilizamos una razón v_p/v_s de 1.77. Para iniciar la inversión, seleccionamos cinco eventos bien localizados teniendo una buena cobertura a lo largo del rumbo y nuestro mejor evento profundo. El modelo obtenido de la inversión buza N10°E. Eventos relocalizados con el nuevo modelo tienen residuales pequeños y una remarcada dispersión menor en profundidad. Durante la siguiente corrida con el

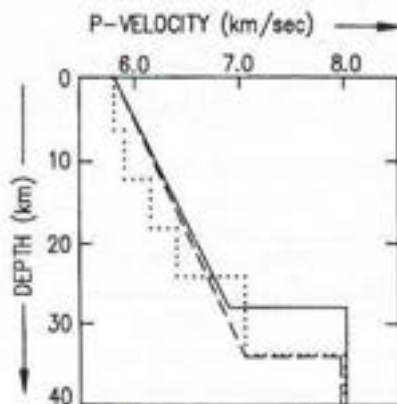


Figura 3. Comparación de los modelos de velocidad utilizados en este estudio bajo 18.02° N, 102.33° W: la línea punteada representa el modelo de Valdés (1982), la línea continua muestra nuestro modelo obtenido por la inversión, buzando 10° al N 23° E. El perfil comienza 20 km en la Trincheras y paralela a la línea A-A' de la Figura 1.

programa de inversión, utilizamos los tiempos de los hipocentros relocalizados como entrada y obtuvimos velocidades en la superficie y en el semiespacio de 5.8 y 8.0 km/s, respectivamente. Entonces restringimos la dirección del buzamiento a N23°E; esto es, perpendicular al rumbo del evento principal de Petatlán de 1979 como fue determinado por Chael y Stewart (1982) y continuamos la inversión perturbando paso a paso el gradiente de velocidad. Los residuales mostraron una débil sensibilidad a cambios sutiles en los parámetros del modelo, mientras la forma de la zona Wadati-Benioff varió considerablemente. Suponemos que el patrón de la verdadera zona Wadati-Benioff podría mostrarse como una zona estrecha. De acuerdo con esto, la dispersión de los hipocentros observados en sección cruzada sirvió como nuestra principal referencia para encontrar el mejor modelo de ajuste dentro del 5%. El modelo final tuvo un buzamiento de 10°, una velocidad de superficie de 5.8 km/s con un gradiente de 0.039, una velocidad en el semiespacio de 8.0 km/s y 28 km de profundidad para el buzamiento de éste en 18.02°N, 102.33°W. Cambios ligeros en cualquiera de los parámetros de velocidad del orden del 5% producen una dispersión significativa en los hipocentros relocalizados. La habilidad para obtener una zona sísmica delgada, observada por primera vez, muestra que es posible encontrar una estructura de velocidad razonable y que tiende a concentrar los hipocentros.

Las definiciones hipocentrales de la zona Wadati-Benioff obtenidas con los tres programas, HYPO71, HYPOINVERSE y BERQLY, se comparan en la Figura 4. La Figura 4a muestra los resultados de HYPO71 utilizando el modelo de velocidad en capas horizontales de Valdés. La Figura 4b es calculada con el mismo modelo, pero con el programa HYPOINVERSE. En las Figuras 4c y 4d, el programa BERQLY es usado con un gradiente aproximado al modelo de capas horizontales de Valdés y con nuestro modelo de estructura buzante, respectivamente. La interfase dentro del modelo de velocidades que separa las capas superiores del semiespacio es mostrada como una línea punteada. Observe que esto es contrastante con los otros programas; BERQLY no elimina lecturas que presentan altos residuales ni fija la profundidad o disminuye el peso para estaciones distantes si éstas tienen dificultades al localizar un evento. Comenzamos las localizaciones consistentemente a 25 km de profundidad. HYPO71 (Figura 4a) presenta más dispersión de eventos que HYPOINVERSE (Figura 4b). Esta característica es particularmente aparente en el régimen de bajo ángulo. La zona Wadati-Benioff parece estar ligeramente más comprimida con HYPOINVERSE. La dispersión en las localizaciones calculadas por BERQLY con un semiespacio horizontal (Figura 4c) son comparables con lo previamente observado en la Figura 4b. Sin embargo, los eventos, en esta parte somera de la zona Wadati-Benioff, se mueven

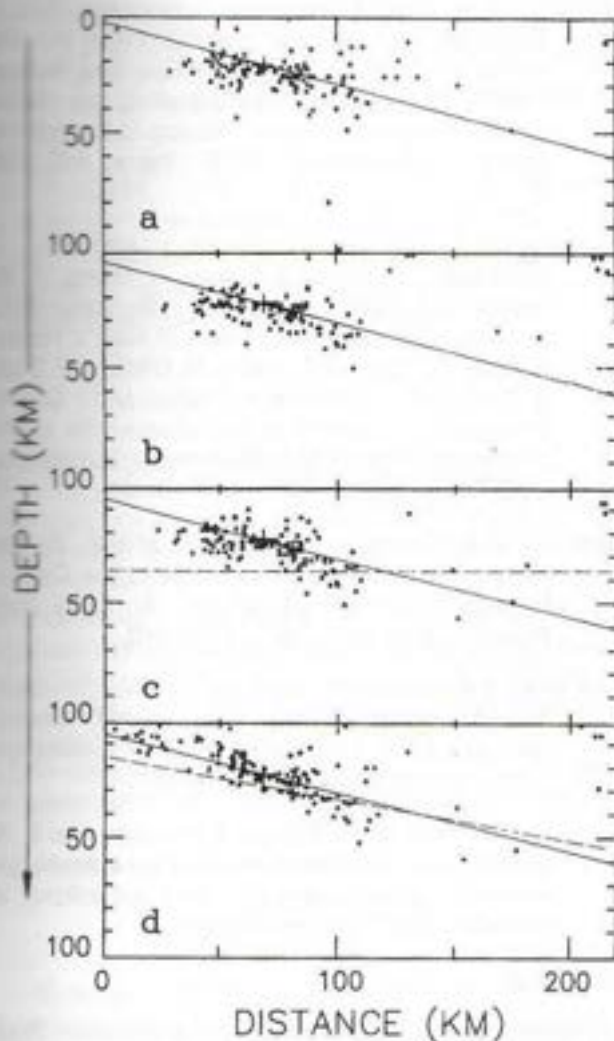


Figura 4. Comparación de los resultados del programa de localización **BERQLY** contra **HYPO71**, e **HYPOINVERSE**. La interfase de placa inferida a partir del mecanismo focal del evento principal es sobrepuesta como una línea continua. (a) y (b) fueron obtenidos de **HYPO71** e **HYPOINVERSE**, respectivamente, usando el modelo de Valdés. (c) y (d) presentan los resultados del programa de localización **BERQLY** con la interfase plana (c) y buzando (d) de los correspondientes modelos de velocidades sobrepuesto como una línea punteada. Note la remarcable estructura planar exhibida en (d).

hacia arriba y muestran un patrón más recto. Todos los modelos de capas horizontales comparten el mismo patrón de dispersión y se curvan hacia abajo en la zona somera más cercana a la Trincherá. Concluimos que la aproximación de capas horizontales parece ofrecer una pobre aproximación de la parte más somera de la zona de subducción. La Figura 4d, calculada por **BERQLY**, usa

nuestro nuevo modelo de velocidades. Las localizaciones exhiben una zona Wadati-Benioff extraordinariamente estrecha con un buzamiento de aproximadamente 14° , mejorada y más distintiva que en los otros casos.

CONCLUSIONES

La secuencia de réplicas del gran terremoto de Michoacán del 19 de septiembre de 1985 generó un conjunto de datos únicos para discutir cómo la estructura de la placa de Cocos subduce debajo de la placa de Norteamérica. Nuestros resultados definen una estructura plana cercana a los 10 km espesor, buzando aproximadamente 14° al $N23^\circ E$. Esta geometría está muy de acuerdo con la modelada con ondas de cuerpo para el mecanismo del evento principal de Petatlán de 1979 (14° al $N23^\circ E$) y los primeros resultados de los dos eventos principales de Michoacán de 1985 ($N33^\circ E$, buzamiento= 10° ; $N30^\circ E$, buzamiento= 10°). El aumento repentino en la profundidad y dispersión de hipocentros se inicia aproximadamente 110 km tierra adentro y probablemente no es un artificio del programa o modelo utilizado, ya que estas características ocurren en todas nuestras secciones cruzadas.

AGRADECIMIENTOS

Damos las gracias a Steven Ward, Federico Guandel, Lane Johnson, y Dayna Drowley por la gran ayuda en las discusiones y sugerencias. Agradecemos especialmente a Jim Dewey por la revisión y comentarios para mejorar el manuscrito. También agradecemos a todo el personal de la University of California, Santa Cruz, y del Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada que ayudaron en el campo. John Matter y Stuart Wilkinson, quienes dieron invaluable ayuda al grupo de sismología de la University of California, Santa Cruz, así como a Dawn Parks y Craig Harrison. Geo/Hydro, Inc., quienes generosamente ayudaron con la alta calidad en las mediciones de los registros de los sitios por el Sistema de Posicionamiento Global en el modo de posicionamiento puntual. Al Centro de Investigación Científica de Educación Superior de Ensenada, la University of California, Santa Cruz, California State University, Northridge, la Comisión Federal de Electricidad y Mexicana de Aviación, quien auxilió con el soporte económico y logístico. Este estudio estuvo sostenido por el U.S Geological Survey bajo el contrato 14-08-0001-GI156 y 14-08-0001-G977 y por la National Science Foundation bajo el contrato EAR-8417893. Este artículo es la contribución # 34 del Charles F. Richter Seismological Laboratory of the University of California at Santa Cruz.

BIBLIOGRAFIA

- Chael, E. P., and G. S. Stewart (1982), Recent large earthquakes along the Middle American Trench and their implications for the subduction process, *J. Geophys. Res.*, 87, 329-338.
- Crosson, R. S. (1976), Crustal structure modeling of earthquake data, 1. Simultaneous least squares estimation of hypo-center and velocity parameters, *J. Geophys. Res.*, 81, 3036-3046.
- Drowley, D. S., and K. C. McNally (1980), Location of earthquake swarm events near Palmdale, California, using a linear gradient velocity model, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 70, 2145-2158.
- Grupo de trabajo en perfiles sísmicos de Acapulco (1985), Perfil sísmico y microsismicidad en la zona de quietud de Acapulco, *GEOS Boletín, UGM*, 3, p. 20.
- Grupo de Trabajo en perfiles sísmicos de Oaxaca (1985), Perfiles Sísmicos Profundos en Oaxaca, *GEOS Boletín, UGM*, 3, p. 33.
- Hsu, V., F. Gettrust, C. E. Helsley, and E. Berg (1983), Local seismicity proceeding the March 14, 1979, Petatlán, México earthquake, *J. Geophys. Res.*, 88, 4247-4262.
- Klein, F. W. (1978), Hypocenter location program HYPOINVERSE, part 1, Users guide to versions 1, 2, 3, and 4; part 2, Source listings and notes, U.S. Geol. Surv., Open File Report, 78-694.
- Lee, W. H. K., and J. C. Lahr (1975), HYPO71: A computer program for determining hypocenter magnitude and first motion pattern of local earthquakes, U.S. Geol. Surv., Open File Report, 75-311.
- LeFevre, L. V., and K. C. McNally (1985), Stress distribution and subduction of aseismic ridges in the Middle America subduction zone, *J. Geophys. Res.*, 90, 4495-4510.
- McNally, K. C., A. Nava, G. W. Simila, J. González-Ruiz, J. González-García and the Interinstitutional Working Group for Seismic Profiling in Guerrero, México (1985), Deep seismic profiling along the Middle America Trench: A joint Mexico-U.S. interim project of PASSCAL, *EOS Trans., AGU*, 66, 1071.
- Rebollar, C. J., L. Munguía, A. Reyes, L. Mendoza, J. González, C. Duarte, J. Soares, V. Wong, G. W. Simila, K. C. McNally, C. Stolte, J. González-Ruiz, J. Matter, A. Aburto, G. Nelson, D. Heil, J. Hayes, N. Breen, J. Tagudin, D. Parks, M. O'MiLra, E. Gizzi, N. Spriggs, H. Thompson, Y. Koskelo and J. Collins, Preliminary locations of the aftershocks of the September 19/20, 1985, Michoacan, earthquake, *EOS Trans., AGU*, (in press).
- Reyes, A., J. N. Brune, and C. Lomnitz (1979), Source mechanism and aftershock study of the Colima, México earthquake of January 30, 1973, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 69, 1819-1840.
- Singh, S. K., J. Havskov, K. C. McNally, L. Ponce, T. Heam, and M. Vassiliou (1980), The Oaxaca, México, earthquake of November 1978: A preliminary report on aftershocks, *Science*, 207.
- Valdés, C., R. P. Meyer, R. Zúñiga, J. Havskov and S. K. Singh (1982), Analysis of the Petatlán aftershocks: numbers, energy release, and asperities, *J. Geophys. Res.*, 87, 8519-8527.
- Cita original:
- Christian Stolte, Karen C. McNally, Jaime González-Ruiz, Gerry W. Simila, Alfonso Reyes, Cecilio Rebollar, Luis Munguía, and Luis Mendoza. (1986) Fine structure of a postfailure Wadati-Benioff zone, *Geophys. Res. Lett.*, vol. 13, No. 6, p., 577-580.

EL TERREMOTO DE MICHOACAN DEL 19 DE SEPTIEMBRE 1985: DATOS DE ACELERACION PARA REPLICAS REGISTRADAS POR INSTRUMENTOS DE MOVIMIENTOS FUERTES INSTALADOS TEMPORALMENTE

Luis Munguía¹, Gerry W. Simila², Karen C. McNally³ y Howard Thompson⁴

¹ Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California, México.

² California State University, Northridge, California.

³ Charles F. Richter Seismological Laboratory, University of California, Santa Cruz, California.

⁴ Teledyne-geotech, Garland, Texas.

RESUMEN

Se describen los registros de aceleración obtenidos para nueve réplicas del terremoto de Michoacán del 19 de septiembre de 1985. Para obtener este conjunto de datos, fueron operados temporalmente tres instrumentos digitales de movimientos fuertes, Teledyne-geotech A-700, en dos sitios en la presa José María Morelos (La Villita) y en un sitio localizado aproximadamente 12 km al oeste de Zihuatanejo. Aceleraciones horizontales pico de 0.005 a 0.031g fueron registradas a distancias epicentrales entre 10 y 75 km, para temblores con magnitud (m_s) entre 4.5 y 5.3. Se observó que las aceleraciones pico registradas en un sitio ubicado cerca de la parte más alta de la cortina de la presa son, aproximadamente, tres veces más altas que aquellas registradas en la margen de la presa, sobre terreno firme. Aunque estos sitios están espacialmente separados por no más de 300 m, las diferencias entre sus registros son significativas. Las formas de onda del sitio ubicado en la cortina son más complejas que aquellos de la margen. Este hecho, así como el que las aceleraciones pico sean más altas en la presa, provee evidencia de una fuerte influencia de la estructura de la presa sobre el movimiento del terreno en el sitio de la cortina.

INTRODUCCION

El 22 de septiembre de 1985, personal del Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada (CICESE) y de la University of California, Santa Cruz, (UCSC) comenzaron la instalación de equipo sismológico en el área epicentral del gran terremoto de Michoacán, México, ($M_s = 8.1$) para registrar sus réplicas. El equipo instalado consistió en equipo analógico y digital, así como de dos acelerógrafos SMA-1 de Kinematics y tres acelerógrafos digitales A-700 facilitados por Teledyne-Geotech. Un ingeniero de esta última compañía, H. Thompson, estuvo con las brigadas de campo de las instituciones mencionadas para ayudar en la instalación y mantenimiento de los acelerógrafos A-700. En las actividades de campo se logró el registro de información sísmica de gran interés. Los resultados del análisis de las grabaciones de movimientos débiles se presentan en artículos separados (Rebollar et al., 1985 y Stolte et al., 1986); en este artículo presentamos resultados preliminares obtenidos al analizar la información de aceleración registrada para nueve réplicas que ocurrieron entre el 24 de septiembre y el 5 de octubre.

INSTRUMENTOS Y SITIOS DE GRABACION

Se instalaron tres instrumentos de movimientos fuertes en dos sitios de la presa de tierra y enrocamiento José María Morelos (La Villita), la cual se localiza cerca de la boca del Río Balsas, a alrededor de 50 km del epicentro del evento principal. Un acelerógrafo triaxial SMA-1 de registro analógico, se ubicó, junto con un acelerógrafo digital A-700, en una caseta construida especialmente para registro sísmico en la margen oeste de la presa (PLV), sobre roca (ver Figura 1). El propósito de tener dos instrumentos de diferente tipo instalados en el mismo sitio fue comparar el registro del movimiento del terreno en ambos instrumentos al mismo tiempo. Lamentablemente, ninguno de los instrumentos SMA-1 instalados registró información. El segundo de los acelerógrafos A-700 se instaló dentro de una bóveda localizada cerca de la cresta de la presa (DAM). Esta presa mide aproximadamente 50 m de alto por 300 m de largo y los dos sitios de registro estuvieron espacialmente separados por no más de 300 m. El tercer sitio de registro se eligió a alrededor de 12 km al oeste de la ciudad de Zihuatanejo (IXT). Un acelerógrafo SMA-1 y un A-700 estuvieron operando en este sitio. La ubicación de los sitios PLV, DAM e IXT, respecto a los epicentros de las nueve réplicas, se muestra en la Figura 1.

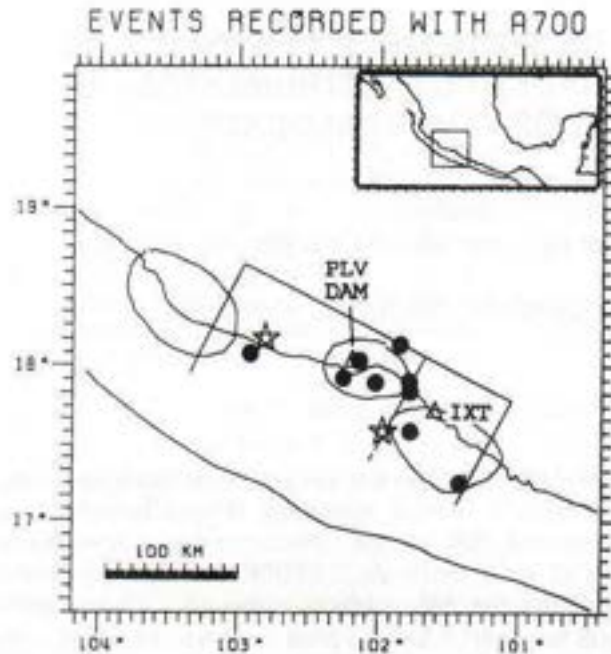


Figura 1. Mapa que muestra los sitios de registro de movimientos fuertes (triángulos) y la localización epicentral de las réplicas registradas en este estudio. Las relocalizaciones del evento principal de 1985 ($M_s=8.1$) y de la réplica ($M_s=7.5$) también se muestran (estrellas) para referencia (J. González, comunicación personal). Los límites de la zona de réplicas de la secuencia de 1985 están sobrepuestos con corchetes, así como los contornos (de izquierda a derecha) de las zonas del evento principal, réplicas, para los temblores de 1973 ($M_w=7.6$), 1981 ($M_w=7.35$) y 1979 ($M_w=7.6$).

Los sistemas de registro de movimientos fuertes, utilizados para grabar las señales sísmicas descritas en este artículo, consisten en acelerógrafos A-700 y dos unidades de apoyo: la DR-750 y una unidad PB-800 de reproducción. La información del preevento y del evento, registrada por los acelerómetros de fuerza balanceada, se digitaliza con una precisión de 12 bits y se almacena en una memoria de estado sólido CMOS. El módulo de almacenamiento tiene capacidad para retener hasta 18 minutos de la información de tres canales, digitalizada a 200 muestras por segundo en cada canal. La respuesta del sistema es plana de 0.01 Hz a 45 Hz. También, en cada disparo, el año, día, hora, minuto y segundo se escriben automáticamente en el encabezado de la información registrada. El nivel de sensibilidad es de 2.5 g con umbrales de disparo de 0.25-2.5% de g y una memoria de preevento de 2 a 10 segundos. Los instrumentos que operamos se ajustaron a niveles de disparo muy bajos (0.026 g- 0.003 g) y se instalaron ortogonalmente en las direcciones N-S, E-W y vertical.

INFORMACION Y RESULTADOS

La mayor réplica registrada tuvo una magnitud de onda de cuerpo m_b igual a 5.3; el resto de los eventos se ubican en un intervalo de magnitudes entre 4.5 y 5.0 (PDE). La información que corresponde a las réplicas registradas se presenta en la Tabla 1. Las distancias hipocentrales de la tabla se tomaron de Stolte et al. (1986). Las magnitudes coda (M_{coda}) y local (M_{LSE}) de la tabla fueron calculadas utilizando la duración de la señal, en los registros de papel ahumado, y los datos de aceleración, respectivamente. Para la determinación de M_{coda} utilizamos la relación de Lee et al. (1972) y para las magnitudes locales aplicamos la técnica propuesta por Kanamori y Jennings (1978), bajo la suposición de que la ley de atenuación de Richter (1958), para terremotos en California, es válida para la región de estudio. Nuestros resultados, al compararlos con el valor de m_b , indican valores bajos de M_{coda} y valores altos de M_{LSE} .

Tabla 1. Parámetros de los terremotos y valores de aceleración en las estaciones

Evento	Fecha	Hora	m_b	M_{coda}	M_{LSE}	Estación	A. Max. (g)	Comp.	R(km)
1	092485	0703	4.5	3.7	5.5	DAM	.029	N	40.8
						PLV	.010	N	40.8
2	092485	1835	-	4.0	4.9	DAM	.031	N	20.2
						PLV	.011	N	20.2
3	092485	2237	4.5	4.0	5.1	DAM	.027	N	25.2
						PLV	.009	N	25.2
4	092585	0743	5.3	4.2	6.3	DAM	.020	N	79.8
5	092785	1116	4.7	4.0	5.4	DAM	.027	N	31.2
					-	PLV	.007	N	31.2
					5.3	IXT	.004	E	51.9
6	092785	1241	-	3.3	4.2	IXT	.005	N	70.0
7	092885	0352	5.0	4.3	5.4	IXT	.005	E	59.4
8	093085	2214	-	3.6	4.9	IXT	.013	N	33.0
9	100585	0655	-	3.9	5.7	DAM	.014	N	69.8

Con respecto a los registros de aceleración, la mayoría de los eventos activaron los instrumentos con la onda de S, aunque se obtuvieron también algunas ondas P en la información del preevento. Las trazas de las aceleraciones horizontales de los sitios ubicados en la presa (PLV y DAM), para el terremoto del 24 de septiembre, a las 07 hr 03 min ($m_b=4.5$), se muestran en la Figura 2. En PLV, el canal E-O no trabajó apropiadamente, así que solamente mostramos la componente N-S. Las trazas de aceleración en esta figura fueron graficadas a la misma escala y no tienen la corrección instrumental debida a la respuesta dinámica de los acelerógrafos. Las características distintivas en las señales mostradas, que también se observan en la mayoría de los registros obtenidos, son: primero, la aceleración horizontal máxima en DAM corresponde a la componente

9/24/85 07 Hr 03 Min mb=4.5

DAM



PLV

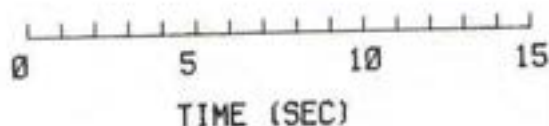
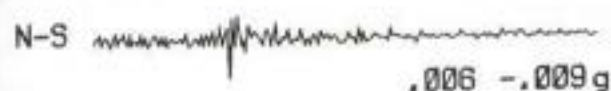


Figura 2. Ejemplo de aceleraciones registradas en la cortina (DAM) y en la margen (PLV) de la presa José María Morelos (La Villita).

N-S del movimiento del terreno; segundo, las aceleraciones horizontales y verticales pico registradas en el sitio de DAM son alrededor de tres veces más grandes que aquellas registradas en PLV (este es el caso para los cuatro eventos registrados en los dos sitios); tercero, el grado de complejidad en las formas de onda de los registros de DAM es mayor que en los acelerogramas de PLV. Las aceleraciones pico observadas en los registros de IXT, que es el sitio más al sureste con registros de movimientos fuertes, son comparables o menores que los valores pico registrados en PLV.

Las mayores aceleraciones y señales más complejas registradas en la cortina de la presa sugieren la influencia de la estructura de esta presa sobre el movimiento del terreno. Este efecto de amplificación ha sido observado en

diferentes terremotos registrados en presas de tierra y enrocamiento en California. Por ejemplo, lo resumido por Tepel (1985) y W. J. Bennett (comunicación escrita) para la presa de Long Valley (terremoto de Mammoth, de mayo de 1980; en roca 0.17 g, en la cresta 0.5 g), Presa Bradbury (terremoto de Santa Barbara, del 13 de agosto de 1978; en roca 0.07 g, en la cresta 0.12 g), Presa Leroy Anderson (terremoto de Morgan Hill, del 24 de abril de 1984; aguas abajo 0.41 g, en la cresta 0.63 g), y Presa Lexington (terremoto de Morgan Hill, del 24 de abril de 1984; en la margen 0.02 g, en la cresta 0.04 g).

La Figura 3 muestra una gráfica de las aceleraciones horizontales pico registradas principalmente en la componentes N-S, en función de la distancia hipocentral (las profundidades de los eventos están entre 17 y 21 km (ver Stolte et al., 1986). La Figura también incluye, para comparación, las máximas aceleraciones horizontales registradas por la red de movimientos fuertes de Guerrero, para el terremoto de Michoacán ($M_s=8.1$) (Anderson et al., 1985) y las curvas de atenuación (50 percentil) propuestas por Joyner y Boore (1981), para temblores superficiales del oeste de Norteamérica, con magnitudes de 5.0 y 7.5. A partir de esta comparación, es claro que los valores de las aceleraciones pico de réplicas de Michoacán ($m_s=4.5$ a 5.3)

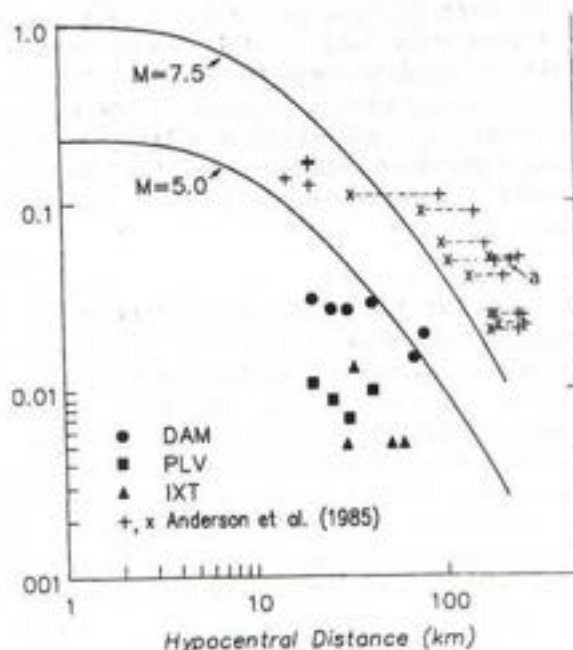


Figura 3. Aceleraciones horizontales pico, graficadas en función de la distancia hipocentral. Esta figura también incluye, para comparación, los valores pico registrados para el gran terremoto de Michoacán de septiembre de 1985 ($M_s=8.1$), Anderson, et al. [1985] (ver el texto para detalles) y curvas de atenuación (50 percentil) de Joyner y Boore [1981], para terremotos del oeste de los Estados Unidos (líneas continuas).

son menores que los valores predichos por la curva de atenuación de Joyner y Boore, para temblores someros. Probablemente, este resultado se debe al hecho de que los terremotos en Michoacán ocurren en la zona de subducción a profundidades mayores, aunque otros factores, tales como la caída de esfuerzo y la atenuación, podrían también ser importantes. También es evidente que las aceleraciones registradas en la cortina de la presa (DAM) son sistemáticamente más altas que las registradas en campo libre (PLV, IXT), como se describió anteriormente.

Finalmente, respecto a las aceleraciones del evento principal (Anderson et al., 1985), en la Figura 3 se utilizan dos distancias hipocentrales correspondientes a la mayoría de los valores de aceleración pico registrados a más de 30 km, de acuerdo a dos definiciones: (1) distancia a la réplica más cercana (x), (ver Figura 1, Stolte et al., 1986 y Rebollar et al., 1985) y (2) distancia al plano de ruptura del evento principal (+). Las fronteras de las zonas correspondientes a estas definiciones de distancia se indican con corchetes en la Figura 1, es decir, la longitud de la zona de ruptura del evento principal (definición 2) parece ser más corta que la longitud de la zona de réplicas.

La posición gráfica (Figura 3) de todos los valores de aceleración de estaciones, localizadas a alrededor de 10° al SE del rumbo del plano de ruptura del evento principal, están afectadas por estas definiciones. Sin embargo, el punto 'a' (Figura 3) está registrado a un acimut de alrededor de 125° respecto al rumbo de la zona y es más sensible al ancho de la zona de ruptura que a su longitud (a lo largo del rumbo); la distancia hipocentral a los bordes de la zona de réplicas se definió con el estudio de campo (Stolte et al., 1986).

El hecho de que el punto 'a' es compatible con las posiciones de la definición 2, en la Figura 3, tiende a apoyar esta definición. Si esta observación es correcta, entonces las aceleraciones en México registradas a más de 100 km, parecen ser relativamente más altas que para eventos someros en el oeste de Norteamérica, quizás debido a la baja atenuación a lo largo de trayectorias con distancias equivalentes en México. Esta interpretación es compatible con los resultados de González-Ruiz y McNally (1984), quienes estudiaron patrones de intensidad de terremotos destructivos en México y concluyeron que la vibración del terreno, producida por grandes terremotos de la zona de subducción, eran relativamente más altos a distancias mayores de 100-150 km y relativamente bajos a distancias cortas. (Hacemos notar que las vibraciones de la ciudad de México se excluyeron de estos análisis, debido a las condiciones del sitio localmente anómalas). También es de interés hacer notar que González-Ruiz y McNally (1984) encontraron un efecto opuesto para terremotos con mecanismo normal y profundidades intermedias ($h=65-80$ km) que ocurren tierra adentro, a partir de la trinchera

($\Delta=100-150$ km), en México. Las sacudidas fuertes del terreno son mayores a distancias de menos de 100-150 km y menores a distancias más largas.

Finalmente, en la Figura 4 mostramos una comparación de espectros calculados a partir de las aceleraciones N-S graficadas en la Figura 2, respecto a las componentes N-S registradas en la red de movimientos fuertes de Guerrero, para el terremoto de Michoacán (Anderson et al., 1986). La estación permanente de movimientos fuertes en La Villita estuvo localizada muy cerca de los sitios PLV y DAM; todas las estaciones representadas en la figura estuvieron localizadas sobre la zona de ruptura del evento principal. Para la réplica, la forma espectral de los datos registrados en el sitio de la cortina (DAM) y sobre el sitio en la margen (PLV) son similares, excepto que las amplitudes en DAM son más altas a cualquier frecuencia dada. Con respecto a los espectros para el evento principal y su réplica, notamos un desacuerdo considerable entre ellos en la porción de bajas frecuencias. Sin embargo, para temblores pequeños, las amplitudes a frecuencias bajas no se registran tan confiablemente como para los terremotos fuertes, los cuales generan movimientos horizontales del terreno con más energía a los períodos más largos. Para frecuencias por arriba de 4-5 Hz, los espectros de los registros obtenidos, cerca o sobre la presa, empiezan a decaer prácticamente de la misma manera, debido al efecto de atenuación.

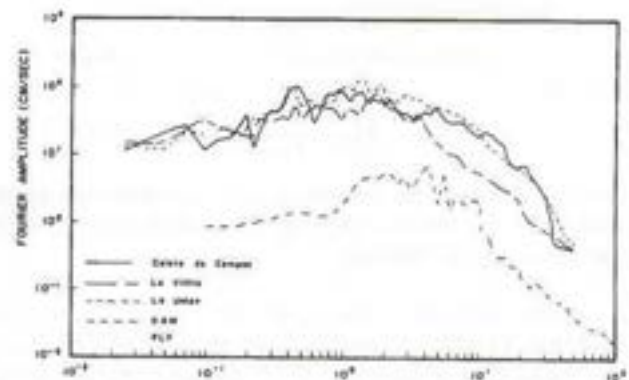


Figura 4. Comparación de espectros de amplitud de Fourier suavizados, calculados para las componentes N-S de registros de aceleración del evento principal de Michoacán en las estaciones de movimiento fuertes más cercanas (regraficada de Anderson et al., [1986]) y de las componentes N-S para la réplica $m_b=4.5$ registrada en DAM y PLV (también mostradas en la Figura 2). Los sitios La Villita, DAM y PLV estuvieron localizados prácticamente en el mismo lugar.

AGRADECIMIENTOS

Deseamos agradecer a James Brune por la información proporcionada previamente a su publicación, así como a Neil Spriggs, Paul Beroza, Fred Mauk, Alfonso Reyes, Cecilio Rebollar, Luis Mendoza, Christian Stolte, William Bennett, Joseph Fedock, Craig Harrison y Dalila Lara Miranda, por la asistencia técnica, discusiones y el mecanografiado del artículo. A Teledyne-geotech, al Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, a la University of California, Santa Cruz, California State University, Northridge, Comisión Federal de Electricidad y a Mexicana de Aviación por su ayuda logística y económica. La National Science Foundation proporcionó fondos bajo el contrato EAR-8417893 y el U.S. Geological Survey, bajo los contratos 14-08-0001-G-977 y 14-08-0001-G-1156. Este artículo es la contribución # 33 del Charles F. Richter Seismological Laboratory of the University of California at Santa Cruz.

BIBLIOGRAFIA

- Anderson, J. G., P. Bodin, J. N. Brune, J. Prince and S. K. Singh (1986), Strong ground motion and source mechanism of the México earthquake of September 19, 1985 ($M_s=8.1$), *Science*, (sometido).
- Anderson, J. G., J. N. Brune and P. Bodin (1985), Preliminary presentation of accelerogram data from the Guerrero strong motion accelerograph array. Michoacán-Guerrero, México, earthquakes of 19 and 21 September, 1985, Preliminary Report GAA-1A, I.G.P.P., University of California, San Diego.
- González-Ruiz, J. R. and K. C. McNally (1984), Influence of earthquake fault mechanism, depth and distance on damage in México, *Memorias VI Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica*, 111-124.
- Joyner, W. B. and D. M. Boore (1981), Peak horizontal accelerations and velocity from strong motion records including records from the 1979 Imperial Valley earthquake, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 71, 2011-2038.
- Kanamori, H. and P. C. Jennings (1978), Determination of local magnitude M_L from strong motion accelerograms, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 68, 471-485.
- Lee, W. H. K., R. E. Bennett, and K. L. Meagher (1972), A method of estimating magnitude of local earthquakes from signal duration, U.S. Geological Survey Open File Report, 28pp.
- Rebollar, C. J., L. Munguía, A. Reyes, L. Mendoza, J. González, C. Duarte, J. Soarez, V. Wong, G. W. Simila, K. C. McNally, C. Stolte, J. González-Ruiz, J. Matter, A. Aburto, G. Nelson, D. Heil, J. Hayes, N. Breen, J. Tagudin, D. Parks, M. O'Mara, E. Gizzi, N. Spriggs, H. Thompson, Y. Koskelo, and J. Collins, Preliminary locations of the aftershocks of the September 19/20, 1985, Michoacán earthquake, *EOS Trans., AGU*, (en prensa).
- Richter, C. F. (1958), *Elementary Seismology*, W. H. Freeman, San Francisco, California.
- Stolte, C., K. C. McNally, G. W. Simila, J. González-Ruiz, A. Reyes, L. Munguía, C. Rebollar and L. Mendoza, Fine Structure of a postfailure Wadati-Benioff zone, *Geophys. Res. Lett.*, (en prensa).
- Tepel, R. E. (1985), The Morgan Hill earthquake of April 24, 1984-effects on facilities of the Santa Clara Valley Water District, Earthquake spectra, *The Professional Journal of the Earthquake Engineering Research Institute*, 1:3, 633-651.
- Cita original:
- Luis Munguía, Gerry W. Simila, Karen C. McNally, and Howard Thompson, (1986), The September 19, 1985 Michoacan earthquake: Aftershock acceleration data recorded by a temporary installation of strong motion instruments, *Geophys. Res. Lett.* vol. 13, No. 6, p., 581-584.

SISMOGENESIS DEL GRAN TERREMOTO ($M_s=8.1$) DE MICHOACÁN, MEXICO DE 1985.

Karen C. McNally, Jaime R. González-Ruiz y Christian Stolte
Charles F. Richter Seismological Laboratory, University of California, Santa Cruz, California.

RESUMEN

El tamaño y la complejidad de la fuente del gran terremoto ($M_s=8.1$) de Michoacán, México, puede atribuirse a dos cosas: una restricción de la anchura de la interfase sísmica de bajo ángulo entre la placa que subduce y la que cabalga y a una distribución uniforme de las asperezas. La evidencia sísmogenética de deformación acumulada durante los 20 años anteriores al terremoto principal de septiembre de 1985 se asemeja a la observada antes de los terremotos de $M_s=7.6$ cercanos a las regiones de Colima (1973) y Petatlán (1979); las subsecuentes zonas de ruptura son sísmicamente tranquilas ($M_b \geq 4.0$) para los ~2.5-4 años anteriores a los terremotos principales; la interfase de empuje tiene deslizamiento asísmico y fallamiento del tipo normal dentro de la placa subducida debajo de los 25-30 km. Existen evidencias de que el terremoto de Playa Azul de 1981 ($M_s=7.3$) es una etapa integral del proceso evolucionario de acumulación de esfuerzos y liberación en el área de Michoacán y podría ser considerado como un premonitor del gran terremoto de 1985.

INTRODUCCION

El gran terremoto ($M_s=8.1$) del 19 de septiembre de 1985, de Michoacán, México, es un evento somero, intraplaca y de tipo inverso, el cual ocurrió en la intersección de la zona de fractura de Orozco con la trinchera Mesoamericana (MAT). Esta área (Figura 1) fue designada como una zona de vacancia sísmica (vacancia de Michoacán) ya que transcurrieron ~74 años entre el último evento ($M_s \geq 7.5$) ocurrido en esta zona y el evento de 1985 (Keller et al., 1973; McNally y Minster, 1981; Singh et al., 1981; Astiz y Kanamori, 1984). Comparando, hay un promedio de 33 ± 8 años para este siglo y de 35 ± 24 años a partir de 1542 para la ocurrencia de terremotos en cualquier lugar de la MAT (McNally y Minster, 1981). El registro sísmico histórico solo es insuficiente para determinar si la subducción de la zona de fractura Orozco (OFZ) fue sísmica o asísmica.

Tres observaciones señalan el alto potencial sísmico de la vacancia de Michoacán: (1) grandes terrazas costeras recientes que sugieren levantamiento tectónico fueron encontradas en la zona de la costa cerca de la OFZ (McNally y Minster, 1981); (2) la distribución de los hipocentros y los mecanismos focales indicaron sólo una desviación menor en la distribución de los patrones regionales de esfuerzos a lo largo de la MAT en México. Esto sugirió una sísmicidad normal en una zona de subducción (Le Fevre y McNally 1985); (3) el mecanismo de fuente del terremoto ($M_s=7.3$) de Playa Azul de 1981, localizado en la mitad de la vacancia,

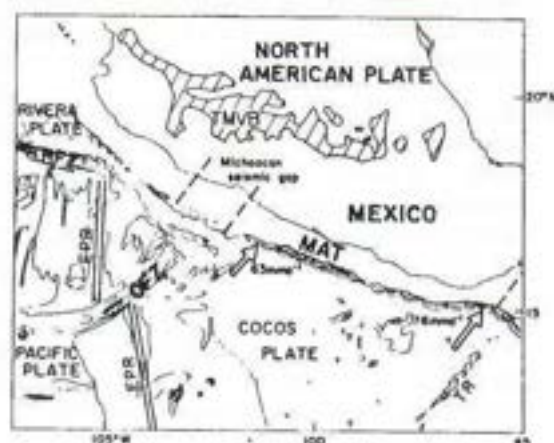


Figura 1. Marco sismotectónico del terremoto de 1985 de Michoacán, México, (según Le Fevre y McNally, 1985). Los rasgos del piso oceánico mostrados son: zona de fractura de Rivera (RFZ), dorsal del Pacífico oriental (EPR), zona de fractura de Orozco (OFZ), cordillera de Tehuantepec (TR), Trinchera Mesoamericana (MAT) y Cinturón Volcánico Transmexicano (TMVB). Las razones de movimiento de la placa se calcularon de Minster y Jordan (1978). La batimetría es de Chase et al. (1970). Los contornos de las profundidades mayores que 4000 m están indicados para la Trinchera. Profundidades menores a 3300 m están indicadas para las dorsales y zonas de fractura. Los intervalos de contorno son cada 200 m.

fue similar a otros terremotos ocurridos a lo largo de la costa oeste de México, con excepción de la caída de esfuerzos (4.5 MPa), la cual fue mayor que el promedio regional (1.0 MPa) (McNally y Minster, 1981; Le Fevre y McNally, 1985). El registro de observaciones similares en otras localidades, donde las vacancias sísmicas están asociadas con la subducción de grandes rasgos topográficos (tales como cordilleras oceánicas), podrían proveer de grandes aportes a la evaluación del potencial sísmico regional.

Como consecuencia del gran terremoto, ahora contamos con nueva información, la cual nos permite presentar algunas conclusiones preliminares con respecto al tamaño del terremoto principal, complejidad de la fuente y expresión sismogénica de la deformación acumulada y distribuciones de los esfuerzos antes de su ocurrencia. Estas observaciones pueden ser útiles para anticipar futuros terremotos tales como el terremoto de Michoacán de 1985.

TAMAÑO DEL TERREMOTO PRINCIPAL Y COMPLEJIDAD DE LA FUENTE

La anchura de la interfase sísmica de bajo ángulo entre la placa subducida y la de cabalgamiento para la región de Michoacán y zonas adyacentes está restringida a ≥ 75 km en distancia y a una profundidad de 25-30 km. Debajo de estas profundidades, la interfase probablemente es de deslizamiento asísmico. Dos evidencias permiten llegar a esta conclusión. Primero, los registros de réplicas bien localizadas con arreglos de campo (Stolte et al., 1986) indican una disminución en la actividad alrededor de los 25 km de profundidad (Figura 2, A-A'). Segundo, esta localización casi cercanamente con la frontera (presentado en el mapa de la Figura 3 como el perfil A-A') entre terremotos predominantemente de fallamiento inverso y fallamiento del tipo normal observada a partir de datos a nivel mundial ($M_s \geq 4.0$). La importancia de los datos registrados en todo el mundo se debe a que reflejan los mecanismos de todos los grandes eventos ocurridos durante un periodo de 20 años anteriores al evento principal. Estos eventos han sido relocalizados usando el método JDH (Dewey, 1971) con eventos de calibración a partir de estudios con arreglos espaciales de campo. Los epicentros están razonablemente bien controlados dentro de aproximadamente ± 10 km; sin embargo, la profundidad y definición de la zona Wadati-Benioff son mucho más inciertas. La resolución en la profundidad, a partir del arreglo local de campo de los datos de las réplicas, es excelente, aunque el periodo de observación fue relativamente corto (2 semanas). La incertidumbre en la profundidad del evento de falla normal en 1964 ($M_s=7.2$) se muestra en las Figuras 2 y 3 y es de alrededor de 5 km, según se obtuvo a partir del modelado de ondas de cuerpo. Este terremoto apoya

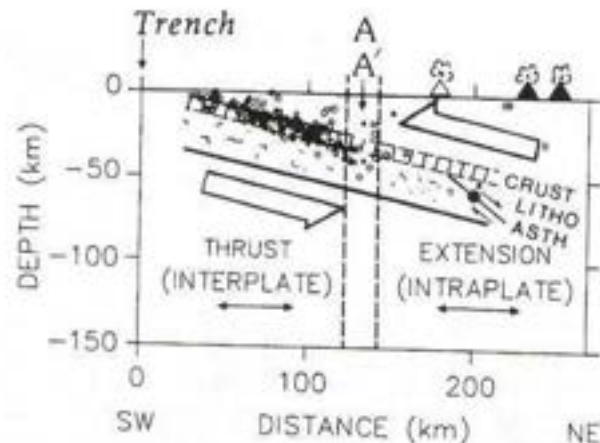


Figura 2. Una proyección de los hipocentros de las réplicas (círculos abiertos) obtenidas por el arreglo de campo define la zona de Wadati-Benioff después del evento y réplica principales (círculos rellenos, izquierda) del gran terremoto de Michoacán de 1985 (Stolte et al., 1986). El buzamiento del evento principal es proyectado como una línea recta. Los espesores característicos de la corteza y litósfera en México son mostrados como escala. Dos zonas de distribución sísmica de esfuerzo correspondientes con los datos mostrados en la Figura 3: eventos de intraplaca compresionales inversos a lo largo de la interfase de la placa que subduce respecto a la de cabalgamiento (izquierdo de A-A'); y (derecho de A-A') eventos intraplaca de falla normal reflejando la extensión dentro de la placa que cae. La profundidad, buzamiento y direcciones de deslizamiento del terremoto de falla normal del gran terremoto ($M_s=7.2$) de Tlapehuala es mostrado (círculo relleno, derecho) (González-Ruiz, 1986, datos no publicados). La posición de los volcanes dentro de los límites de la proyección lateral son mostrados (triángulos rellenos), así como el volcán de Colima (triángulo blanco), al noroeste de esta región (ver Figura 3).

la interpretación de que la falla normal se encuentra dentro de la placa oceánica que se está subduciendo. El corolario es que los esfuerzos dentro de la placa que se está subduciendo debajo de 25-30 km son extensionales antes del terremoto principal. Ya que todos los grandes eventos observados tienen mecanismos de falla normal, y no se han observado inversos, concluimos que la mayor parte del deslizamiento a lo largo de la proximidad a la interfase es asísmica.

La restricción en la anchura de la interfase sísmica entre la placa que subduce y la de cabalgamiento puede ser resultado de un inusual angostamiento en el mecanismo de la porción rígida de la placa cabalgante (p.e. Shipley et al., 1980). Además, al tiempo del gran evento principal, la porción asísmica de la interfase puede actuar como una

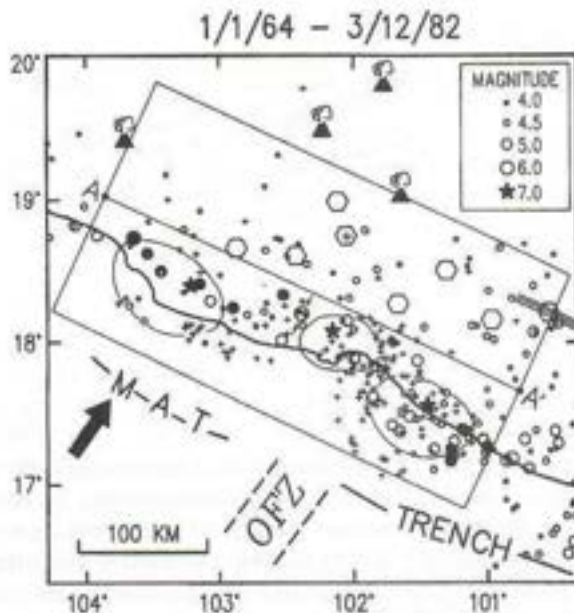


Figura 3. Se muestra la sismicidad ($m \geq 4.0$), del primero de enero de 1964 al 12 de marzo de 1982, relocalizada con el método JHD. Los símbolos rellenos y hexágonos indican eventos con mecanismos de falla inversa y normal, respectivamente (Le Fevre y McNally, 1985). Los círculos abiertos son de mecanismos desconocidos. Hexágonos con barra indican el rumbo de un gran evento de 1964 ($M_s=7.2$) de falla normal de profundidad intermedia ($h=57$) de modelado de ondas de cuerpo (González-Ruiz, 1986, datos no publicados), también mostrado en la Figura 2. El hexágono con cruz (+) es el evento de falla normal del 28 de mayo de 1985 ($m=5.2$) (esto es, cuatro meses antes del evento principal $M_s=8.1$ de Michoacán, ver de la Figura 4 a la 7 y discusión). Las pequeñas cruces (+) son las réplicas del 22 de septiembre al 5 de octubre de 1985 localizadas por el arreglo de campo y que también son mostradas en la Figura 2. Las áreas del evento principal y réplica (estrellas) están delineadas de izquierda a derecha: del 30 de enero de 1973 de Colima ($M_s=7.6$), del 25 de octubre de 1981 de Playa Azul ($M_s=7.3$), del 14 de marzo de 1979 de Petatlán ($M_s=7.6$). La proyección lateral A-A' se refiere a línea de la Figura 4.

barrera de esfuerzo bajo debido a un deslizamiento substancial de un pre-evento asísmico.

La longitud característica (a lo largo del rumbo) del "terreno acuñado" a lo largo de la interfase sísmica (asperezas), también podría estar limitada si la anchura es restringida. Un concepto similar fue sugerido por Kelleher et al. (1974). Si la relación de aspecto de asperezas es cercanamente constante a un valor de ~ 0.7 (basado en un promedio de las dimensiones de la zona de réplicas a lo largo de la costa de México), una restricción en la anchura

de ~ 75 km implica una longitud característica de ~ 107 km y un área correspondiente tal que el evento más grande producido por una aspereza individual no excedería $M_s=7.7$. Esto implica que los eventos mayores más significativos en México (p.e. 1932 y 1985, $M_s=8.0-8.1$ (Wang et al., 1981; Houston y Kanamori, 1986) son producidos por el rompimiento de asperezas múltiples y que los patrones de ruptura de fuente complejos serán típicos. Las consecuencias de este modelo, el cual podría llamarse modelo de rompimiento de asperezas, son: 1) los terremotos más grandes producirían grandes duraciones de la ruptura de la fuente y 2) los tamaños de los terremotos tenderían hacia un límite superior (quizá $M_s=8.0-8.1$) debido a la reducida probabilidad de que más de dos asperezas con áreas correspondientes a terremotos de $M_s=7.7$ podrían romper simultáneamente.

EXPRESION SISMOGENETICA DE LA ACUMULACION DE DEFORMACION Y DISTRIBUCION DE ESFUERZOS

Dos patrones sistemáticos se asocian con los terremotos principales de Colima de 1973 ($M_s=7.6$), el de Michoacán de 1985 ($M_s=8.1$) y el de Petatlán de 1979 ($M_s=7.6$) (Figuras 3 y 4, de izquierda a derecha): 1) tranquilidad sísmica ($m \geq 4$) en la interfase de fallas inversas en un periodo de 2.5 - 4 años antes de los terremotos principales (Figuras 4 y 5); y 2) fallamiento normal significativo en cada zona de ruptura futura durante los años precedentes, pero no siguiendo cada terremoto principal (Figura 4). Los mismos patrones se encontraron antes y después de los últimos seis eventos principales en México ($7.0 \geq M_s \geq 8.1$) (McNally et al., 1986). Una interpretación simple del comportamiento último es que la placa se está deslizando asísmicamente a profundidad y se extiende gradualmente. Mientras los esfuerzos extensionales aumentan, la porción inferior de la placa empieza a quebrar produciendo terremotos de fallamiento normal. Los esfuerzos extensionales son subsecuentemente reducidos cuando el deslizamiento en el terremoto principal permite que la placa se mueva hacia abajo.

Una característica sísmica adicional que se observa en la Figura 4 es la ocurrencia de un evento moderado ($m=5.2$) más abajo en el plano de buzamiento del terremoto principal (~ 100 km) el 28 de mayo de 1985 (3.7 meses antes del terremoto de Michoacán), esto también se observa en las Figuras 5 y 6. Este evento de falla normal junto con la calma sísmica y las réplicas en Michoacán se observan en el mapa de la Figura 5. Dos pequeños eventos ($m=4.5$ y 4.4) del 20 de enero de 1985 y del 19 de junio de 1985 ocurrieron cercanos al epicentro del terremoto principal y rompieron así la tranquilidad sísmica (Figura 5).

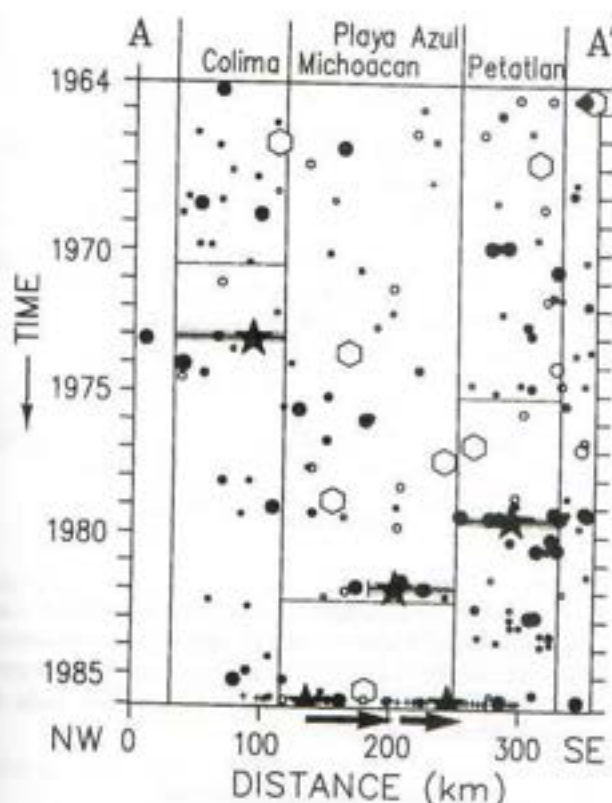


Figura 4. Proyección lateral de la sismicidad ($m_s \geq 4.0$), respecto al tiempo a lo largo de A-A' correspondiente a la Figura 3. Se distinguen dos áreas: sismicidad al SW de A-A' en el régimen de empuje (hacia la trinchera y arriba del buzamiento) son los símbolos sólidos; la sismicidad al NW de A-A' en el régimen extensional (subducción) son los símbolos abiertos; con hexágonos se indican los mecanismos de falla. Las estrellas y zonas rayadas son las áreas del evento principal y réplica. Las líneas horizontales indican el principio del tiempo de la ausencia sísmica en el régimen de empuje anterior al evento principal. Las flechas en la parte inferior indican la propagación de la ruptura al SE de la secuencia del evento principal y réplica de 1985 en Michoacán.

Finalmente, en la Figura 7, la distribución de la sismicidad dentro de la zona de ruptura de Michoacán se muestra como una función de tiempo en una proyección ortogonal a lo largo de T-T' (Figura 5). Las relaciones entre el fallamiento normal, el terremoto de Playa Azul de 1981, la calma sísmica, la actividad final precedente (mostrada en la Figura 5) y el terremoto principal son fácilmente identificadas en la Figura 7. Los estados característicos derivados a partir de un estudio sintetizado de cinco grandes terremotos ($7.0 \geq M_s \geq 7.6$) a lo largo de la TMA (McNally et al., 1986) son incluidos en esta figura para su comparación. Las características sismogénéticas,

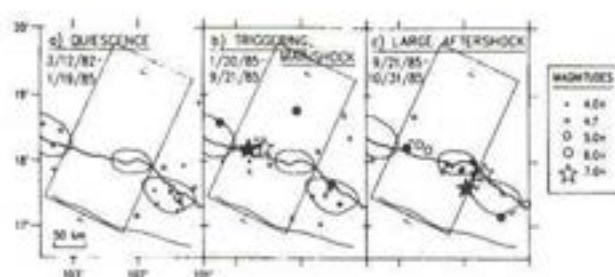


Figura 5. Sismicidad ($m_s \geq 4.0$), antes y después del evento principal de Michoacán en tres periodos de tiempo como se indica. a) Se muestra la quietud sísmica; b) se muestra la sismicidad durante los ocho meses anteriores al evento principal (símbolos sólidos) y localización de dicho evento [de PDE (abierto) y relocalizado con el método JHB (sólido)] y localización PDE para las primeras réplicas (los círculos abiertos son $m_s \geq 4.0$, y con x se indica $m_s < 4.0$) anterior a la gran réplica ($M_s=7.5$); c) se muestran localizaciones del PDE (símbolos abiertos) y las relocalizaciones correspondientes (símbolos sólidos) para la gran réplica y siguiendo las réplicas más pequeñas hasta el 31 de octubre de 1985. La réplica más grande fue relocalizada con el método JHD; la relocalización de las réplicas más pequeñas son del arreglo de campo de los sismógrafos (Stolte et al., 1986). El mecanismo de falla para el gran evento de subducción anterior al evento principal (recuadro (b)) es mostrado en la Figura 6. T-T' indican la línea de proyección para la Figura 7.

precedentes al gran terremoto de Michoacán de 1985, son bastante coherentes con los estados característicos de todo el ciclo del terremoto derivados de todo el conjunto de datos. Además, cuando los datos del terremoto de Michoacán son comparados con los resultados de otros

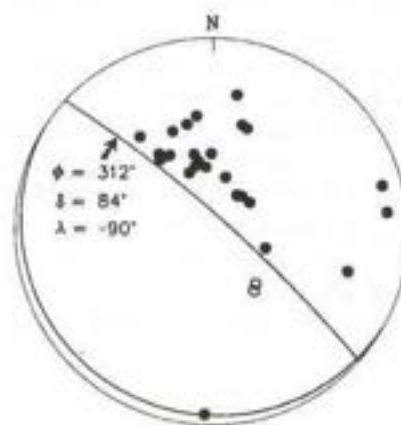


Figura 6. Mecanismo de falla para el evento de subducción del 28 de mayo de 1985 ($m_s=5.2$) posterior al evento principal.

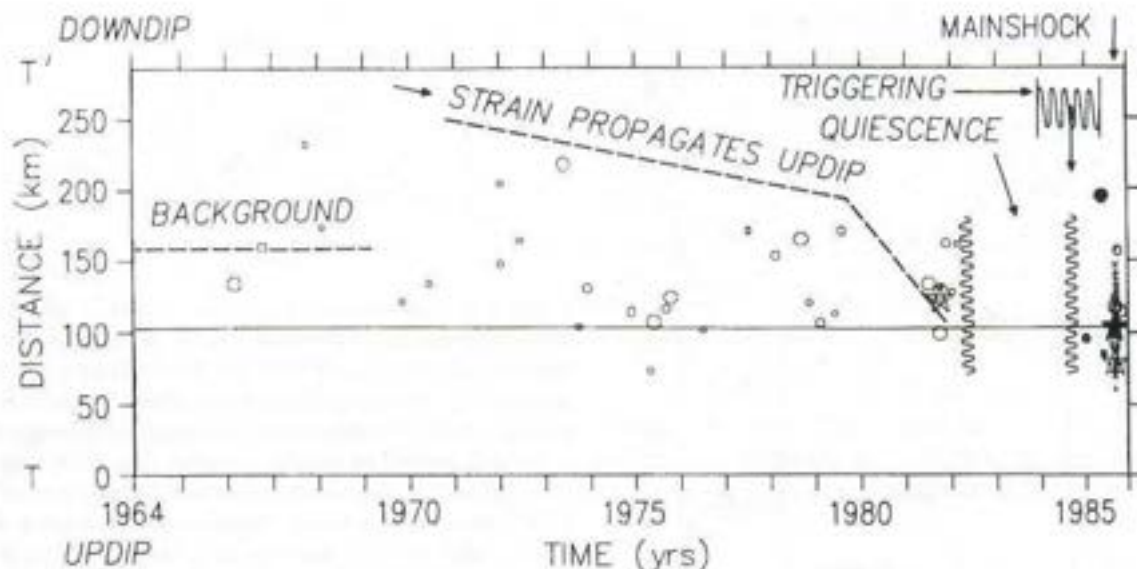


Figura 7. Proyección ortogonal de la sismicidad ($m_b \geq 4.0$) a lo largo de T-T' (Figura 5) contra el tiempo. Las anotaciones indican las fases sistemáticas de debilitamiento de la caída del buzamiento (downdip) a la elevación (updip) de éste, la ausencia sísmica, un periodo de disparo, y un rompimiento en el evento principal encontrado por otros cinco terremotos ($7.0 \leq M_s \leq 7.6$) en un estudio que define los rasgos sismogénicos de toda la secuencia del terremoto a lo largo de la Trinchera Mesoamericana (McNally et al., 1986).

eventos, el de Playa Azul es claramente una parte integral de esta redistribución de esfuerzos y proceso de carga y puede considerarse como un tipo de pre-evento antes del rompimiento de la zona de empuje en el subsecuente gran terremoto.

La consistencia de estas características es remarcable considerando que el terremoto de Michoacán es por lo menos cuatro veces más grande que los eventos de Colima y Petatlán. Varios estudios (p.e. Rikitake, 1976) han sugerido que el periodo de precursores para un evento con $M = 8.0$ es de aproximadamente dos veces más grande que para uno con magnitud $M = 7.5$. Los resultados presentados aquí, así como otras comparaciones (McNally, et al. 1986), indican que, a pesar del mayor tamaño, el periodo más grande de recurrencia y la subducción de la cordillera asísmica, los procesos de preparación del gran terremoto de Michoacán no fueron significativamente diferentes de los eventos más pequeños y comunes ($7.0 \leq M_s \leq 7.6$). Estas observaciones son compatibles con el concepto de que los grandes eventos en esta región son simplemente rompimientos simultáneos de varias subregiones más pequeñas con mecanismo de fuente y esfuerzos similares.

AGRADECIMIENTOS

Deseamos dar las gracias a Steven Ward por su revisión y discusiones. Este estudio fue patrocinado por el U.S. Geological Survey, bajo el contrato 14-08-0001-G1156 y 14-08-0001-G977 y por la National Science Foundation, con el contrato EAR-8417893. Este artículo es la contribución #35 del Charles F. Richter Seismological Laboratory of the University of California, Santa Cruz.

BIBLIOGRAFIA

- Astiz, L. and H. Kanamori (1984), An earthquake doublet in Ometepe, Guerrero, México, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 34, 24-45.
- Chase, R. F., H. W. Menard, and J. Mammernickx (1970), Bathymetry of the North Pacific, Mercator projection, Tech. Rep. Ser. TR1-TR15, Scripps Inst. of Oceanogr. and Inst. of Mar. Resour., La Jolla, CA.
- Dewey, J. (1977), Seismicity studies with the method of joint hypocenter determination Ph.D. Thesis, University of California, Berkeley.

- Houston, H., and H. Kanamori, Source characteristics of the 1985 Michoacán, México earthquake at short periods, *Geophys. Res. Lett.*, (en prensa).
- Kelleher, J., J. Savino, H. Rowlett, and W. McCann (1974), Why and where great thrust earthquakes occur along island arcs, *J. Geophys. Res.*, 79, 4889-4899.
- Kelleher, J. L. Sykes, and J. Oliver (1973), Possible criteria for predicting earthquake locations and their application to major plate boundaries of the Pacific and the Caribbean, *J. Geophys. Res.*, 78, 2547-2585.
- LeFevre, L. V., and K.C. McNally (1985), Stress distribution and subduction of aseismic ridges in the Middle America subduction zone, *J. Geophys. Res.*, 90, 4495-4510.
- McNally, K.C., and J. González-Ruiz (1986), Predictability of the whole earthquake cycle and source mechanics for large ($7.0 \geq M_s \geq 8.1$) earthquakes along the Middle America trench offshore México, *Earthquake Notes, Seismol. Soc. Am.*, 22.
- McNally, K.C., and J.B. Minster (1981), Nonuniform seismic slip rates along the Middle America trench, *J. Geophys. Res.*, 86, 4949-4959.
- Minster, J.B., and T.H. Jordan (1978), Present-day plate motions, *J. Geophys. Res.*, 83, 5331-5334.
- Rikitake, T. (Ed.) (1981), *Current Research in Earthquake Prediction I: Developments in Earth and Planetary Sciences*, Center of Academic Publications, Japan, D. Reidel Publishing Company, 383 pp.
- Shipley, t. H., K. J. McMillen, J.S. Watkins, J.C. Moore, J. H. Sandoval-Ochoa, and J.L. Woezel (1980), *Marine Geology*, 35, 65-82.
- Singh, S.K., L. Astiz, and J. Havskov (1981), Seismic gaps and recurrence periods of large earthquakes along the mexican subduction zone: A reexamination, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 71, 827-843.
- Stolte, C., K.C. McNally, G.W. Simila, J. González-Ruiz, A. Reyes, L. Munguía, C. Rebollar, and L. Mendoza, Fine Structure of postfailure Wadati-Benioff zone, *Geophys. Res. Lett.*, (in press).
- Wang, S., K. C. McNally, and R. Geller (1981), Seismic strain release along the Middle America trench, México, *Geophys. Res. Lett.*, 9, 182-185.
- Karen C. McNally, Jaime R. González-Ruiz and Christian Stolte, (1986), Seismogenesis of the 1985 great ($M_s=8.1$) Michoacan, Mexico earthquake, *Geophys. Res. Lett.*, vol 13, No. 6, p., 585-588.

DAÑO ESTRUCTURAL EN LA CIUDAD DE MEXICO

John F. Hall y James L. Beck

Earthquake Engineering Research Laboratory, California Institute of Technology.

RESUMEN

Este artículo describe el daño estructural ocasionado por el terremoto del 19 de septiembre de 1985 en la ciudad de México. Se incluyen fotografías que muestran varios aspectos del comportamiento estructural. Se presenta una explicación del porqué fueron más vulnerables a daños las construcciones con periodos fundamentales de vibración elástica considerablemente abajo del periodo predominante de dos segundos del movimiento del terreno.

INTRODUCCION

El terremoto del 19 de septiembre de 1985 causó daños considerables a las construcciones modernas en la ciudad de México, pero solamente en aquellas áreas sobre el lecho de un antiguo lago, debido a que allí, el movimiento del terreno fue amplificado considerablemente [Beck y Hall, 1986]. Alrededor de 1000 edificios, en su mayoría de mampostería y concreto reforzado, fueron destruidos. Otros más sufrieron daños moderados pero reparables. En este artículo, se presenta una breve estimación del efecto del terremoto en edificios de la ciudad de México. Se incluye una explicación del porqué se dañaron más severamente los edificios con periodos fundamentales de vibración elástica considerablemente menores que el periodo predominante de los movimientos del lecho del lago. La inserción de este artículo en una monografía de investigación geofísica tiene la intención de redondear esta publicación sobre el terremoto mexicano y promover la interacción entre ingenieros civiles y geofísicos.

VISION GENERAL DEL DAÑO

La mayoría de los edificios que sufrieron colapso total o parcial probablemente carecían de ductilidad; esto es, la habilidad de experimentar flexibilidad considerable sin perder resistencia. Dado que la mayoría de los edificios mejor contruidos cedieron durante la sacudida fuerte del terreno, la ductilidad es esencial para evitar el colapso, especialmente en terremotos de larga duración, cuando ocurre un gran número de ciclos. En construcciones de concreto reforzado, el detallado apropiado y la colocación de las barras de acero reforzado son elementos importantes para proporcionar ductilidad. Quizá con barras de soporte más largas y aros extras para confinar el concreto, la escuela que se muestra en la Figura 1 hubiera sobrevivido al temblor.



Figura 1. Escuela colapsada

En diseño, la ductilidad está interrelacionada con la fuerza debido a que si la resistencia de un edificio es muy baja, entonces la ductilidad que un terremoto demanda es muy alta. En la ciudad de México, la falta de resistencia fue evidente en las columnas de varios edificios (Figura 2), una violación al importante principio del diseño de resistencia sísmica. Este principio señala que es esencial que las columnas proporcionales sean más fuertes que las vigas para distribuir la demanda de ductilidad a través del edificio y evitar la concentración de flexión en un solo piso.

Las construcciones de un piso, de columnas de concreto reforzado y lozas sin vigas, no cumplieron con su función en el terremoto. Un tipo de modo de falla fue causado por un inadecuado esfuerzo cortante en las conexiones de loza a columna, lo que provocó un apilamiento de lozas, permaneciendo las columnas verticales en algunos casos (Figura 3).



Figura 2. Columnas débiles

El uso de mampostería no reforzada para rellenar las paredes exteriores entre los marcos de concreto reforzado es común en las construcciones de la ciudad de México. Los entrepaños de mampostería, siendo rígidos, atrajeron una gran parte de la carga del terremoto y, siendo frágiles, generalmente, se cayeron. Las cuarteaduras diagonales resultantes de un sobreesfuerzo en cizalla son características de dichas caídas (Figura 4). Además, el uso de rellenos de mampostería en tres lados de una construcción, dejando el frente abierto, creó una distribución no simétrica de rigidez y causó una respuesta torsional que aumentó el esfuerzo en los elementos estructurales en el perímetro del edificio.



Figura 3. Construcción con lozas planas

Las construcciones con acero son poco comunes en la ciudad de México, sin embargo, uno de los ejemplos más espectaculares de daño ocurrió en un complejo de cinco edificios con marcos de acero en el Conjunto Pino Suárez. Una torre de 21 pisos se volcó al nivel del tercer piso y cayó hacia el sur sobre otra torre de 14 pisos (Figura



Figura 4. Rompimiento de muros

5). Una clave al mecanismo de colapso se obtuvo después de que una torre vecina idéntica, de 21 pisos, (primer plano de la Figura 5) fue removida revelando columnas torcidas en el alineamiento sur al nivel del 3er piso. Había también columnas de caja de acero y sus lozas separadas en las uniones.



Figura 5. Torres colapsadas en Pino Suárez

Una característica interesante del daño en la ciudad de México es que, en un gran número de edificios, los pisos superiores se colapsaron, dejando la porción inferior intacta (Figura 6). Una razón posible de este comportamiento es que los diseñadores disminuyeron considerablemente el tamaño de las columnas en los pisos superiores, lo cual es permisible si sólo las cargas de gravedad y del viento actúan, pero no así para cargas de terremoto. Otra posibilidad es a través del impacto entre dos edificios de diferentes alturas, separados muy poco uno del otro (Figura 7).



Figura 6. Colapso de los pisos superiores

Aunque la mayor parte del daño ocurrió en las superestructuras, se presentaron algunas fallas en los cimientos. Aquellos edificios de varios pisos, cimentados en pilares que no eran lo suficientemente largos para sostenerse en el estrato firme, bajo la capa arcilla suave pudieron haberse venido abajo durante el terremoto. Esto puede explicar el porqué los edificios que se muestran en la Figura 8 se inclinaron.

DISCUSION DEL DAÑO

El periodo predominante de dos segundos en el movimiento del terreno registrado en el sitio SCT, sobre el lecho del antiguo lago (Beck y Hall, 1986), sugiere que las estructuras con periodos fundamentales de vibración elástica de alrededor de dos segundos pueden ser particularmente dañadas por la resonancia. Sin embargo, esto es una sobresimplificación debido a que la mayoría de los edificios no se comportan elásticamente durante la sacudida fuerte del terreno, ya que razones económicas evitan que sean diseñados para que así sea. Cuando una estructura cede (comienza a sufrir daño), se suaviza, y su periodo efectivo de vibración se prolonga. De esta forma, un edificio que tiene un periodo elástico de dos segundos, o más,



Figura 7. Daño por impacto

puede librarse de estar en resonancia con el movimiento de la tierra conforme su respuesta se incrementa. Por otro lado, un edificio que tiene un periodo de vibración elástica más corto puede entrar en una condición de resonancia conforme cede. Es más, los edificios más vulnerables en la ciudad de México fueron aquellos de 6 a 15 pisos; cerca del 20% de éstos, que se localizaban en el área de daño, se colapsaron o se dañaron severamente. Ya que los edificios con N pisos tienen, en la ciudad de México, un periodo fundamental de vibración elástica de alrededor de $N/10$ segundos (Kobayashi et al., 1986), los periodos de los edificios más vulnerables tuvieron un intervalo de aproximadamente 0.5 a 1.5 segundos.

El efecto que tiene una estructura durante un sismo puede demostrarse por medio de un análisis en el dominio del tiempo, utilizando un modelo histerético elástico plástico. Considérese un conjunto de edificios de 2 a 40 pisos, los cuales cumplen con el código de construcción en la ciudad de México. Por medio de este código, la fuerza del edificio debe ser suficiente como para resistir un conjunto de fuerzas actuando en los primeros pisos, equivalentes a las fuerzas de inercia producidas por la vibración del edificio en una forma de deformación lineal. La suma de estas fuerzas de diseño iguala el producto del peso de edificio y un coeficiente sísmico de 0.06 (independiente de N) y un



Figura 8. Falla de cimentación

factor de carga de diseño de, digamos, 1.2. Supóngase que la estructura vibra en una sola forma de deformación lineal con periodos elásticos de vibración de $N/10$ segundos y una relación de fuerza elástico-plástica-deformación. Introdúzcase un factor de sobrefuerza que permita que un edificio de dos pisos se comporte elásticamente sin flexibilidad ya que esto concuerda con la evidencia. El análisis muestra que un factor de 2.7 será necesario cuando se toma en cuenta el movimiento del terreno E-W, como en el sitio SCT. Postúlese una disminución en el factor de sobrefuerza con la altura del edificio, de acuerdo a $1+3.4/N$. Esta relación es razonable porque los edificios bajos son, a menudo, estructuras que sostienen muros que pueden ser considerablemente más fuertes de lo que el código requiere, mientras que los edificios altos son estructuras de marcos de vigas y columnas, frecuentemente con relleno de mampostería, los cuales tienen relativamente mucho menos resistencia de reserva.

Los resultados del análisis de la serie de tiempo para el movimiento E-W del SCT se presentan en la Figura 9 (desplazamiento máximo del techo vs. la altura del edificio y relación de ductilidad vs. altura del edificio) en tres diseños basados en coeficientes sísmicos de 0.06 (según el código en la ciudad de México), 0.12, y 0.55 (un valor suficientemente alto para que no ceda la estructura). La

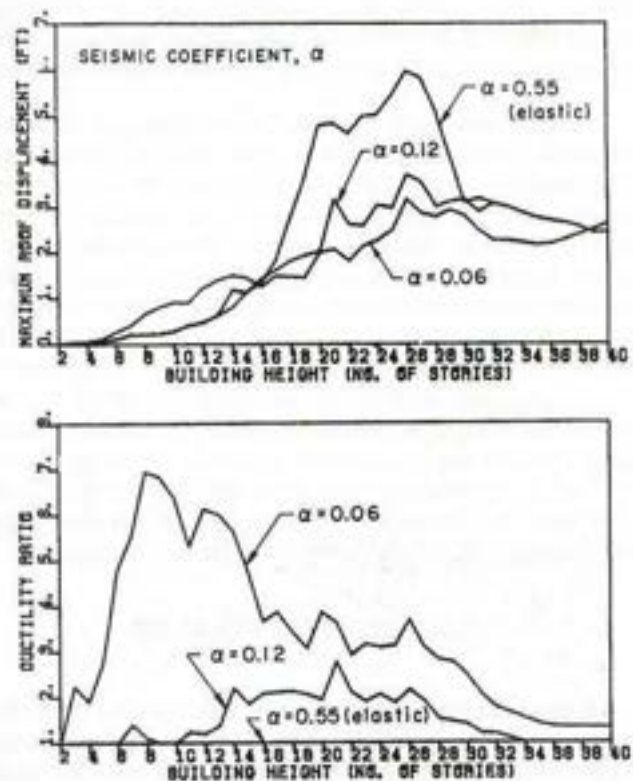


Figura 9. Respuesta de edificios calculada para el movimiento de terreno E-W de la SCT.

razón de ductilidad, o la demanda de ductilidad, es el máximo desplazamiento del techo durante el terremoto, dividido por el desplazamiento del techo cuando el edificio comienza a ceder. Si no cede el edificio, la razón de ductilidad se define como la unidad.

La respuesta elástica (Figura 9, superior) muestra una resonancia considerable para edificios de 20 a 25 pisos de altura debido a la coincidencia de sus periodos de vibración elástica con el rango de periodo predominante, de acuerdo con la información de movimiento del terreno. Para edificios diseñados con coeficientes sísmicos bajos (0.06 - 0.12), esta resonancia desaparece debido al alargamiento del periodo del edificio conforme éste cede.

El ataque sísmico al edificio se mide mejor en términos de demanda de ductilidad (Figura 9, inferior). La demanda es más alta en edificios de 6 a 15 pisos. Aparentemente, los edificios de 6 a 15 pisos entraron a una condición de resonancia (relativa al desplazamiento de la ruptura), pero no así los edificios más altos. El requerimiento de la razón de ductilidad de 5 a 7, como muestra el análisis, se puede cubrir con buenas prácticas de diseño y detallado, pero podría causar bastante problema de otra forma, especialmente en terremotos de larga duración, los cuales producen muchos ciclos de ruptura. Aumentar el coeficiente sísmico

mico a 0.12 reduce bastante la demanda de ductilidad. El código posterior al terremoto en la ciudad de México tiene ahora este coeficiente sísmico [Rosenblueth y Meli, 1986].

Aunque el análisis predice correctamente el intervalo de altura de los edificios más vulnerables, las razones de ductilidad dadas en la Figura 9, que se mencionan con anterioridad, deberían ser tomadas con precaución, debido a todas las suposiciones hechas. Por ejemplo, la interacción suelo-estructura y el ablandamiento no lineal del suelo se han ignorado; los varios grados de libertad de una estructura real se han reemplazado por una sola forma de deformación lineal; y se ha supuesto un rompimiento uniforme en todo el edificio. Sin embargo, el análisis captura una característica esencial de la respuesta no lineal y sugiere el por qué el daño se concentró en edificios con períodos fundamentales de vibración elástica, significativamente menores que el período predominante de dos segundos del movimiento del lecho del lago.

COMENTARIOS FINALES

Aún en las áreas severamente dañadas de la ciudad de México, varios edificios sobrevivieron sin daño, algunos sin siquiera vidrios rotos. ¿Por qué algunos edificios resistieron mientras otros se dañaron? ¿El colapso de edificios se debió a la falta de conocimientos de ingeniería o a diseños de construcción deficientes? ¿Es adecuado el código de construcción? Estas preguntas quedan parcialmente sin respuesta. Mientras que los análisis generales, como el que se presenta en la sección previa, ayudan, la respuesta completa a estas preguntas está en espera de estudios de edificios individuales. Desafortunadamente, la falta de documentación detallada del daño causado por el terremoto, las demoliciones subsecuentes y la remoción de muchos edificios sin inspección o prueba de materiales, y la dificultad para obtener los planos estructurales de los edificios, evitan que estas preguntas sean completamente resueltas.

BIBLIOGRAFIA

- Beck, J.L. and J.F. Hall, (1986), Factors contributing to the catastrophe in México City during the earthquake of September 19, 1985, *Gephys. Res. Letters*, (esta publicación).
- Kobayashi, H., K. Seo and S. Midorikawa, (1986), Report on seismic microzoning studies of the México City earthquake of September 19, 1985, Part 2, Tokyo Institute of Technology, Yokohama, Japón.
- Rosenblueth, E. and R. Meli, (1986), The 1985 earthquake: causes and effects in México City, *Concrete International*, American Concrete Institute.
- Cita original:
- John F. Hall and James L. Beck, (1986), Structural damage in Mexico City, *Gephys. Res. Lett.*, vol. 13, No. 6, p., 589-592.

FACTORES QUE CONTRIBUYERON A LA CATASTROFE EN LA CIUDAD DE MEXICO DURANTE EL TERREMOTO DEL 19 DE SEPTIEMBRE DE 1985.

James L. Beck y John F. Hall
Earthquake Engineering Laboratory, California Institute of Technology

RESUMEN

El gran daño causado a edificios altos en la ciudad de México durante el terremoto del 19 de septiembre de 1985, se debió principalmente a la intensidad del movimiento del terreno. Esta intensidad excedió los límites considerados como creíbles para la ciudad por los ingenieros mexicanos. Fueron dos los factores principales que contribuyeron a la catástrofe: la resonancia de los sedimentos de un antiguo lago que alguna vez existió en el Valle de México y la larga duración del movimiento, comparado con otros terremotos costeros ocurridos en los últimos 50 años. Ambos factores pudieran volver a ocurrir si la vacancia sísmica de Guerrero se rompiera en un solo evento.

INTRODUCCION

El terremoto mexicano del 19 de septiembre de 1985, junto con sus réplicas, ha sido el terremoto más desastroso en la historia de México. A pesar de que la ciudad de México no fue devastada totalmente, cerca de 20,000 personas perdieron la vida (Brepp, 1986), alrededor de 300,000 personas, de una población de 18 millones, perdieron sus viviendas y de 800 a 1000 edificios fueron o serán demolidos. Edificios públicos, tales como escuelas, hospitales y programas de vivienda del gobierno, fueron severamente dañados, lo que contribuyó significativamente a la gran pérdida de vidas. A pesar de ser incierto como muchas de las estadísticas relacionadas con el daño causado por el terremoto, el impacto económico se estima en 5 mil millones de dólares. Desde el punto de vista de la ingeniería, el aspecto más serio de la destrucción es que más de 300 edificios diseñados bajo códigos modernos de construcción sísmica, o bien se colapsaron, o fueron severamente dañados, sin posibilidad de ser reparados. Un estudio realizado por ingenieros del Instituto de Ingeniería de la UNAM (Universidad Nacional Autónoma de México), mostró que, dentro de la zona de daño, aproximadamente el 20% de los edificios de entre 6 y 15 pisos se colapsaron o fueron severamente dañados.

En este artículo, discutimos lo que consideramos como los principales factores que contribuyeron a los daños a los edificios modernos en esta catástrofe sin precedente. Nuestras conclusiones se basan en inspecciones realizadas personalmente en el área afectada de la ciudad de México dos semanas después y en información propor-

nada por nuestros colegas de la UNAM. Aún queda mucha investigación por hacer; en particular, destacamos varios factores, los cuales son importantes para entender los efectos de ingeniería causados por los terremotos y que pudiesen ser beneficiados por los estudios que realizan los sismólogos. En un artículo conjunto (Hall y Beck, 1986) presentamos un punto de vista sobre el daño y discutimos debilidades comunes en el diseño y construcción que fueron revelados por el terremoto.

ANTECEDENTES SISMOLOGICOS Y GEOLOGICOS

El terremoto ocurrió a las 7:18 a.m. hora local (13h 17m 48s UT), del jueves 19 de septiembre de 1985. Fue una fortuna que no ocurriera más tarde, ya que la mayoría de los edificios que se colapsaron eran oficinas que a esa hora estaban prácticamente vacías, pero que, unas horas más tarde, hubiesen estado completamente llenas de personas.

El terremoto tuvo una magnitud de onda superficial de Richter de $M_s = 8.1$, seguido por una fuerte réplica de magnitud $M_s = 7.5$ el viernes 20 de septiembre por la noche. El movimiento principal tuvo su epicentro aproximadamente a 400 km de la ciudad de México en la costa del Pacífico, cerca del pueblo de Lázaro Cárdenas, en la frontera entre los estados de Michoacán y Guerrero. La fuente tectónica del terremoto es la subducción de la Placa de Cocos, debajo de la placa de Norteamérica. Esta zona de subducción ha sido la responsable de varios terremotos fuertes que han

sacudido las partes centro y sur de México durante este siglo, incluyendo los eventos de Acapulco de 1957 ($M_s=7.5$) y el de Petatlán en 1979 ($M_s=7.6$). Ambos terremotos también produjeron serios daños en la ciudad de México, pero no en el grado que causó el reciente terremoto.

Un rasgo especial del terremoto del 19 de septiembre comparado con otros terremotos de la zona de subducción de la placa de Cocos en los últimos cincuenta años, es que consistió en dos eventos de ruptura separados, teniendo cada uno una duración de alrededor de 16s. El segundo evento se inició 25s después del primero y se localizó a 90 km al sureste del mismo, en medio de la zona de réplicas del terremoto de Playa Azul de 1981 (Houston y Kanamori, 1986; Eissler, Astiz y Kanamori, 1986). Si el proceso de ruptura hubiera sido más o menos continuo, sería interesante saber si las consecuencias hubieran sido las mismas. Esto tiene implicaciones ingenieriles, dado que la duración de la fuerte sacudida es uno de los factores controladores de la cantidad de daño.

Una rasgo de gran importancia en la explicación del daño en la ciudad de México es la geología local. Gran parte de la ciudad está construida en la orilla del lecho de un lago, el cual se ha ido secando desde que fue drenado en tiempos de la Colonia. Los sedimentos depositados por el lago produjeron un perfil de capas rugosamente horizontales en el subsuelo; una capa relativamente firme de grava y relleno en la superficie, que es de 5 a 10 m de espesor con una velocidad de onda de corte efectiva de aproximadamente $c = 90$ m/s; una capa subyacente de arcilla suave, de 25 m a 35 m de espesor, con $c = 57$ m/s, y debajo de esa se encuentra una capa de arena firme de 2 m a 5 m de espesor, con $c = 150$ m/s. Existen capas más profundas de arcilla y arena. Los datos del perfil del suelo están basados en información obtenida a partir de pozos en sitios de construcción, brindada por el Profesor Meli de la UNAM.

La velocidad efectiva de onda de corte fue calculada a partir de los datos en Zeevaert (1964). Se asignaron valores para un sitio en particular en el lecho del lago, pero a partir de que los sedimentos fueron depositados probablemente en forma uniforme, los valores para las capas de arcilla y arena, mencionados anteriormente, pueden ser representativos de dimensiones horizontales de varios kilómetros.

FACTORES QUE CONTRIBUYERON AL DAÑO

Basado en un estudio efectuado por ingenieros de la UNAM, se ha realizado un mapa que muestra la distribución de los sitios con mayor daño y las estructuras que se

colapsaron en la ciudad de México (Figura 1). Es muy interesante notar que el mayor daño está confinado a aquellas porciones de la ciudad que se encuentran en la parte vieja del lecho del lago. El mismo estudio mostró que el mayor porcentaje del daño ocurrió en edificios de entre 6 y 15 pisos. Debido a la severidad del daño estructural, ha habido especulación sobre si esto es el resultado de la pobre calidad de los materiales, de la pobre supervisión y de la falta de apego al código mexicano de diseño antisísmico. Estos factores pueden haber jugado un rol en



Figura 1. Distribución de daño estructural severo y sitios donde se obtuvieron los datos de los movimientos fuertes del suelo. Solamente las calles principales de la ciudad de México están representadas en la figura.

algunos casos, pero bajo nuestro punto de vista, la principal razón de este gran daño fue la intensidad del movimiento en la zona del lecho del lago, la cual fue mucho más grande que la intensidad predicha por el código de construcción de prevención sísmica. Los dos factores principales, causantes del daño a los edificios son:

- (1) resonancia en los sedimentos del lago y
- (2) La duración del movimiento

RESONANCIA DE LOS SEDIMENTOS DEL LAGO

Un registro de movimiento fuerte obtenido durante el evento principal en el Observatorio Sismológico de Tacubaya (Figura 2) es representativo de varios registros de movimientos fuertes obtenidos en terreno firme en la ciu-

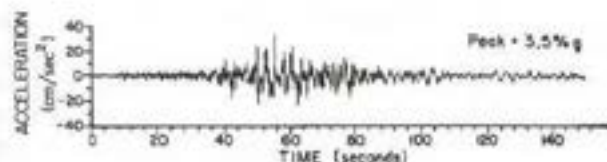


Figura 2. Aceleración del terreno en dirección este-oeste registrada en el Observatorio Sismológico, Tacubaya, que se encuentra sobre terreno firme. (tiempo de disparo: 13:19:09 UT)

dad de México. Ellos exhiben un contenido amplio de frecuencias con una aceleración pico horizontal de 3% a 4% de g. En contraste, un registro de movimiento fuerte obtenido en el sitio SCT (Secretaría de Comunicaciones y Transportes) sobre el lecho del lago presentó una aceleración horizontal pico de 17% de g y un contenido de frecuencia dominado por una componente con período de 2 s (Figura 3). La máxima aceleración de las componentes este-oeste y norte-sur registrada es de 20% de g. Esto puede ser comparado con la aceleración correspondiente a un período de retorno de 100 años, que fue estimado antes del terremoto en 14% de g. (Rosenblueth, 1979). La aceleración vertical en el sitio SCT fue mucho más pequeña, con un pico de aproximadamente un quinto de la aceleración máxima horizontal. Otra característica del movimiento en el lecho del lago es que la amplitud de la aceleración crece alrededor de 40 s, lo que sugiere una resonancia creciente dentro de los sedimentos.

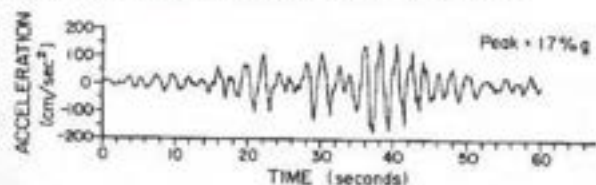


Figura 3. Aceleración del terreno en dirección este-oeste grabado en el sitio SCT sobre el antiguo lecho del lago. (tiempo de disparo: 13:19:43 UT)

Más apoyo para esta hipótesis de resonancia es la fuerte amplificación del movimiento del terreno entre los sitios de Tacubaya y SCT, los cuales están separados 5 km (Figura 1). Esto se demuestra dramáticamente en los espectros de respuesta en estos dos sitios (Figura 4). El espectro muestra la respuesta máxima al movimiento del terreno obtenido por un oscilador armónico amortiguado en función de su período de vibración. Para un oscilador con 5% de amortiguamiento, el cual puede ser tomado como representativo de la respuesta elástica de un edificio en su modo fundamental de vibración, la respuesta pico del movimiento del terreno para SCT es de aproximadamente 25 veces más grande que la respuesta pico en

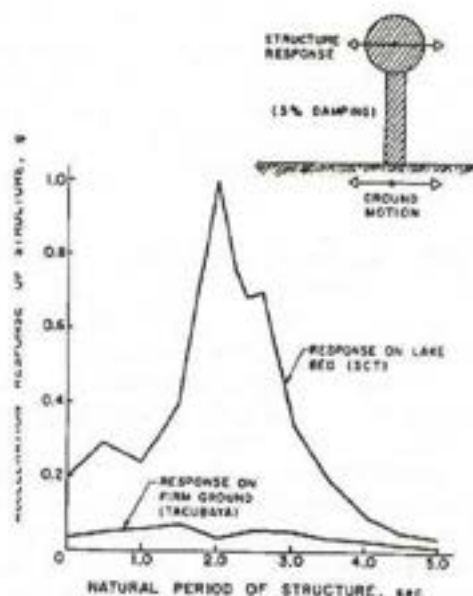


Figura 4. Espectro de respuesta de aceleración espectral en los registros de movimientos fuertes en Tacubaya y SCT, mostrados en las Figuras 2 y 3. El oscilador tiene un amortiguamiento de 5% del crítico.

Tacubaya a período de 2 s. De hecho, la aceleración espectral de 1 g para el 5% de amortiguamiento es excepcionalmente grande. Debe notarse que el espectro de Tacubaya no tiene un pico en el período de 2 s, sugiriendo entonces que, en este período, en la zona del lago, la respuesta fuerte es un efecto local. En efecto, Houston y Kanamori (1986) encontraron que el espectro de amplitud de Fourier de la fuente se encuentra en el rango de 1 a 10 segundos relativo al espectro promedio de la fuente de 7 eventos grandes en la zona de subducción.

Existen otras dos características en el espectro de respuesta en SCT, de la Figura 4, que vale la pena comentar. Una característica importante parece ser el pico en el período de 2.6. También se muestra en el espectro de amplitud de Fourier en 0.38 Hz (período 2.63 s), donde se ve separado más claramente que en la Figura 4 del pico a 0.49 Hz (período 2.04 s). El otro máximo en SCT tiene un espectro de respuesta de alrededor 0.5 s (Figura 4), de hecho aparece a 0.68 s cuando el espectro es recalculado con una resolución de frecuencia más fina. En el espectro de amplitud de Fourier, hay un pico que corresponde a 1.47 Hz (0.68 s), sin embargo, no aparece tan fuerte como en el espectro de respuesta.

Existen dos modelos simplificados que podrían explicar el aparente fenómeno de resonancia, uno tiene que ver con propagación de ondas de cuerpo a través de valles sedimentarios y el otro incluye ondas superficiales

propagándose por el valle. La situación real es más compleja que esto, a pesar de que una combinación de estos modelos nos puede dar una explicación de calidad. Sentimos sin embargo, que este fenómeno es lo suficientemente importante como para garantizar que se realicen estudios mucho más detallados que los que la figura muestra.

El modelo de ondas de cuerpo postula que las ondas de corte entran al Valle de México por el basamento y se propagan hacia la superficie, encontrando capas con velocidades menores. Esto causa que las ondas se aproximen a una incidencia vertical, de manera que la resonancia es causada por reflejos que van y vienen entre la superficie libre y cualquier interfase que cruce donde se encuentre un pronunciado cambio en la velocidad de la onda de corte. El cambio más grande cerca de la superficie es una interfase entre la capa de arcilla más somera y la capa de arena debajo de ésta. En esta situación, la frecuencia más baja de resonancia puede ocurrir para ondas de corte que tienen un período de cuatro veces más el tiempo que les toma en propagarse de la interfase arcilla/arena a la superficie libre. En el sitio SCT, la capa superficial tiene alrededor de 6 m de espesor y la capa de arcilla debajo de ésta tiene 25m de espesor. De las velocidades de las ondas de corte dadas anteriormente, encontramos que el período de resonancia más bajo es de 2.0 s. El siguiente período de resonancia más bajo para estas dos capas es de 0.67 s, un tercio del período fundamental. Estos períodos de resonancia están completamente de acuerdo con los máximos observados en el espectro del registro de movimiento fuerte de SCT. Basado en una discusión similar, el pico a 2.6 s pudo haberse dado por la resonancia entre la superficie libre y la siguiente interfase de arcilla/arena más profunda.

Para el modelo de ondas superficial, no es necesario postular la excitación de los modos de "valle cruzados" para poder amplificar los movimientos de la superficie. De hecho, la existencia de fuertes ondas estacionarias por reflexión a lo largo del valle, parece no ser posible. Drake (1980), utilizando un modelo de elemento finito, mostró que las ondas de Love y Rayleigh propagándose dentro de un valle semi-infinito son amplificadas en ciertos periodos a pesar de la ausencia de fronteras de reflexión. Los periodos para amplificaciones grandes corresponden al período más largo de resonancia de las ondas de corte que se propagan verticalmente hacia la capa de aluvión relativamente suave en la superficie. Así, el acuerdo entre los periodos resonantes del modelo de incidencia vertical, ondas de corte y los periodos de los picos en el espectro de movimiento fuerte, no favorecen necesariamente este modelo sobre el de ondas superficial.

La importancia del fenómeno de resonancia en la contribución al daño estructural es aparente en comparación con el espectro de respuesta en la Figura 4. Esta es la razón por la cual el daño fue confinado a las áreas de la ciudad de México localizadas sobre el lecho del lago. También explica por qué los edificios de varios pisos fueron los que sufrieron el más fuerte ataque sísmico. Ellos tienen largos periodos fundamentales de vibración, de aquí la respuesta de resonancia a los periodos largos de movimiento en la zona del lago. Los antiguos edificios coloniales y otros edificios de pocos pisos sobrevivieron afectándose mínimamente porque tuvieron periodos fundamentales cortos y no precisamente porque hayan sido edificios más fuertes.

Un rápido análisis de la Figura 4 podría sugerir que los edificios de 15 a 25 pisos serían los más afectados, basado en la regla del pulgar que dice que los rascacielos con N número de pisos tienen periodos elásticos fundamentales aproximadamente de $N/10$ s. De hecho, las estadísticas muestran que el daño se concentró en edificios de 6 a 15 niveles. La explicación es que mientras los edificios llegan a su límite sufren daños estructurales y no estructurales, por lo que su período natural se alarga. En efecto, edificios de 6 a 15 niveles estuvieron en la banda de frecuencia más energética de los movimientos del lecho del lago, mientras que edificios más altos salieron fuera de este rango, así como aquellos que se hicieron más flexibles durante el terremoto (Hall and Beck, 1986).

DURACION DE LA SACUDIDA

Suponiendo que la amplificación ocurrida en el lecho del lago se debe principalmente a la resonancia de las ondas sísmicas generadas en la superficie de las capas, la duración de las ondas sísmicas es un factor muy importante en el control del grado del incremento de la amplitud. El terremoto del 19 de septiembre de 1985 registró la duración más grande comparada con otros terremotos en la zona de subducción Cocos en los últimos 50 años; esto ayuda a explicar la mayor destrucción en la ciudad de México. Primeramente, el movimiento del terreno tuvo más tiempo para que se incrementaran mayores amplitudes por resonancia en los sedimentos del lago.

De hecho, esto pudo haber sido más importante que el aumento de la amplitud de las ondas debido a la mayor magnitud del evento reciente en comparación con terremotos ocurridos en la costa. En segundo lugar, una vez que el daño estructural ha sido iniciado, éste tiende a ser progresivamente peor cuando el número de ciclos de amplitud grande se incrementa; así, mientras mayor sea el tiempo de movimiento, mayor daño podría acumularse.

CONCLUSIONES

A pesar de que pensamos que la principal razón para la gran catástrofe ocurrida en la ciudad de México fue que el movimiento fue mucho más intenso de lo que los códigos de construcción habían anticipado, también hubo factores indebidos de diseño y construcción (Hall and Beck, 1986). Es importante hacer notar que, antes del terremoto, expertos en esta materia habían considerado adecuados los códigos de construcción. Por datos obtenidos de otros movimientos del terreno en la ciudad, se sabe que el terreno es alterado substancialmente por los sedimentos del lago en cierto rango de frecuencias (Zeevaert, 1964). Esto fue tomado en cuenta cuando se realizaron los códigos de construcción para la ciudad de México, en donde los requisitos en el diseño fueron los más estrictos, principalmente para las estructuras en el rango de período de 0.8s a 3.3s que serían construidas en la zona del lago. En contraste, en Estados Unidos los códigos toman ventaja del hecho de que todos los registros de movimientos fuertes obtenidos en este país muestran que la energía en los espectros del máximo movimiento del terreno está a periodos más cortos; así, los códigos sísmicos son menos exigentes para la construcción de edificios en periodos que exceden 0.3s.

A pesar de esto, la resonancia de los sedimentos en el lago, uno de los dos factores principales que contribuyeron a estos movimientos, no fue sorpresa. Lo que fue sorprendente fue el grado de amplificación y el segundo factor principal, la larga duración de la sacudida, que pudo haber contribuido significativamente. Tomando en cuenta estos factores, la vacancia sísmica de Guerrero hacia el sureste de la zona de ruptura de septiembre debe ser analizada seriamente. Si esta vacancia tuviera un completo rompimiento en un solo terremoto, podría ser capaz de producir un evento de similar tamaño y duración a la sacudida de la última ruptura del año pasado en la vacancia de Michoacán. Además, la vacancia de Guerrero está más cerca a la ciudad de México. La conclusión es que los movimientos en el lecho del lago, al menos tan intensos como los de septiembre, deben ser considerados como una fuerte posibilidad en el futuro cercano.

AGRADECIMIENTOS

Queremos agradecer la cooperación del personal del Instituto de Ingeniería de la UNAM; particularmente al Profesor Jorge Prince, quien nos proporcionó los datos de movimientos fuertes; al Profesor Roberto Meli, quien nos dio los datos del estudio realizado acerca de los daños.

BIBLIOGRAFIA

- Brepp, 1986. The Mexico City earthquake of September 19, 1985: Lessons for the Bay Area, Newsletter of the Bay Area Regional Earthquake Preparedness Project, Oakland, California.
- Drake, L.A. (1980), Love and Rayleigh waves in an irregular soil layer, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 70, 571-582.
- Eissler, H., L. Astiz, and H. Kanamori, Tectonic settings and source parameters of the september 19, 1985 Michoacán, México earthquake. *Geophys. Res. Letters*, (esta publicación).
- Hall, J.F., and J.L. Beck, Structural damage in México City, *Geophys. Res. Letters*, (esta publicación).
- Houston H., and Kanamori, Source characteristics of the 1985 Michoacán, México earthquake at short periods, *Geophys. Res. Letters*, (esta publicación).
- Rosenblueth, E. (1979), Seismic design requirements in a Mexican 1976 code, *Earth Eng. and Struct. Dy.*, 7, 49-61.
- Zeevaert, L. (1964), Strong ground motions recorded during earthquakes of may the 11th and 19th, 1962 in México City, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 54, 209-231.
- J.L. Beck and J.F. Hall, earthquake Engineering Research Laboratory, Caltech, Pasadena Ca. 91125.
- Cita original:
- James L. Beck and John F. Hall, (1986), Factors contributing to the catastrophe in Mexico City during the earthquake of September, 1985, *Geophys. Res. Lett.*, vol 13, No. 6, p., 593-596.

CARACTERISTICAS DE LA FUENTE DEL TERREMOTO DE 1985 DE MICHOACAN, MEXICO, A PERIODOS DE 1 A 30 SEGUNDOS

Heidi Houston y Hiroo Kanamori

Seismological Laboratory, California Institute of Technology, Pasadena, CA.

RESUMEN

Características de la fuente del terremoto del 19 de septiembre de 1985 de Michoacán, México, y su réplica del 21 de septiembre fueron inferidas a partir de registros telesísmicos del GDSN de banda ancha y de periodo corto. Calculamos la transformada de Fourier, corregida por la respuesta instrumental, atenuación, dispersión geométrica y patrón de radiación (incluyendo las fases profundas) y se promedió para obtener el espectro de la fuente telesísmica de 1 a 30 s. El espectro de la fuente de Michoacán es enriquecido a 30 s y disminuido de 1 a 10 s, relativo a un promedio del espectro de la fuente de eventos grandes de subducción intraplaca. El espectro de la réplica del 21 de septiembre y de los eventos de Playa Azul de 1981, Petatlán de 1979 y Oaxaca de 1978 tienen una tendencia similar al evento de 1985. Esta tendencia espectral puede caracterizar la zona de subducción mexicana.

Una inversión de mínimos cuadrados estación-por-estación de los registros del terremoto de Michoacán para la función de tiempo de la fuente produjeron tres pulsos de la fuente, la cual interpretamos como eventos en el plano de falla. Los primeros dos son similares en momento y el tercero tiene sólo el 20% del momento del primero. La directividad es evidente en el tiempo. En cada estación, medimos las diferencias de tiempo entre los pulsos y realizamos una estimación no lineal de mínimos cuadrados del rumbo, distancia y tiempo de separación entre los eventos, para situar las diferencias relativas entre ellos. El segundo evento ocurrió 26 s después del primero y a 82 km al sureste de éste, indicando una ruptura hacia al sureste a lo largo de la trinchera. El tercer evento ocurrió 21 s después del segundo y alrededor de 40 km hacia el mar respecto a éste. Los dos grandes eventos son también observados en movimientos fuertes del campo cercano.

Los registros del evento principal, espectro y funciones de tiempo contienen menos radiación a alta frecuencia que los del terremoto de Valparaíso, Chile, de 1985. Aparentemente, el terremoto de Michoacán rompió dos asperezas relativamente suaves y fuertes, las cuales generaron ondas largas de 30 s y también pequeñas de 1 a 10 s. Tal comportamiento contrasta con el evento de Valparaíso, el cual tuvo un proceso de ruptura más complejo y generó más energía entre 1 y 5 s. Esta diferencia es coherente con el registro de aceleración altamente cercano del evento de Valparaíso.

INTRODUCCION

El 19 de septiembre de 1985, un gran terremoto de subducción ($M_w=8.0$ u 8.1) ocurrió en la vacancia de Michoacán a lo largo de la Trinchera Mexicana (ver Figura 1). Este tuvo el mayor momento sísmico de los terremotos ocurridos en 1985. La inusual alta aceleración generada causó gran daño en la ciudad de México y miles de muertes. Desde el punto de vista de la ingeniería de terremotos, es importante distinguir entre los efectos de la fuente de este terremoto y los efectos de sitio o propagación peculiar en la ciudad de México. Con este fin, analizamos registros de telesismos del GDSN (Global Digital Seismic Network) de banda ancha y periodo corto del terremoto del 19 de septiembre y su réplica del 21 del mismo ($M_w=7.6$) para determinar las características de sus fuentes a periodos

de 1 a 30 s. Comparamos los espectros de la fuente de estos y de otros terremotos recientes de la zona de subducción mexicana, los cuales fueron registrados digitalmente. También se tienen registros disponibles de la GDSN para el temblor del 3 de marzo de 1985 de Valparaíso, Chile, ocurrido a lo largo de la trinchera chilena, el segundo terremoto más grande de 1985. Podemos mostrar que la fuente del terremoto de Michoacán tiene una duración larga (alrededor de 1 minuto), pero la energía se reduce en periodos de 1 a 10 s relativo a un promedio del tamaño de la fuente y relativo al terremoto de Valparaíso, sugiriendo que la inusual alta aceleración en la ciudad de México no fue un efecto de fuente. Esta conclusión es consistente con una comparación de los datos de movimientos fuertes del campo cercano para los dos eventos. Datos telesísmicos, por lo tanto, pueden ser usados para predecir algunas características de movimientos fuertes del campo cercano.

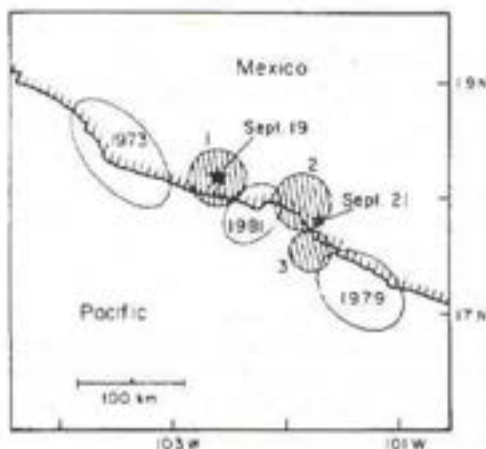


Figura 1. Mapa que muestra la zona de ruptura del terremoto de Michoacán, México. Las estrellas señalan los epicentros del PDE del evento principal y de la réplica más grande. Las áreas rayadas muestran las zonas de ruptura inferidas de las tres fuentes de los subeventos del temblor principal encontradas en este estudio, suponiendo una velocidad de ruptura de 2.5 km/s y una rampa del subevento de 10, 10, y 7 s. Las zonas de ruptura inferidas de las áreas de réplica de los terremotos de 1973, 1979 y 1981 también se indican.

REGISTROS DE GDSN Y ANALISIS ESPECTRAL

La Figura 2 muestra algunos de los registros disponibles de la componente vertical de banda ancha y periodo corto para los eventos del 19 y 21 de septiembre. Dos eventos distintivos en la fuente, de alrededor de 25 s son claramente visibles en los registros de banda ancha del evento principal.

Realizamos un análisis espectral de los registros disponibles, usando el procedimiento descrito en Houston y Kanamori [1986]. Se utilizaron ventanas y filtros cosenoidales y la transformada de Fourier en el tren de las ondas P para obtener el espectro de desplazamiento, $\hat{u}(\omega)$. Elegimos el final de la ventana donde la amplitud decae alrededor del 25% de la amplitud máxima o antes de que la fase PP arribe, lo que suceda primero. La razón del momento del espectro (razón de momento de densidad espectral) $M(\omega)$, para cada terremoto esta dado por:

$$\hat{M}(\omega) = \frac{4\pi\rho\alpha^3 R_E}{g(\Delta)R_{\theta\phi}C} \left[\frac{e^{-i\pi/4}}{\hat{I}(\omega)} \hat{u}(\omega) \right] \quad (1)$$

donde ρ y α son la densidad y la velocidad de la onda en la fuente; R_E es el radio de la tierra; $g(\Delta)$ representa la

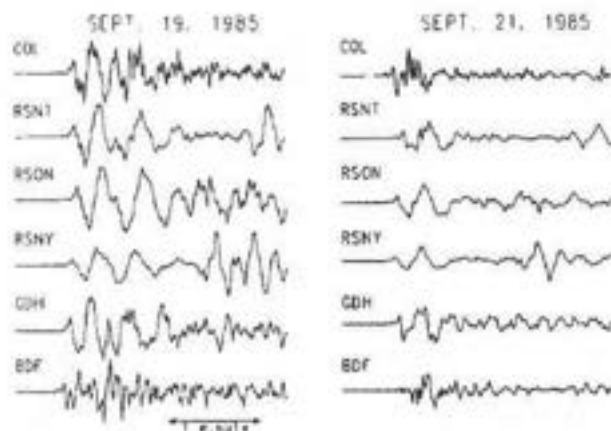


Figura 2. Componentes verticales de registros telesísmicos de banda ancha de la GDSN en la estación COL (distancia = 55°, acímut = 338°), RSNT (45, 352), RSON (33,10), GDH (59,18) y BDF (64,118). En cada estación, los registros del evento principal y de la réplica son graficados en la misma escala.

dispersión geométrica; $R_{\theta\phi}$ es el patrón de radiación efectivo del tren de las ondas P que incluyen las fases P , pP y sP ; C es el efecto de la superficie libre; i^* representa la atenuación; e $\hat{I}(\omega)$ es la respuesta instrumental.

En todos los eventos estudiados aquí, la corteza presenta fallamiento. Por lo tanto tomamos $\rho=2.8$ gr/cm³ y $\alpha=6.5$ km/s. Para i^* usamos 0.7 s. El patrón de radiación efectiva y el efecto de la superficie libre, $R_{\theta\phi}$ y C , fueron calculados a partir de la distancia de la estación y acímut, y del mecanismo focal del evento; usamos un rumbo de la falla de $\phi = -72^\circ$, buzamiento $\delta = 9^\circ$ e inclinación $\lambda = 72^\circ$, para el evento principal y la réplica (Eissler et al., este volumen). $R_{\theta\phi}$ es obtenido primeramente por el cálculo de las amplitudes de las fases P , pP , sP en la estación y, entonces, se toma el valor cuadrático medio. En realidad, las fases profundas pueden interferir causando un patrón de radiación dependiente de la frecuencia. Pero la dependencia de la frecuencia es pequeña en promedio, especialmente para rupturas extendidas (Houston and Kanamori, 1986).

El porcentaje del momento espectral obtenido para cada registro es entonces promediado. La Figura 3 muestra el promedio del porcentaje de momento espectral para el evento principal de Michoacán, para la réplica del 21 de septiembre y para los terremotos de Playa Azul de 1981, de Petatlán de 1979, de Oaxaca de 1978 y de Valparaíso, Chile, de 1985. Todos los terremotos mencionados anteriormente, excepto el último, ocurrieron a lo largo de la zona de subducción mexicana. Los espectros de Petatlán y Oaxaca fueron calculados solamente en dos y tres regis-

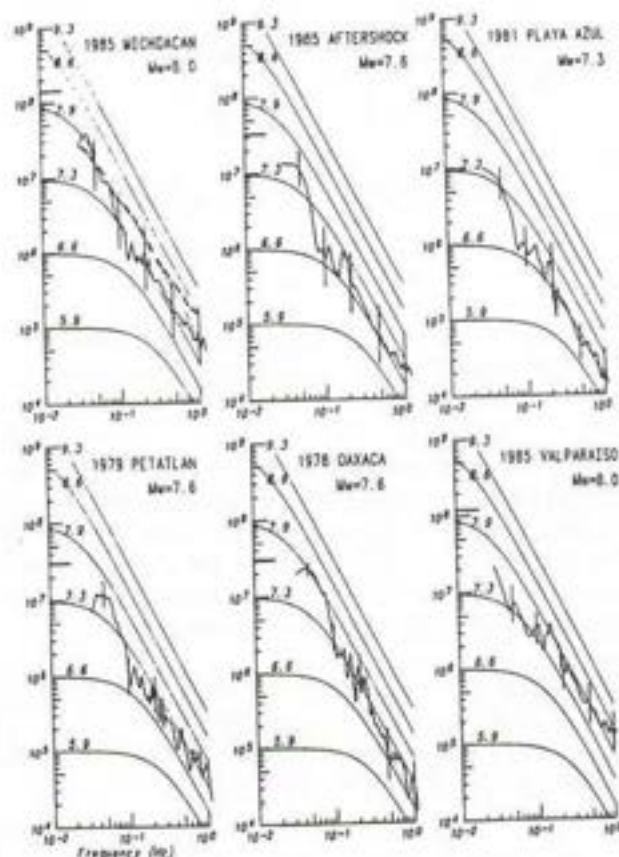


Figura 3. Comparación del promedio de las razones espectrales del momento para seis terremotos. Los valores espectrales al final de las bajas frecuencias a partir del momento sísmico escalar determinado de ondas de periodo largo. Las barras verticales muestran la desviación estándar a frecuencias seleccionadas. Como una referencia, el espectro teórico del modelo ω^2 es señalado con líneas delgadas. La línea punteada en el espectro de Michoacán muestra el espectro promedio de 7 terremotos de subducción escalados a $M_w = 8.0$. Los espectros de terremotos a lo largo de la trinchera mexicana son disminuidos en periodos de 1 a 10 s relativos al espectro promedio de terremotos de subducción.

tros de periodo corto del SRO, respectivamente; el espectro de Playa Azul fue calculado de siete registros de periodo corto del SRO y del DWWSSN. Los espectros de Michoacán y de la réplica del 21 de septiembre fueron calculados a partir de 15 registros de la GDSN, principalmente de banda ancha. Los valores espectrales al final de las bajas frecuencias de los espectros en la Figura 3 fueron obtenidos a partir de momentos sísmicos escalares determinados a partir de ondas de periodo largo. El espectro teórico para un modelo de fuente ω^2 con caída de esfuerzos de 30 bar es mostrado como referencia (para una

descripción del modelo, ver Houston y Kanamori (1986)). La línea punteada muestra el promedio de la fuente para siete terremotos de subducción intraplaca; escalamos el promedio del espectro para $M_w = 8.0$, así que éste puede ser fácilmente comparado con el espectro de Michoacán. Se encuentran incluidos en el promedio los terremotos de Michoacán de 1985, Valparaíso, Chile, de 1985, Akita-Oki de 1983, Costa Rica de 1983, norte de Chile de 1983, Tonga de 1982 y el de Santa Cruz de 1980. Con relación al espectro promedio de fuente, el espectro del evento de Michoacán está enriquecido a 30 s y disminuido en 1 a 10 s. Esta observación sugiere que la alta aceleración en la Ciudad de México no es un efecto de la fuente. El espectro de la réplica del 21 de septiembre, el evento de Playa Azul 1981, el de Petatlán de 1979 y el de Oaxaca de 1978 tienen un comportamiento similar al evento de Michoacán. Esta característica espectral puede ser típica de terremotos en la zona de subducción mexicana.

FUNCIONES DE TIPO DE LA FUENTE

Calculamos una inversión de mínimos cuadrados de registros de banda ancha para el terremoto de Michoacán y su réplica del 21 de septiembre, para obtener la función de tiempo de la fuente usando el método de Hartzell and Heaton (1985). En este método, una falla finita es aproximada por una suma de fuentes puntuales distribuidas sobre el rango de las profundidades de la falla. Usamos tres fuentes a 10, 20 y 30 km de profundidad. Para cada profundidad k , calculamos una función de Green $G_k(t)$ convolucionando la suma de las funciones delta representando las fases profundas ($P+pP+sP$) con la respuesta instrumental. El tiempo y las amplitudes de las fases profundas dependen del mecanismo focal y de la velocidad de la estructura sobre la fuente; usamos el mecanismo dado anteriormente y un semiespacio con una velocidad de onda P de 6.4 km/s y velocidad de S de 3.5 km/s. Si $F_k(t)$ es la función de tiempo del telesismo para la k -ésima profundidad, entonces la función de tiempo para todo el terremoto es $\sum F_k(t)$. $F_k(t)$ es determinada por el conjunto $\sum F_k(t) * G_k(t)$ para el sismograma observado usando el método de mínimos cuadrados, mientras restringimos a $F_k(t)$ para que sea positiva.

La Figura 4 muestra funciones de tiempo determinadas a partir de 12 registros de banda ancha de la GDSN. Los registros son de mucho más alta calidad que los usados en estudios de modelado previos y son filtrados para retener todas las frecuencias menores que 1 Hz. El inicio de cada función de tiempo corresponde a un segundo antes del tiempo JB. Para la estación ZOB de la SRO, deconvolucionamos la respuesta de periodo corto de la SRO y la convolucionamos con la respuesta de banda

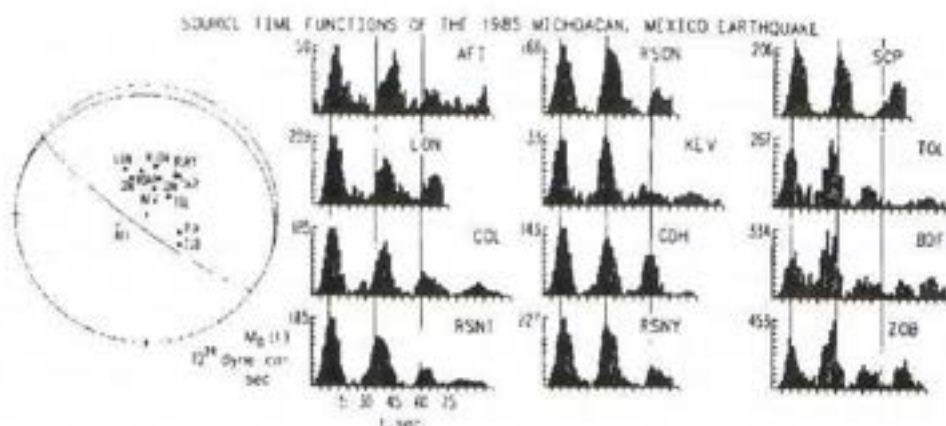


Figura 4. Funciones de tiempo de la fuente para el terremoto de Michoacán de 1985 obtenidas a partir de registros de banda ancha. Se indican, el mecanismo focal y las estaciones usadas en la inversión. La directividad es evidente en el tiempo entre el primer y segundo pulso de la fuente.

ancha de la DWWSSN. Para obtener un buen ajuste para las otras funciones de tiempo, sin embargo, hemos revertido su polaridad. Aunque ZOB se localiza cerca a la línea nodal, la polaridad aparente, probablemente revertida no se debe a un cambio en el mecanismo durante el fallamiento. No pudimos ajustar los registros no revertidos con cambios en el mecanismo dentro del rango de incertidumbre. Así, las funciones de tiempo ZOB se consideran tentativas.

Tres pulsos de fuente son evidentes en la Figura 4. Los interpretamos como eventos en el plano de falla. Los primeros dos puntos de fuente son similares en amplitud y momento (15 s) y ocurren con 25 s de separación, aproximadamente. La existencia de dos de esos eventos es consecuente con los movimientos fuertes de campo cercano (Anderson et al., 1986). La fase PP oscurece parte del tercer pulso en las estaciones más cercanas (LON, RSON, y SCP), pero puede ser visto claramente en RSN y GDH. El pulso contiene sólo 25% del momento del primer pulso y ocurre aproximadamente 50 s después del primero. El momento determinado de estos registros de banda ancha promedia 30% del momento total determinado de ondas superficiales de 256 s.

También hemos invertido varios registros de la réplica del 21 de septiembre para una función de tiempo de la fuente, usando el mismo mecanismo focal que para el evento principal. La función de tiempo para la réplica consiste en un pulso de 15 s de ancho, similar a uno de los pulsos del evento principal.

Las funciones de tiempo para el evento principal en la Figura 4 muestran claramente directividad; los dos pulsos grandes están separados por 30 s para las estaciones localizadas al noroeste (COL, LON, AFI) y por 20 s para las estaciones localizadas al sur (BDF, ZOB). En cada estación fue medida la diferencia de tiempo entre los tres

pulsos y la estimación no lineal de mínimos cuadrados realizada para determinar el rumbo, distancia y tiempo (en la fuente) entre ellas. La localización así obtenida se muestra en la Figura 1, donde arbitrariamente localizamos el primer evento en el epicentro del sismo e ignoramos el buzamiento de la placa. Las áreas sombreadas en la Figura 1 muestran las zonas de rupturas de los tres eventos, suponiendo una velocidad de ruptura de 2.5 km/s y funciones rampa del evento de 10 s, 10 s y 7 s. El segundo evento ocurre 26 ± 0.4 s después del primero y 87 ± 7.5 km hacia el sureste de éste. La velocidad de ruptura aparente del primer evento al segundo es de 3.2 km/s. La localización relativa del evento de la tercera fuente tiene menor definición; el tercer pulso podría representar una radiación simultánea de dos o más partes del plano de falla. Si el tercer evento es único, éste ocurre 47 ± 1.0 s después del primero, y aproximadamente de 35 a 50 km hacia el mar respecto al segundo. Las velocidades de ruptura entre el primer evento y el tercero o entre el segundo y el tercero es de aproximadamente de 2.5 km/s.

DISCUSION

Los grandes sismos de subducción a lo largo de la trinchera Mexicana consisten usualmente de una fuente simple sobre una escala de tiempo mayor a 10 s (Chael y Stewart, 1982; Astiz y Kanamori, 1984; Singh et al., 1984). El terremoto de Michoacán está compuesto de dos fuentes simples separadas aproximadamente 80 km. El mayor momento liberado (por ejemplo, desplazamiento) viene, primero, de una región al noroeste de la zona de ruptura del terremoto de Playa Azul de 1981 y, 26 segundos después, de una región al sureste de la zona. La zona de ruptura del terremoto de Playa Azul de 1981, por lo tanto, puede interpretarse como una aspereza que rompió

previamente y no ha sido recargada desde entonces. Quizás la ruptura se propaga de la primera fuente a la segunda con una velocidad relativamente alta de 3.2 km/s, debido a que no ha vuelto a romperse la zona de ruptura de 1981. La réplica del 21 de septiembre extendió la ruptura más al sur.

En general, para comparar los dos grandes terremotos de 1985, analizamos los registros de la GDSN del terremoto del 3 de marzo de 1985 de Valparaíso, Chile, ($M_w=8.0$) ocurrido a lo largo de la trinchera chilena. El porcentaje espectral del momento del terremoto de Valparaíso y una función de tiempo representativa se muestran en las Figuras 3 y 5, respectivamente. Los registros, espectros y funciones de tiempo del evento de Michoacán contienen una radiación menor de altas frecuencias que el terremoto de Valparaíso, Chile, de 1985. Como se muestra esquemáticamente en la Figura 5, el terremoto de Michoacán rompió dos asperezas relativamente suaves y fuertes, las cuales generaron ondas largas de 30 s, pero también ondas pequeñas de 1 a 10 s. Este comportamiento contrasta con el evento de Valparaíso, el cual tuvo un proceso de ruptura más complejo y generó más energía en periodos de 1 a 5 s. Estas diferencias entre los dos terremotos pueden ser vistas tanto en los registros telesísmicos como en los de movimiento fuerte de campo cercano. Para una distancia dada, excepto en la ciudad de México, las aceleraciones pico de campo cercano son significativamente más altas para el terremoto de Valparaíso que para el de Michoacán (Anderson et al., 1986). Admisiblemente, las mayores aceleraciones pico ocurren a frecuencias más altas que 1 Hz (excepto en la ciudad de México). También, los acelerógrafos mexicanos están generalmente situados sobre roca dura (excepto en la ciudad de México), mientras que algunos de los instrumentos chilenos no lo están (Anderson et al., 1986). No obstante, las grandes diferencias sistemáticas sugieren que las altas

aceleraciones anómalas en la ciudad de México no son efecto de fuente. Esta conclusión es coherente con los espectros de fuente telesísmicos de los dos terremotos.

En la Figura 3, una escasez relativa de altas frecuencias parece caracterizar los terremotos a lo largo de la Trinchera Mexicana, si se considera que estos eventos grandes recientes son típicos. Este carácter espectral, el cual implica un relativo suavizamiento en escalas de 3 a 30 km de longitud, puede ser típico de la zona de subducción mexicana. Esto también es compatible con la relativa ausencia de réplicas en los terremotos de la zona de subducción mexicana (Singh y Suárez, 1985). La causa podría estar en la naturaleza del acoplamiento intraplacas, el cual refleja una ausencia de relieve sobre el piso oceánico o condiciones en la interfase de la subducción, tal como la subducción de sedimentos o alta presión de poro.

CONCLUSIONES

El espectro de la fuente del terremoto de Michoacán está enriquecido para periodos de 30 s y empobrecido para periodos de 10 s con respecto al espectro de fuente promedio de grandes eventos de subducción intraplaca. Los espectros de fuente de la réplica del 21 de septiembre, del evento de Playa Azul de 1981, del de Petatlán de 1979 y del de Oaxaca de 1978, siguen el mismo comportamiento que el terremoto de Michoacán de 1985. Este carácter espectral, el cual implica un relativo suavizamiento en escalas de 3 a 30 km de longitud, puede ser típico de la zona de subducción mexicana.

Una inversión de mínimos cuadrados estación por estación para la función de tiempo de la fuente del terremoto de Michoacán proporciona 3 pulsos de fuente. Los dos primeros son similares en momento y están separados por 26 s. La variación de estación a estación de esta separación en el tiempo indica que una segunda fuente se originó alrededor de 80 km al sureste de la primera, lo que implica una ruptura hacia el sureste a lo largo de la trinchera. El tercer pulso contiene solamente 20% del primero.

Los registros del evento principal, espectros y funciones de tiempo contienen radiaciones de alta frecuencia menores que el terremoto de Valparaíso de 1985. El terremoto de Michoacán rompió dos asperezas suaves y fuertes, las cuales generaron ondas largas de 30 s, pero también de 1 a 10 s. Este comportamiento contrasta con el evento de Valparaíso de 1985, el cual tiene un proceso de ruptura más complejo y genera mayor energía entre 1 y 5 s. Compatible con esto son las altas aceleraciones en el campo cercano registradas durante el terremoto de Valparaíso comparadas con las bajas aceleraciones del de

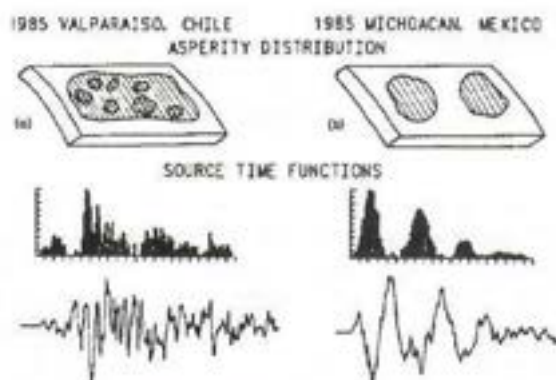


Figura 5. Comparación esquemática de los registros y funciones de tiempo en la estación RSNT y distribución de asperezas inferidas para (a) el temblor de Valparaíso, Chile, de 1985 y (b) el terremoto de Michoacán, México, del mismo año.

Michoacán (excepto en la ciudad de México). La remarcable consistencia entre los datos de campo cercano y telesísmicos para los terremotos de Michoacán y Valparaíso muestra que los datos telesísmicos de banda ancha son útiles en la caracterización de movimientos fuertes de terremotos grandes y muy grandes.

Este estudio indica que las altas aceleraciones en la ciudad de México no son efecto de fuente, esto es, no se deben a una fuente intensa inusual (para $M_0 = 8.0$); sin embargo, la larga duración de la sacudida, debida a las múltiples fuentes, fue la responsable de la gran cantidad de los daños.

AGRADECIMIENTOS

A Steve Hartzell por auxiliar en el uso de su programa para invertir funciones de tiempo de la fuente. John Vidale y un revisor anónimo ayudaron a mejorar el manuscrito. Esta investigación fue patrocinada por el U.S.G.S., contrato 14-08-0001-G-1170. Contribución No. 4312 de la Division of Geological and Planetary Sciences, California Institute of Technology.

BIBLIOGRAFIA

- Anderson, J. G., P. Bodin, J. N. Brune, J. Prince, and S. K. Singh (1986), Strong ground motion and source mechanism of the México earthquake of September 19, 1985 ($M = 8.1$), Science, in press.
- Astiz, L., and H. Kanamori (1984), An earthquake doublet in Ometepec, Guerrero, México, Phys. Earth Planet. Interiors, 34, 24-45.
- Chael, E., and G. Stewart (1982), Recent large earthquakes along the Middle American trench and their implications for the subduction process, J. Geophys. Res., 87, 329-338.
- Hartzell, S. H., and T. H. Heaton (1985), Teleseismic time functions for large, shallow subduction zone earthquakes, Bull. Seism. Soc. Am., 75, 965-1004.
- Houston, H., and H. Kanamori (1986), Source spectra of great earthquakes: teleseismic constraints on rupture process and strong motion, Bull. Seism. Soc. Am., 76, 19-42.
- Singh, S. K., T. Domínguez, R. Castro, and M. Rodríguez (1984), P-waveform of large, shallow earthquakes along the Mexican subduction zones, Bull. Seism. Soc. Am., 74, 2135-2156.
- Singh, S. K., G. Suárez (1985), Regional variations in the number of aftershocks of large subduction zone earthquake (abstract), EOS, 66, 958.
- Cita original:
- Heidi Houston and Hiroo Kanamori, (1986), Source Characteristics of the 1985 Michoacan, Mexico earthquake at periods of 1 to 30 seconds, Geophys. Res. Lett., vol. 13, No. 6, p., 597-600.

MECANISMO DE LA FUENTE DEL TERREMOTO DE MICHOCÁN DEL 19 DE SEPTIEMBRE DE 1985 Y SUS IMPLICACIONES

Keith F. Priestley¹ y T. Guy Masters².

¹ Seismological Laboratory, University of Nevada.

² Institute of Geophysics and Planetary Physics, University of California San Diego.

RESUMEN

La inversión del tensor de momento de datos telesísmicos de baja frecuencia para el temblor de Michoacán, México, del 19 de septiembre de 1985, dio un rumbo promedio de 298° , deslizamiento de 268° y un momento sísmico de 10.3×10^{27} dinas-cm. Las ondas de cuerpo de baja frecuencia muestran claramente la naturaleza compleja de este evento. Una correlación cruzada de ondas P del terremoto del 19 de septiembre con las del 25 de octubre de 1981, ocurrido en Playa Azul, muestra que el terremoto de Michoacán consistió en dos eventos separados en el tiempo por 25 s y localizados aproximadamente a 30 km al noroeste y 40 km al sureste, respectivamente, del epicentro de Playa Azul. La inversión de ondas de cuerpo del primer subevento dio un rumbo de 298° , deslizamiento de 266° y un momento sísmico de 3.0×10^{27} dinas-cm. El segundo subevento tuvo un momento sísmico similar. El momento sísmico acumulativo para los terremotos grandes ocurridos a lo largo de la costa de Michoacán-noroeste de Guerrero indica que el desplazamiento sísmico a lo largo de este segmento de la zona de subducción mexicana es similar al que ocurre en otras regiones, lo que indica que la zona de la vacancia de Michoacán no era anómalamente asísmica.

INTRODUCCION

El terremoto ($M_s=8.1$) del 19 de septiembre de 1985 de Michoacán, México, rompió un segmento de la zona de subducción de la Trinchera Mesoamericana en donde el potencial sísmico era incierto. La Figura 1 muestra la sección de la zona de subducción dentro de la cercanía del terremoto de Michoacán. La Tabla 1 presenta las localizaciones y dimensiones de la ruptura del temblor de Michoacán y de otros grandes terremotos recientes cercanos. Kelleher et al. (1973) identificaron la costa de Michoacán como una vacancia sísmica y Singh et al. (1980) sugirieron que no habían ocurrido terremotos grandes a lo largo de la costa de Michoacán durante los últimos 200 años. La extensión espacial de la vacancia de Michoacán fue bien delimitada por las áreas de ruptura de los terremotos de Colima de 1973 y por el de Petatlán de 1979 (Figura 1). Singh et al. (1980) y McNally y Minsters (1981) concluyeron que la vacancia de Michoacán era asísmica, posiblemente como resultado de la subducción de la zona de fractura de Orozco. El 25 de octubre de 1981, el temblor de Playa Azul ($M_s=7.3$) rompió la porción central de la vacancia de Michoacán (Figura 1). Subsecuentemente, Havskov et al. (1983) sugirieron que la vacancia de Michoacán consistía en tres subregiones: un segmento de 45 km de longitud al noroeste, la parte central, que rompió durante el terremoto de Playa Azul, y un segmento de 35 km de longitud al sureste. En vista de la conocida razón de convergencia de las placas de 5 cm/año y los largos tiempos

de repetición inferidos de los registros históricos, se concluyó que la vacancia podría ser clasificada como asísmica, aún si eventos similares al de Playa Azul ocurrieran en las dos subregiones restantes. El terremoto de Michoacán rompió las subregiones del noroeste y sureste de la vacancia de Michoacán. El segundo gran evento del 21 de septiembre de 1985 ($M_s=7.5$) ocurrió en la porción superior de la zona de subducción, la cual rompió al tiempo del terremoto de Petatlán del 14 de marzo de 1979. El terremoto de Michoacán es único, en la medida en que es el primer gran terremoto para el cual existen datos telesísmicos digitales de alta calidad, datos digitales de movimiento fuerte directamente arriba de la zona de fallamiento y mediciones de levantamiento local en la región de origen. Aquí reportamos el análisis de los datos telesísmicos y comparamos los resultados con el levantamiento local medido, los datos del movimiento fuerte que acompañaron al terremoto de Michoacán y los mecanismos telesísmicos de fuente para varios eventos a lo largo de la costa de Michoacán y Guerrero.

Tabla 1. Parámetros de Evento

Día	Tiempo de Origen (UT)	Latitud ($^\circ$ N)	Longitud ($^\circ$ W)	Profundidad (km)	L (km)	w (km)
01/30/73	21:01:12.5	18.39	103.21	32	90	70
03/14/79	11:07:11.2	17.46	101.46	49	45	30
10/25/81	03:22:13.0	17.75	102.25	20	40	20
09/19/85	13:17:49.1	18.14	102.71	16	170	50
09/21/85	01:37:11.8	17.62	101.82	16	66	33

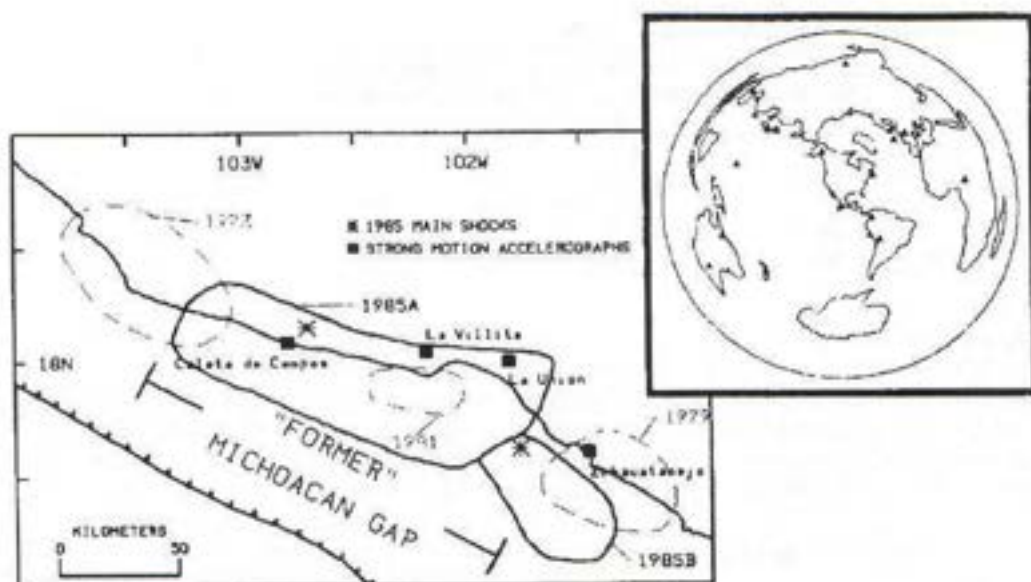


Figura 1. Región epicentral del terremoto de Michoacán, México, del 19 de septiembre de 1985. Las líneas sólidas señaladas 1985A y 1985B indican las zonas de réplicas preliminares de los dos eventos principales de septiembre (Singh, comunicación escrita); las líneas punteadas indican las zonas de réplicas de los terremotos de Colima de 1973 (Reyes et al., 1979) y Petatlán de 1979 (Valdés et al., 1982). En el recuadro se muestra la localización de los sismógrafos telesísmicos que proporcionaron datos para este estudio.

MECANISMOS DE LA FUENTE DE TELESISMOS

Análisis de modo normal. Se usaron sismogramas digitales de baja frecuencia de las redes del International Deployment of Accelerometers (IDA) y del Seismic Research Observatory (SRO) en este estudio. La distribución de estaciones relativa a los epicentros se muestra en la Figura 1.

El análisis de ondas de baja frecuencia (2 a 6 mHz) define todo el proceso del fallamiento. Series de tiempo de 15 horas de sismogramas de las redes del IDA y del SRO (22 de componente vertical y 16 de horizontal) fueron usadas en un procedimiento de inversión lineal para recuperar los elementos del tensor de momento sísmico (Buland and Gilbert, 1976). Los dos elementos del tensor de momento controlados por el buzamiento (M_{xx} , M_{yy}) fueron indeterminados para eventos superficiales. Una información a priori, como la localización de las réplicas, puede ser utilizada para definir el buzamiento de la falla, lo que permite una estimación exacta del M_0 . Hemos definido el buzamiento en 15° , basados en la localización de las réplicas, y encontramos un M_0 para el terremoto de Michoacán de 10.3×10^{27} dina-cm. La mayor incertidumbre en la determinación de los resultados del momento proviene de la indeterminación del buzamiento. Un 10% de error en el buzamiento asumido puede resultar en un 10% de error

en el momento determinado. Los límites de la falla y el tiempo de origen introducen un retraso de la fuente, el cual ha sido calculado con la inclusión de un tiempo τ del proceso de fuente. El tiempo de proceso de la fuente del terremoto de Michoacán es de 40 s, significativamente mayor que el de los tres pequeños temblores estudiados. Los detalles de los procedimientos de inversión se encuentran en Masters et al. (en preparación). Los resultados del análisis del modo normal, para el evento de Michoacán y cuatro grandes temblores recientes y cercanos están en la Tabla 2. Los cinco eventos tienen fallas de rumbo y vectores de deslizamiento consistentes con la subducción de la placa de Cocos.

La Figura 2 compara formas de onda de periodo largo de los terremotos de Michoacán y Playa Azul en Brasilia, Brasil (BDF). Las líneas continuas indican observaciones y las líneas de puntos muestran los sintéticos calculados para una fuente puntual utilizando los parámetros de la fuente de la Tabla 2. La fase de ambos eventos está bien ajustada; sin embargo, las anomalías en amplitud existen tanto para éste como para otros acimutes. Los efectos pueden deberse al tamaño finito de la fuente o a la estructura esférica de la Tierra. Los efectos de la fuente finita pueden ser más grandes para estaciones a lo largo del rumbo de la falla. La BDF está a lo largo de una trayectoria circular con respecto a los eventos, los cuales coinciden aproximadamente con el rumbo de la zona de subducción y con la dirección de la propagación de la

Tabla 2. Parámetros de Fuente

Fecha	Cuerpo de la Onda				Onda de Superficie					
	Rumbo	Desplazamiento	τ (seg)	M_0	Rumbo	Desplazamiento	τ (seg)	M_0	(D) (cm)	$\Delta\sigma$ (bar)
01/30/73								2.97	144	10
03/14/79	294*	266*	10	0.99	287*	273*	22	2.34	170	16
10/25/81	298*	272*	10	0.88	282*	260*	22	1.14	280	60
09/19/85	298*	268*	10	3.00	298*	266*	40	10.25	230	19
09/21/85	294*	272*	10	1.93	294*	278*	52	2.76	250	33

ruptura (ver abajo). La similitud en el desajuste de las amplitudes en éste y otros acimuts para dos eventos distintos en tamaño, al menos en un factor de 10, sugiere que es resultado de una estructura no esférica de la tierra que afecta los sismogramas para ambos eventos de una manera similar y no se debe a efectos de propagación de la ruptura.



Figura 2. Comparación de sismogramas de periodo largo en Brasilia, Brasil, para el terremoto del 19 de septiembre de 1985, y del de Playa Azul del 25 de octubre de 1981. Las líneas continuas son observaciones, las líneas punteadas son fuentes puntales sintéticas calculadas para los mecanismos de la Tabla 1.

Análisis de Ondas de Cuerpo. El análisis de ondas de cuerpo puede definir la profundidad de la ruptura inicial, proveer de detalles de la historia de tiempo de la fuente, así como estimar el momento sísmico a más alta frecuencia que los modos normales. Astiz y Kanamori (1984) compararon formas de onda P telesísmicas para un número de eventos grandes recientes a lo largo de la zona de subducción mexicana y encontraron que estos eventos tienen una forma de onda P simple. Analizamos pulsos de ondas de cuerpo telesísmicas P, PP y PKP para recuperar el tensor de momento sísmico. Fueron calculadas funciones de Green WKB y el tensor de momento sísmico para las ondas de cuerpo obtenido de una manera similar al análisis

de modo normal. Solamente fases a distancias mayores de 30° fueron usadas para evitar complicaciones introducidas por la estructura del manto superior. El temblor de Michoacán consistió en dos subeventos; sin embargo, la separación en tiempo fue suficiente para permitir aislar y analizar el primer pulso. La ventana de tiempo usada en la inversión de onda de cuerpo se muestra en la Figura 3. La reducción de la varianza para el primer subevento del temblor de Michoacán es de 76%. Los resultados del análisis de la onda de cuerpo son resumidos en la Tabla 2. El momento y el tiempo del proceso de la fuente del análisis de onda de cuerpo del temblor de Michoacán son 3×10^{27} dina-cm y 10 s, respectivamente. El segundo subevento del temblor de Michoacán tuvo amplitudes similares al primer subevento y, por lo tanto, un momento comparable.

La Figura 3 es una comparación de las formas de onda P para los terremotos de Playa Azul y Michoacán observados en Kongsberg, Noruega (KONO). La onda P,

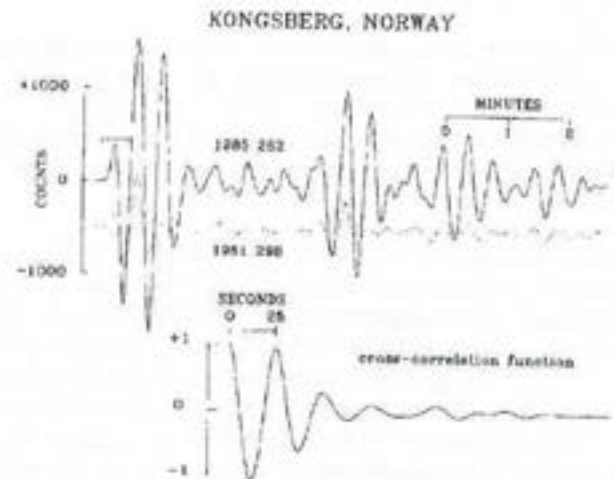


Figura 3. Comparación de ondas P de periodo largo registradas en Kongsberg, Noruega, para los terremotos del 19 de septiembre de 1985 (traza continua) y del 25 de octubre de 1981 (línea punteada). La ventana de tiempo analizada en la inversión de ondas de cuerpo se muestra con la línea horizontal arriba del primer pulso de la onda P. La traza inferior es la función de la correlación cruzada del pulso de la onda P directa con los primeros 200 segundos de la onda P del temblor del 19 de septiembre.

en Playa Azul, tiene un carácter simple; la de Michoacán muestra claramente grandes complejidades. La correlación cruzada de la onda P de Playa Azul con la de Michoacán muestra dos picos, lo que indica que los dos subeventos fueron separados por 25 segundos. El acimut de KONO es perpendicular al rumbo de la falla, de manera que la separación en tiempo de los dos picos en la función de correlación cruzada podría representar cercanamente la separación en tiempo de los dos subeventos. Funciones de correlación cruzada similares fueron calculadas para las ondas P registradas en Taipei, República de China, (TATO) (15° fuera del rumbo de la falla y hacia el noroeste) y Zongo, Bolivia, (ZOBO) (8° fuera del rumbo y hacia el sureste). En TATO, los dos picos en la correlación cruzada están separados 30 s, mientras que en ZOBO están separados por 21 s. Este patrón sugiere que los dos subeventos que componen el terremoto de Michoacán fueron separados en tiempo por 25 s y que el segundo subevento ocurrió al sureste del primero.

DISCUSIONES

El análisis de ondas de cuerpo telesísmicas del terremoto de Michoacán muestra que consistió en dos subeventos separados por 25 s, teniendo cada uno un momento sísmico de alrededor de 3×10^{27} dina-cm. El momento total del análisis de modo normal es de 10.3×10^{27} dina-cm y todo el tiempo de proceso de la fuente es de 40s.

Las estimaciones del desplazamiento promedio (Δ) y de la caída de esfuerzo ($\Delta\sigma$) pueden ser hechas para el terremoto de Michoacán a partir de los resultados telesísmicos y del tamaño de la ruptura a partir de la Tabla 1. Las localizaciones de las réplicas delinean un área A de aproximadamente 170×50 km², buzando alrededor de 15° debajo de la costa. Suponiendo una rigidez μ de 5×10^{11} dina/cm², el promedio del desplazamiento cosísmico es

$$(\Delta) = \frac{M_c}{\mu A} = 230 \text{ cm}$$

La componente vertical del desplazamiento, suponiendo 15° de buzamiento para la zona de subducción, es de 60 cm. El promedio de la caída de esfuerzos (Kanamori and Anderson, 1975) es

$$\Delta\sigma = \frac{8\mu(\Delta)}{3\pi\omega} = 19 \text{ bar}$$

(donde ω es el promedio de la anchura de la falla). Desplazamientos promedio y caídas de esfuerzos para otros eventos grandes cercanos al terremoto de Michoacán están incluidos en la Tabla 2.

Los resultados telesísmicos para el terremoto de Michoacán pueden ser comparados con resultados de aceleración de movimientos fuertes y levantamiento local en la región epicentral. Anderson et al. (manuscrito no publicado) usaron datos de movimientos fuertes obtenidos de acelerógrafos localizados directamente sobre la zona de falla (Figura 1) para estimar la historia temporal del fallamiento. Los datos muestran claramente dos liberaciones de energía, una cerca del epicentro y otro al sureste alrededor de 24 s después. Todo el proceso de fallamiento, estimado a partir de datos de movimientos fuertes, fue de alrededor de 40 s. La integración del registro de movimiento fuerte de la estación más cercana al epicentro indica un desplazamiento permanente del terreno, a intervalos aproximados de 10 s. La caída estática de esfuerzos, a partir de datos de movimientos fuertes, fue de 19 bar. El levantamiento vertical a partir de la integración de registros de la componente vertical de movimiento fuerte es de 100 ± 50 cm. Bodin y Klinger (1986) midieron 70 ± 30 cm de levantamiento estático a lo largo de la costa de Michoacán y Guerrero después de los terremotos de septiembre. Los parámetros de la fuente, estimados a partir de datos telesísmicos, son acordes con los parámetros de la fuente, estimados a partir de datos registrados en la región epicentral, dando gran confiabilidad a las estimaciones telesísmicas de parámetros de la fuente para otros eventos grandes.

Singh et al. (1980), MacNally y Minster (1981) y Havskov et al. (1983) sugirieron que la vacancia de Michoacán era asísmica. La secuencia de terremotos de 1973-1985 llenó la vacancia, pero la pregunta sobre si el deslizamiento es suficiente para explicar la convergencia de la placa y si la costa de Michoacán se comporta como otros segmentos de la zona de subducción mexicana, aún permanece. El área total de la zona de falla entre Colima y Petatlán es de aproximadamente 300×75 km². El momento total, obtenido de los cinco terremotos de la Tabla 2, más las estimaciones de momentos sísmicos a partir de las magnitudes de ondas superficiales de los terremotos de Colima de 1941 y de Petatlán de 1943, es de 24.8×10^{27} dina-cm. Suponiendo que todo ocurrió en un plano buzando 15°, el desplazamiento resultante es de 220 cm. Si el terremoto de Michoacán de 1911 ocurrió en la "antigua" vacancia de Michoacán como propusieron Gutenberg y Richter (1939) el tiempo de repetición para esta porción de la zona de subducción podría ser de 70-80 años, similar a otros segmentos de la zona de subducción mexicana. Las razones de convergencia calculadas para esta área son de 5.7 cm/año (Minster y Jordan, 1978), o de alrededor de 430 ± 30 cm de convergencia de placas durante el ciclo sísmico. De esta forma, el deslizamiento cosísmico explica alrededor del 50% del movimiento de las placas. El 50% restante es almacenado y será liberado en un evento grande, u ocurrirá como un deslizamiento asísmico en la falla. Peterson y Seno (1984) han señalado el acoplamiento

de la zona de subducción del Pacífico y encontraron que, para la zona de subducción mexicana, el 38% aproximadamente del movimiento de las placas puede ser explicado por el deslizamiento cosísmico, similar al encontrado para la costa de Michoacán-noroeste de Guerrero. De esta manera, cuando se compara con las razones de deslizamiento a lo largo de otras porciones de la zona de subducción mexicana, la antigua área de la vacancia de Michoacán no parece ser anómala.

AGRADECIMENTOS

Esta investigación fue financiada por la National Science Foundation (EAR84-07757 y EAR84-18471). Agradecemos a Duncan Agnew y al equipo del proyecto IDA por facilitar los datos usados en el análisis. También agradecemos a John Anderson, Paul Bodin, James Brune y Krishna Singh por proporcionarnos sus datos antes de publicarlos y por clarificar nuestras ideas sobre la tectónica de la zona de subducción mexicana. David Chávez realizó una cuidadosa revisión del manuscrito.

BIBLIOGRAFIA

- Astiz, L. and H. Kanamori (1984), An earthquake doublet in Ometepec, Guerrero, Mexico, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 34, 24-45.
- Bodin, P., and T. Klinger (1986), Coastal uplift and mortality of intertidal organisms as a result of the September, 1985, México earthquake, *Science*, in press.
- Buland, R., and F. Gilbert (1976), Matched filtering for seismic moment tensor, *Geophys. Res. Lett.*, 3, 205-206.
- Gutenberg, B., and C. Richter (1954), *Seismicity of the Earth*, 2nd ed., 310 pp, Princeton University Press, Princeton, N.J.
- Havskov, J., S.K. Singh, E. Nava, T. Domínguez, and M. Rodríguez (1983), Playa Azul, Michoacán, México, earthquake of 25 October 1981 ($M=7.3$), *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 73, 449-457.
- Kanamori, and D. Anderson (1975), Theoretical basis of some empirical relations in seismology, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 65, 1073-1093.
- Kelleher, J., L. Sykes, and J. Oliver (1973), Possible criteria for predicting earthquake locations and their application to major plate boundaries of the Pacific and Caribbean, *J. Geophys. Res.*, 78, 2547-2585.
- LeFever, L., and K. McNally (1985), Stress distribution and subduction of aseismic ridges in the Middle America subduction zone, *J. Geophys. Res.*, 90, 4495-4510.
- McNally, K., and J.B. Minster (1981), Nonuniform seismic slip rates along the Middle America Trench, *J. Geophys. Res.*, 86, 4949-4959.
- Minster, J. B. and T. Jordan (1978), Present-day plate motions, *J. Geophys. Res.*, 83, 5331-5334.
- Peterson, E., and T. Seno (1984), Factors affecting seismic moment release rates in subduction zones, *J. Geophys. Res.*, 89, 10,233-10,248.
- Reyes, A., J. N. Brune, and C. Lomnitz (1979), Source mechanism and aftershock study of the Colima, México earthquake of January 30, 1973, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 69, 1819-1840.
- Singh, S.K., J. Yamamoto, J. Havskov, M. Guzmán, D. Novelo, and R. Castro (1980), Seismic gap of Michoacan, México, *Geophys. Res. Lett.*, 7, 69-72.
- Valdés, C., R. Meyer, R. Zúñiga, J. Havskov, and S. K. Singh (1982), Analysis of the Petatlán aftershocks: number, energy release, and asperities, *J. Geophys. Res.*, 87, 8519-8527.
- Cita original:
- Keith F. Priestley and T. Guy Masters, (1986), Source mechanism of the September 19, 1985 Michoacan earthquake and its implications, *Geophys. Res. Lett.*, vol. 13, No. 6, p., 601-604.

UN ANALISIS DE BANDA MUY ANCHA DEL TERREMOTO DE MICHOCAN, MEXICO, DE SEPTIEMBRE 19 DE 1985

Göran Ekström y Adam M. Dziewonski
Department of Geological Sciences, Harvard University

RESUMEN

Se utilizaron sismogramas de periodo largo de las redes GDSN, RSTN e IDA en un análisis del tensor centroide-momento para el terremoto del 19 de septiembre de 1985, Michoacán, México ($M_s=8.1$). Los datos de periodos largos también se usaron, junto con las formas de la onda P de desplazamiento de banda ancha en una inversión simultánea de banda muy ancha, para el tensor y la distribución de la razón de momento en tiempo y espacio. Se concluye que el terremoto tuvo un momento escalar total de 1.1×10^{28} dina-cm y el momento de liberación ocurrió principalmente en dos subeventos, el segundo de los cuales se localizó aproximadamente a 70 km al sureste del primero. Las observaciones de los modos normales de la Tierra a periodos ultra largos (600 a 2000 s) muestran ser coherentes con los obtenidos del momento escalar y del mecanismo de la fuente.

INTRODUCCION

Distintos métodos son usados rutinariamente para determinar los parámetros de la fuente de terremotos grandes, utilizando información sísmica. No es poco común, sin embargo, que los diferentes algoritmos produzcan estimaciones de momentos escalares que son drásticamente diferentes. Un ejemplo reciente es el terremoto de Valparaíso, del 3 de marzo de 1985, al cual se le asignó un momento escalar tan disparado como 2.0×10^{27} (Sipkin, 1985; Choy, 1985), obtenido de análisis de ondas P y de 1.0×10^{28} (Dziewonski et al., 1985), resultado de la inversión CMT de ondas de manto de periodo largo. Las diferencias se deben al distinto contenido de frecuencias de las señales analizadas y no reflejan la incertidumbre real en la determinación del momento escalar. De los resultados antes mencionados, sólo el análisis CMT fue dominado por ondas con periodos mayores a la duración del terremoto; en los análisis de onda P, los datos estaban dominados por frecuencias mayores a la frecuencia de esquina y, por lo tanto, muy afectados por el detallado proceso de liberación de momento. Esto probablemente causó la gran subestimación del momento escalar en estos estudios.

En el presente análisis del terremoto de Michoacán, se usó el método de inversión, cuyo objetivo es ajustar simultáneamente la radiación sísmica observada por abajo de la frecuencia de esquina y, sobre ésta, se redujo, en cuanto a lo posible, el balance entre la complejidad de la fuente y la liberación del momento total.

ANALISIS DE PERIODOS LARGOS

El método del tensor centroide-momento (CMT) de Dziewonski et al. (1981) y Dziewonski y Woodhouse (1983) consiste en la inversión simultánea de tres componentes de formas de onda P de periodos largos filtradas por un pasa bajas para los cinco elementos del tensor de momento (el trazo comúnmente se limita a cero) y las coordenadas del centroide. El centroide es equivalente a la localización en tiempo y espacio de una fuente puntual, la cual, junto con el tensor de momento, explica, lo mejor posible, los sismogramas observados. Las funciones kernel y los sismogramas sintéticos se corrigen por una estructura de Tierra esférica a partir del modelo M84C (Woodhouse y Dziewonski, 1984). Dependiendo de la magnitud del terremoto, usamos pares de ondas de cuerpo o de onda del manto como dato. La amplitud espectral máxima es de aproximadamente 55 s en el primer caso y de 160 s en el último.

En el caso del terremoto de Michoacán, únicamente se usaron datos de onda del manto, debido a que, en la mayoría de los casos, las estaciones estaban saturadas para las ondas de cuerpo y las porciones R ó G en los registros. Los datos consistieron en registros verticales y horizontales de una estación HRV y 19 estaciones GDSN y RSTN, así como de registros verticales de 14 estaciones IDA. Esencialmente se obtuvo el mismo resultado usando las subseries de las estaciones GDSN (Dziewonski et al., 1986) y aun datos de una sola estación (Ekström et al., 1986). La Figura 1 muestra algunos ejemplos de los datos usados en la inversión junto con las formas de onda sintéticas. Para la serie completa de datos, los sismogramas sintéticos explican el 76 por ciento de la

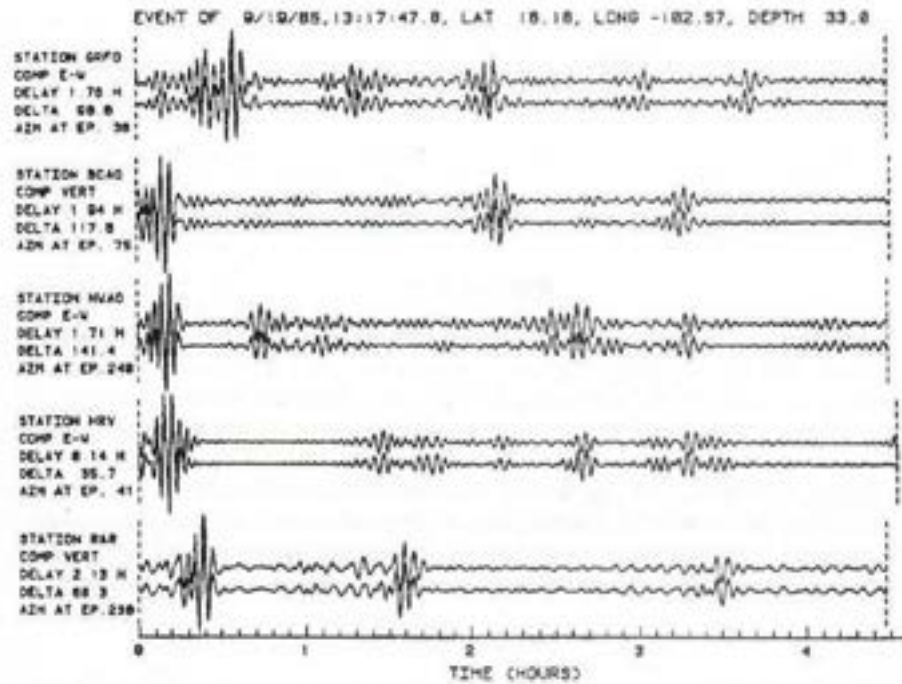


Figura 1. Ejemplos de datos de periodos largos utilizados en la inversión junto con las formas de onda sintéticas correspondientes al resultado del CMT en la Tabla 1. Las formas de onda entre las líneas punteadas verticales se usaron en la inversión. El retraso en tiempo se refiere al tiempo transcurrido desde el tiempo de origen al comienzo del punto del registro.

varianza. La Tabla 1 muestra una lista de los parámetros CMT obtenidos de la fuente a periodos largos. El centroide se localiza aproximadamente a 60 km al este y 25 km al sur del epicentro reportado, consecuente con la propagación de ruptura a lo largo del rumbo al sureste.

Tabla 1. Parámetros fuente

	Latitud	Longitud	Profundidad	Tiempo Origen
PDE	18.18N	102.57W	33.0	13:17:47.8
CMT	17.97N	102.07W	22.3	13:18:23.2
Componentes del Tensor Momento (10^{27} dina-cm)				
	CMT		VBB	
M_{11}	6.49 (± 0.07)		5.57	
M_{22}	-4.97 (± 0.05)		-4.62	
M_{33}	-1.53 (± 0.05)		-0.96	
M_{12}	8.77 (± 0.35)		7.18	
M_{13}	-1.72 (± 0.29)		-2.12	
M_{23}	1.99 (± 0.03)		2.23	
Planos Nodales y M_0 Doble-Aciopado				
	Rumbo estrato	Buzamiento	Deslizamiento	M_0
1 (CMT)	302°	18°	107°	1.1×10^{28}
2 (CMT)	103°	72°	84°	
1 (VBB)	302°	19°	104°	9.4×10^{27}
2 (VBB)	108°	72°	85°	

(Las cantidades entre paréntesis son errores estándar)

ANÁLISIS DE BANDA MUY ANCHA

El análisis de banda muy ancha (VBB) consiste en una inversión iterativa simultánea de desplazamiento de pulsos de ondas P deconvolucionados y datos de onda del manto para el tensor momento y de distribución de porcentaje de momento liberado en espacio y tiempo. La fuente se parametriza como una fuente puntual de propagación con una velocidad constante y porcentaje de momento liberado de variante en tiempo del momento de liberación. Si alineamos el eje x de un sistema de coordenadas cartesianas locales con la dirección de propagación, la distribución del porcentaje de momento liberado en tiempo y espacio $F(x, y, z, t)$ es descrita por la ecuación (1):

$$F(x, y, z, t) = \delta(y) \cdot \delta(z) \cdot \delta(x - vt) \cdot f(t) \quad (1)$$

donde $f(t)$ es la distribución del momento de la fuente puntual y v es la velocidad de propagación de la fuente a lo largo del eje x . No esperamos poder modelar todos los detalles complejos del sismograma observado con este modelo de fuente simple. Sin embargo, el modelo produce dos características importantes de la fuente: la varianza-tiempo de la liberación del momento y el fuerte efecto de directividad.

El procedimiento de inversión iterativa se lleva a cabo en tres pasos: (1) inversión para el tensor de momento del orden cero; (2) inversión para la distribución en tiempo del momento liberado; (3) inversión para el vector de propagación v . La aproximación se hace de forma que los datos de periodos largos son insensibles a los detalles espaciales y de tiempo de la fuente. Por lo tanto, los datos de onda del manto se consideran únicamente en el paso 1 de la inversión. La secuencia de los pasos involucrados en el procedimiento iterativo se muestra en la Figura 2. La función $f(t)$ está parametrizada como una secuencia de triángulos isóceles parcialmente superpuestos; la inversión consiste en determinar su amplitud relativa (Nábelek, 1984). Además, el momento total ($\int f(t)$ integrado en tiempo) debe igualar al obtenido en el paso 1. Para asegurar que el momento de relajación es de una sola señal, se usa una limitación de positividad en la inversión. La inversión para la directividad es linealizada y el vector de velocidad de propagación está limitado a caer en el plano horizontal.

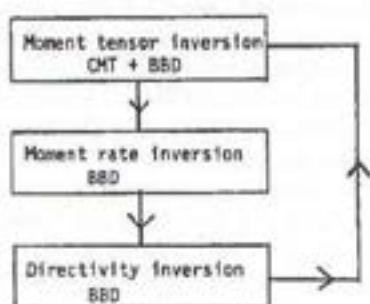


Figura 2. Diagrama de flujo del algoritmo de inversión de banda ancha. Las abreviaciones CMT y BBD indican que los datos de periodos largos y de banda ancha, respectivamente, se usaron en el paso de la inversión.

Los sismogramas sintéticos se calculan usando la teoría de rayos geométricos, con todos los parámetros apropiados evaluados para el modelo PREM (Dziewonski y Anderson, 1981) con la capa de agua reemplazado por una corteza. Los datos de banda ancha usados en la inversión son registros transformados, de manera que su respuesta al desplazamiento del suelo es plana, entre 200 s y 1 Hz. Estos registros se obtienen, ya sea a través de deconvolución simultánea de sismogramas de periodos largos y cortos, usando el método de Harvey y Choy (1980), o deconvolucionando los sismogramas de banda ancha directamente.

RESULTADOS DE BANDA MUY ANCHA

La mayoría de las estaciones GDSN fueron saturadas, y sólo se usaron en la inversión siete registros de desplazamiento de banda ancha. La profundidad de fuente

se fijó en la profundidad del centroide en el análisis de periodos largos. La Figura 3 muestra los datos de banda ancha usados en la inversión, los ajustes sintéticos correspondientes y los mecanismos de fuente resultantes. Los resultados del tensor de momento de banda muy ancha se muestran en la Tabla 1. La geometría de la fuente está de acuerdo con los resultados del CMT, en un rango de algunos grados. En la Figura 3, también se muestran la función de porcentaje de momento $f(t)$ y el vector de directividad. La magnitud del vector de velocidad de propagación es de 2.7 km/s y su dirección 97°E, que corresponde, aproximadamente, a la dirección del rumbo. Las formas de onda en las diferentes estaciones se normalizan en amplitud, pero, para cada estación, los sismogramas observados y sintéticos se grafican a la misma escala. Las tres estaciones cercanas al punto nodal de buzamiento muestran la presencia de una señal de alta frecuencia. Esto es indicativo de irregularidades en la longitud de onda corta durante el proceso de ruptura.

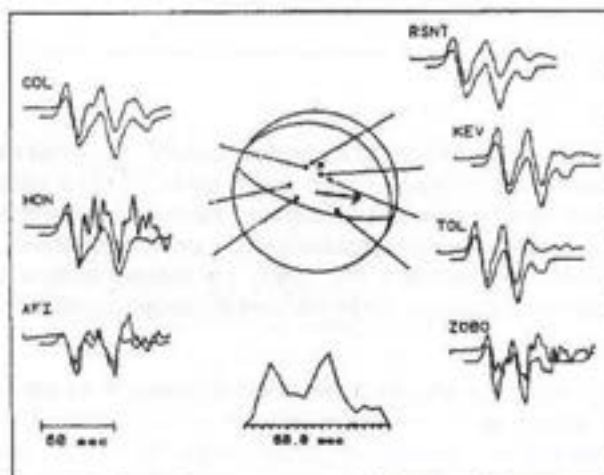


Figura 3. Registros de banda ancha usados en la inversión de banda muy ancha. Los trazos sólidos son los registros de desplazamiento observados. Las líneas punteadas son las formas de onda sintéticas correspondientes.

Las principales características de nuestros resultados son los picos dobles de la distribución de porcentaje del momento y la velocidad de ruptura aparente hacia el sureste. La Figura 4 muestra la distribución de la liberación de momento en el espacio, obtenida de $f(t)$ y el vector de velocidad de propagación constante. La separación en tiempo de 28 segundos entre los dos subeventos corresponde a la separación espacial de aproximadamente 70 km; la longitud total de ruptura es de 180 km. La región de liberación de momento bajo entre los dos subeventos corresponde, más o menos, con la localización del terremoto del 25 de octubre de 1981 ($M_s=7.2$), lo que sugiere que parte de la tensión en esta región ya había

sido liberada en el evento de 1981. La réplica del 21 de septiembre de 1985 ($M=7.5$) cae al sureste del segundo subevento indicando que extendió la ruptura del evento principal en esta dirección.

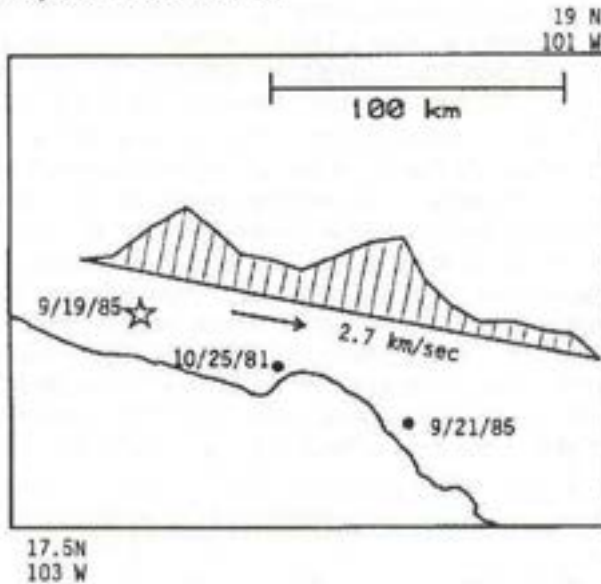
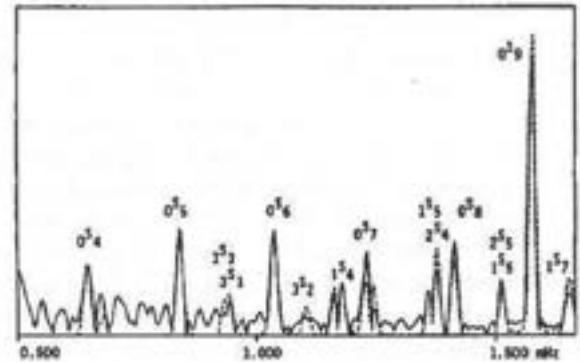


Figura 4. Vista del plano de la distribución espacial del momento de relajación a lo largo de la ruptura junto con las localizaciones epicentrales del evento principal, sus grandes choques posteriores, y un evento $M_w=7.2$ ocurrido en octubre 25, 1981. La flecha indica la dirección del vector de velocidad de propagación.

El momento escalar obtenido en la inversión de banda muy ancha es de 9.4×10^{27} dina-cm, sólo 15 por ciento menos que el momento de periodo largo. Atribuimos esta discrepancia a la limitación de nuestro modelo de fuente simple para modelar el proceso del terremoto en detalle y nuestro momento escalar preferente, que es el obtenido en la inversión CMT.

OBSERVACIONES DE PERIODOS ULTRA LARGOS

En un esfuerzo por probar la validez de nuestros parámetros de la fuente, examinamos la radiación producida por el terremoto a periodos ultra-largos. La Figura 5 muestra el espectro de amplitud observado en la estación HRV junto con el espectro pronosticado, calculado con la resultante del CMT en la Tabla 1. El espectro pronosticado se corrige por el efecto de rotación de la Tierra y la elipticidad. Los parámetros derivados de la fuente muestran una excelente concordancia con la excitación de modo normal a periodos tan largos como 1 500 s (${}_0S_2$).



- Dziewonski, A.M. and J.H. Woodhouse (1983), An experiment in systematic study of global seismicity: centroid - moment tensor solutions for 201 moderate and large earthquakes in 1981, *J. Geophys. Res.*, 88, 3247-3271.
- Dziewonski, A.M., J.E. Franzen and J.H. Woodhouse (1985), Centroid-moment tensor solutions for January-March, 1985, *Phys. Earth Planet. Int.*, 40, 249-258.
- Dziewonski, A.M., J.E. Franzen and J.H. Woodhouse (1986), Centroid-moment tensor solutions for July-September, 1985, *Phys. Earth Planet. Int.*, (en prensa).
- Ekström, T., A.M. Dziewonski, and J.M. Stein (1986), Single station CMT; Application to the Michoacán, México, earthquake of September 19, 1985, *Geophys. Res. Lett.*, 13, 173-176.
- Harvey, D., and G.L. Choy (1982), Broadband deconvolution of GDSN data, *Geophys. J.R. Astr. Soc.*, 69, 659-668.
- Nábelek, J.L. (1984), Determination of earthquake source parameters from inversion of body waves, Ph. D. Thesis, 36 pp., Mass. Inst. Technol., Cambridge, Massachusetts.
- Sipkin, S.A. (1985), Moment tensor analysis of the 1985 Chilean earthquake mainshock (abstract), *EOS, Trans. Am. Geophys. Un.*, 66, 951.
- Woodhouse, J.H., and A.M. Dziewonski (1984), Mapping the upper mantle: Three dimensional modelling of earth structure by inversion of seismic waveforms, *J. Geophys. Res.*, 89, 5953-5986.
- Cita original:
- Göran Ekström and Adam M. Dziewonski, (1986), A very broad analysis of the Michoacán, Mexico earthquake of September 19, 1985, *Geophys. Res. Lett.*, vol. 13, No. 6, p., 605-608.

ESPECTROS DEL TENSOR DE MOMENTO DE LOS TERREMOTOS DE MICHOACÁN, MEXICO DEL 19 Y 21 DE SEPTIEMBRE DE 1985.

Mark A. Riedesel¹, Thomas H. Jordan², Anne F. Sheehan² y Paul G. Silver³.

¹ Institute for Geophysics, University of Texas, Austin, TX 78751

² Department of Earth, Atmospheric and Planetary Sciences, MIT, Cambridge, MA 02139

³ Department of Terrestrial Magnetism, Carnegie Institution, Washington, D.C. 20015

RESUMEN

Registros del IDA del terremoto de Michoacán del 19 de septiembre de 1985 y de su réplica del 21 de septiembre del mismo año han sido usados para estimar espectros del anismo de fuente $\hat{M}(\omega)$ y espectros de momento total $M_T(\omega)$ en bandas de 1-mHz sobre un intervalo de frecuencias de 1-11 mHz. Los anismos de fuente, obtenidos por el método de ecualización de fase de Riedesel y Jordan, no muestran una significativa dependencia de la frecuencia ni tampoco de la componente de doble acoplamiento. La mejor solución promedio para el doble acoplamiento tiene un rumbo, una inclinación y un deslizamiento de $289^\circ \pm 4^\circ$, $19^\circ \pm 15^\circ$ y $76^\circ \pm 5^\circ$ para el evento principal, y $293^\circ \pm 3^\circ$, $24^\circ \pm 12^\circ$ y $73^\circ \pm 4^\circ$ para la réplica. El espectro de momento total obtenido por el método del espectro de potencia de Silver y Jordan, se parametrizó para un momento total integrado M_T^0 y un tiempo característico τ_c . Para el evento principal, se obtuvo un $M_T^0 = (10.7 \pm 2.0) \times 10^{20}$ N-m y un $\tau_c = 49 \pm 7$ s; los parámetros correspondientes para la réplica fueron $M_T^0 = (2.6 \pm 0.6) \times 10^{20}$ N-m y un $\tau_c = 30 \pm 11$ s. Ambos eventos son relativamente lentos; en particular la réplica presenta características de tiempo mucho más largas que las rupturas rápidas de los terremotos del 29 de noviembre de 1978 o del sismo del 14 de marzo de Petatlán, aunque los momentos estáticos son casi los mismos. Nuestros resultados apoyan el modelo que el evento principal es un evento de ruptura múltiple con un liberación de momento que ocurrió a lo largo de 100 s después de la ruptura inicial.

INTRODUCCION

El terremoto de Michoacán del 19 de septiembre de 1985 y su gran réplica del 21 de septiembre del mismo año fueron registrados por la red de gravímetros de periodo largo de la International Deployment of Accelerometers (IDA). Hemos empleado los datos de 13 estaciones de esta red para estudiar las propiedades de la fuente a bajas frecuencias de estos eventos. El espectro del tensor de momento $M(\omega)$ puede factorizarse en un momento total escalar $M_T(\omega)$ y su anismo de fuente $\hat{M}(\omega)$ el cual es un tensor de segundo rango con una norma unitaria euclidiana (Silver and Jordan, 1982):

$$M(\omega) = \sqrt{2 M_T(\omega) \hat{M}(\omega)} \quad (1)$$

Estimamos el espectro del anismo de fuente $\hat{M}(\omega)$ por medio del método de inversión del tensor de momento de Riedesel y Jordan (1985) y el espectro de momento total $M_T(\omega)$ por la técnica de Silver y Jordan (1982, 1983).

Dos estaciones fueron empleadas para cada evento, y once estaciones fueron comunes a ambos eventos. Los datos fueron editados para eliminar no linealidades en el

inicio de las ondas de cuerpo, en los paquetes de ondas superficiales R_p y, en algunos casos ondas superficiales R_s . Todas las estaciones registraron R_p y grupos de ondas tardías sin alguna aparente distorsión no lineal. Cinco horas de registro fueron usadas en el análisis. Funciones de transferencia relacionadas al tensor de momento promedio para aceleración se generaron a partir del modelo 1066 A (Gilbert and Dziewonski, 1975), asumiendo latitudes del centroide, longitudes y profundidades reportadas por Harvard (G. Ekstrom, comunicación personal, 1986): 17.97° N, 102.07° W, 22 km para el evento principal y 17.61° N, 101.44° W, 22 km para la réplica. Para estos grandes eventos nuestro análisis no es sensitivo usando una localización exacta, y los parámetros del NEIS alcanzan resultados virtualmente idénticos.

ESPECTRO DEL ANISMO DE LA FUENTE

Los datos funcionales empleados por el método de inversión del momento de Riedesel y Jordan (1985) son integrables del espectro de aceleración complejo sobre bandas de frecuencia estrechas (0.1 mHz en este estudio) centrados sobre modos esferoidales fundamentales. Los promedios en el dominio de la frecuencia reducen la

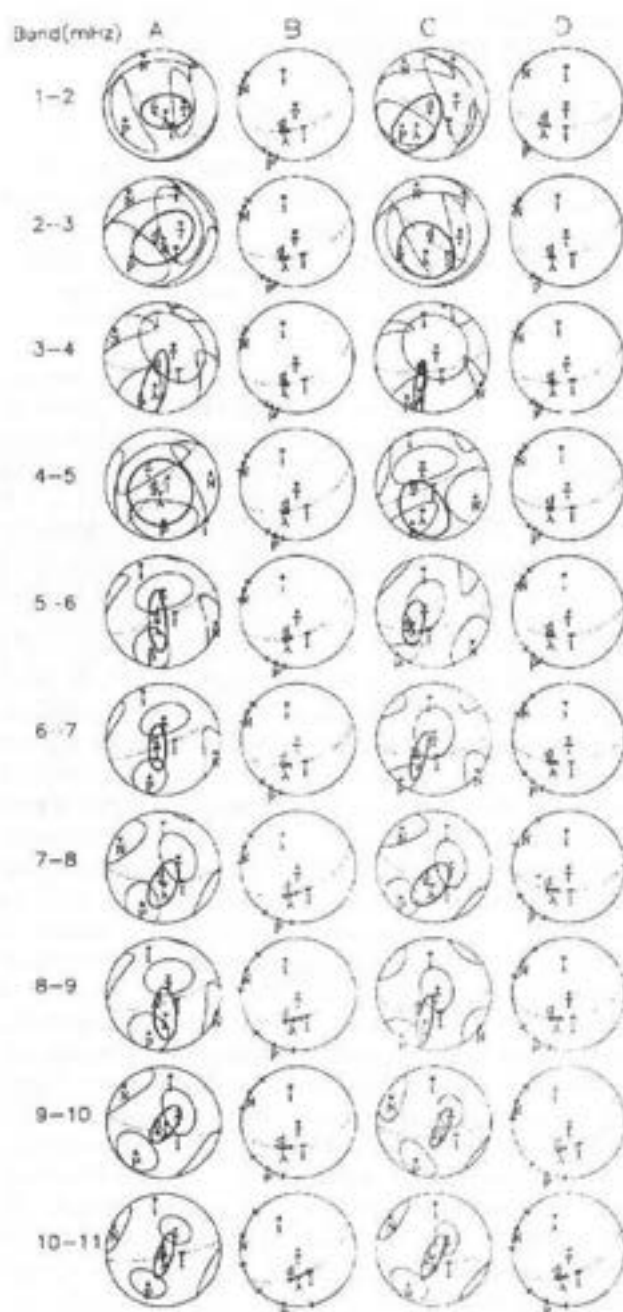
sensitividad de las estimaciones para la atenuación y la partición de las ondas (splitting) (Gilbert, 1973; Jordan, 1978). El algoritmo involucra un procedimiento no lineal de ecualización de fases que compensa los cambios de tiempo en el centroide, los efectos de una estructura terrestre no modelada y errores de tiempo de estaciones. En este estudio, las estimaciones de $M(f)$ se obtienen en un intervalo de frecuencias de 1-11 mHz interviniendo integrales en bandas discretas de 1-mHz centradas sobre frecuencias de $\omega_n = (n+1/2)$ mHz; $n=1, 2, \dots, 10$. Este intervalo contiene 101 modos fundamentales, alrededor de 10 por mHz, así que para el terremoto de Michoacán, fueron usados aproximadamente 120 números complejos para derivar la relación del tensor de momento en cada banda de 1-mHz. Riedesel (1985) demostró que este procedimiento permite estimar confiablemente el espectro del anismo de fuente para frecuencias mayores que 11 mHz y que los errores derivados para las estimaciones del modelado adecuadamente inducen incertidumbres por ruido en los datos, incluyendo ruido generado por la señal.

Buenas mediciones de la estimación del error son esenciales en las pruebas para la dependencia de la frecuencia del espectro de fuente y de la existencia de componentes de no doble copia, pero estas pruebas generalmente no están disponibles en los procedimientos estándares para la inversión del tensor de momento (Dziewonski et al., 1981; Sipkin, 1982). Parte del problema es simple, la dificultad es en la manipulación y despliegue de la autocovarianza de un tensor de segundo rango. Riedesel y Jordan (1982) han ideado una gráfica del tensor $\hat{M}$ del anismo de la fuente el cual facilita la visualización de sus incertidumbres y se usó en hipótesis de prueba, emplearemos este diagrama. La gráfica se basa en la expansión de eigenvectores $\hat{M} = \sum \lambda_i \hat{e}_i \hat{e}_i$. Asumiendo que los eigenvectores están ordenados de tal forma $\lambda_1 \geq \lambda_2 \geq \lambda_3$, construimos el vector unitario $\hat{\lambda} = \sum \lambda_i \hat{e}_i$. Una gráfica de $\hat{\lambda}, \hat{e}_1, \hat{e}_2$ y $\hat{e}_3$ sobre una esfera focal unitaria es isomórfica a M , y así se caracteriza completamente al anismo de fuente. En tal gráfica los tres vectores $\hat{d} = (\hat{e}_1 - \hat{e}_3)/\sqrt{2}$, $\hat{I} = (\hat{e}_1 - \hat{e}_2 - \hat{e}_3)/\sqrt{3}$ y $\hat{i} = (\hat{e}_1 + \hat{e}_2 + \hat{e}_3)/\sqrt{3}$ representan los valores de λ , para un doble acoplamiento puro, para un vector dipolar linealmente compensado, y para una dilatación pura, respectivamente. El mayor círculo conteniendo a $\hat{d}$ y $\hat{i}$ es el lugar geométrico de todo el anismo puramente deviatorico (deviatoric) en la fórmula de referencia del eigenvector. El hecho que los eigenvectores $\hat{e}_i$ son estacionarios con respecto a pequeñas perturbaciones en los eigenvectores $\hat{e}_i$ asegura que, en primer orden, las incertidumbres en $\hat{\lambda}$ son incorrelacionables con los errores en dos eigenvectores y puede ser expresado en la fórmula de referencia $(\hat{d}, \hat{I}, \hat{i})$. Estas incertidumbres se grafican como una elipse del 95% de confianza alrededor de $\hat{\lambda}$ sobre la esfera focal, la cual permite varias hipótesis considerando al anismo de la

fuerza probarse por inspección. Por ejemplo, la hipótesis que $\hat{M}$ es de doble acoplamiento ($\lambda = \hat{d}$) es rechazada si $\hat{d}$ cae fuera de la elipse de confianza $\hat{\lambda}$. Las incertidumbres marginales en el eje principal pueden ser similarmente calculadas usando teoría de perturbación de primer orden, y ellas pueden también graficarse con elipses del 95% de confianza. Por lo tanto, en una esfera focal individual podemos desplegar el anismo de fuente $\hat{M}$, incluyendo sus componentes de no doble copia, y además una representación completa de sus incertidumbres, excepto para las covarianzas entre los ejes principales.

El espectro del anismo de la fuente para el terremoto de Michoacán se presenta en la Figura 1. Dos series de anismos fueron calculados para cada evento. En el primero (espectro A y C), todos los elementos de $\hat{M}$ fueron retenidos en la solución. Las elipses de error para el vector $\hat{\lambda}$ y el eje principal son grandes en bajas frecuencias, reflejando la pobre resolución de los datos de periodo largo en la determinación de M_{xx} y M_{yy} para fuentes de foco somero (Kanamori and Given, 1981, 1982) y $tr M$ en general (Mendiguren and Aki, 1978). Para examinar las restricciones en las otras componentes del anismo de la fuente, calculamos una segunda serie de espectros, columnas B y D de la Figura 1, donde la traza de $\hat{M}$ y sus componentes $r\theta$ y $r\phi$ fueron tratadas como 'parámetros de estorbo' y la proyección de los operadores fué aplicada para aniquilar la dependencia de los datos de las ecuaciones en estas componentes (Riedesel, 1985). Las ecuaciones de error normalizado se resolvieron por una inversa generalizada, así que las componentes proyectadas en los espectros B y D son una serie igual a cero; en particular, el eje correspondiente para el máximo valor es vertical, y el vector $\hat{\lambda}$ se restringe a yacer en un gran círculo deviatorico. Se podría enfatizar que esta solución no es la misma que se obtuvo por el procedimiento estándar de dejar $tr M$, M_{xx} y M_{yy} en cero (por ejemplo, Kanamori and Given, 1982). De los errores de estimación en los elementos no proyectados de $\hat{M}$ calculados por el método de Riedesel-Jordan no son condicionales en los valores de los parámetros de estorbo. En el espectro proyectado, la estimación del error es generalmente mayor en altas frecuencias y se obtiene un mínimo en la banda de 3-4 mHz, donde la relación señal/ruido de los datos del modo normal son altas.

Ninguno de los espectros de la Figura 1 muestran alguna dependencia significativa en la frecuencia o algún comportamiento de no doble copia. Entre los veinte anismos no proyectados en las columnas A y C de la Figura 1, por ejemplo, la elipse de confianza del 95% de $\hat{\lambda}$ contiene a $\hat{d}$ en todos los casos. Los anismos obtenidos por medio de varianza pesada, de los espectros no proyectados se listan en la Tabla 1 y se muestran en la Figura 2. Ninguno tiene una componente significativa de no doble copia. El rumbo y la inclinación del mejor plano de falla elegido es



algo mayor para la réplica que para el evento principal (Tabla 1), pero dadas sus incertidumbres, los dos anismos no son significativamente diferentes en el nivel de confianza del 95% (chi-cuadrada de 5.9 en contraste a un valor crítico de 11.1). Aunque hay un cambio entre el rumbo y el deslizamiento del mejor ajuste del doble acoplamiento, ambos anismos presentan una significativa componente de una falla de rumbo lateral izquierda, la cual es consistente con otros terremotos de empuje a lo largo de esta sección de la trinchera Mesoamericana (Chael y Stewart, 1982). El acimut del vector de desplazamiento es $N33^\circ E \pm 6^\circ$ para el evento principal y $N40^\circ E \pm 5^\circ$ para la réplica, la cual

Figura 1. Espectro del anismo de fuente $\hat{M}(\omega)$ para el terremoto de Michoacán del 19 de septiembre de 1985 (columnas A y B) y de su réplica del 21 de septiembre del mismo año (columnas C y D) sobre el intervalo de frecuencias de 1-11 mHz. Cada círculo es una esfera focal del tensor de momento normalizado $\hat{M}(\omega)$ en la banda 1-mHz derivado de 12 registros de IDA por el método de modo normal de Riedesel y Jordan [1985]. Las columnas A y C son anismos no proyectados para el evento principal y réplica, respectivamente, cada una de las columnas B y D son anismos proyectados por lo que σ , M_{xx} y M_{yy} han sido inhabilitados por el procedimiento de ortogonalización descrito en Riedesel [1985]. Cada $\hat{M}$ es representado por el diagrama del anismo de la fuente introducido por Riedesel y Jordan [1982]. Los tres ejes principales $\hat{e}_1, \hat{e}_2$ y $\hat{e}_3$, correspondientes a los eigenvalores $\lambda_1 \geq \lambda_2 \geq \lambda_3$, son graficadas como T, N y P en una proyección estereográfica del hemisferio focal inferior con sus elipses de confianza marginales del 95% (líneas delgadas). El anismo es caracterizado por un vector unitario $\hat{\lambda} = \sum \lambda_i \hat{e}_i$, y su elipse de confianza del 95% (línea gruesa) la cual puede ser comparada con los vectores unitarios canónicos $\hat{d}$, $\hat{i}$, e $\hat{j}$, representando un doble copla pura, un vector de dipolo puro linealmente compensado, y una dilatación pura respectivamente. La línea punteada muestra los lugares de todos los anismos deviatoricos. Los vectores son graficados como ∇ si ellos están en el hemisferio inferior de esfera focal y como Δ si están proyectados en el hemisferio superior.

comparada con $N37^\circ E \pm 3^\circ$ predicha por el modelo RM2 del movimiento de placas (Minster and Jordan, 1978).

ESPECTRO DE MOMENTO TOTAL

El tamaño de un terremoto es medido por la integral del momento total $M_0^* = M_0(0)$, y su duración se mide por un tiempo característico $\tau_c = 2(\mu^{(2)}/\mu^{(0)})^{1/2}$, donde μ^* es el enésimo momento central de la función de tiempo de la fuente (Silver y Jordan, 1983). A partir de Silver y Jordan

(1983), derivamos la estimación de τ_c y M_0^* ajustando las observaciones del momento total con un espectro de la forma

$$M_0^*(\omega) = M_0^* (1 + \omega^2 \tau_c^2 / 8)^{-1} \quad (2)$$

Para obtener una estimación imparcial del espectro de momento total, aplicaremos el algoritmo de Silver y Jordan (1982, 1983) para estimar el momento escalar. Sus algoritmos emplean espectros de potencia y espectros cruzados de frecuencias promediadas a partir de una serie de sismogramas derivados de una estimación óptima de

Tabla 1. Parámetros de fuente de los Terremotos de Michoacán

Source Parameters	19 Sep 85	21 Sep85
Mechanism		
$\hat{M}_{xx}$	489 ± 114	406 ± 107
$\hat{M}_{yy}$	-288 ± 071	-441 ± 053
$\hat{M}_{zz}$	-059 ± 031	-218 ± 027
$\hat{M}_{xy}$	457 ± 062	343 ± 049
$\hat{M}_{yz}$	-331 ± 055	-351 ± 040
$\hat{M}_{zx}$	137 ± 035	237 ± 024
Slip vector azimuth	$33^\circ \pm 6^\circ$	$40^\circ \pm 5^\circ$
Best double couple		
Strike	$289^\circ \pm 4^\circ$	$293^\circ \pm 3^\circ$
Dip	$19^\circ \pm 15^\circ$	$24^\circ \pm 12^\circ$
Rake	$76^\circ \pm 5^\circ$	$73^\circ \pm 4^\circ$
Total Moment Spectrum		
$M_T^2(10^{10} N-m)$	10.7 ± 2.0	2.6 ± 0.6
$\tau_c(s)$	49 ± 7	30 ± 11

Los Parámetros del ánismo de la fuente corresponden a los promedios pesados de la variancia de la Figura 2. El momento escalar total y características de los tiempos son obtenidos a partir del ajuste de la ecuación (2) del espectro del momento total de la Figura 3.

M_T condicionados en una distribución de probabilidad asumida para M_T .

Para el terremoto de Michoacán, construimos una aproximación gaussiana de $\hat{M}$ a partir de las estimaciones e incertidumbres dadas en la Figura 2 de acuerdo a la ecuación (4.67) de Silver y Jordan (1982). Estimamos el algoritmo del momento total a partir del espectro de potencia, el cual estuvo integrado sobre una banda de 1-Hz en el intervalo 1-11 mHz. El resultado del espectro de momento total se gráfica en la Figura 3, y los parámetros derivados del ajuste del la ecuación (2) para este espectro se observan en la Tabla 1.

El momento estático del evento principal de Michoacán es de $(10.7 \pm 2.0) \times 10^{20}$ N-m, el cual es consistente con el valor de la estación CMT el cual es de 13×10^{20} N-m obtenido por Ekstrom et al. (1986). Las grandes incertidumbres correlacionables en la estimación del momento total de la Figura 3 reflejan la sensibilidad de la orientación del plano nodal del anismo asumido. Una inclinación de 19° se obtuvo promediando $\hat{M}$ sobre toda la banda de 1-11 mHz (Tabla 1) pero esta inclinación podría polarizarse por nuestra incapacidad para resolver M_{xx} y M_{yy} en bajas frecuencias. Disminuyendo la inclinación a 10° se incrementaría el momento a 19×10^{20} N-m, en general esta de acuerdo con las conclusiones de Eissler et al. (1986). El valor de M_T^* para la réplica es de alrededor de un factor de 4 menor que

el evento principal, el cual es el promedio de la razón de amplitud observada en los sismogramas de IDA.

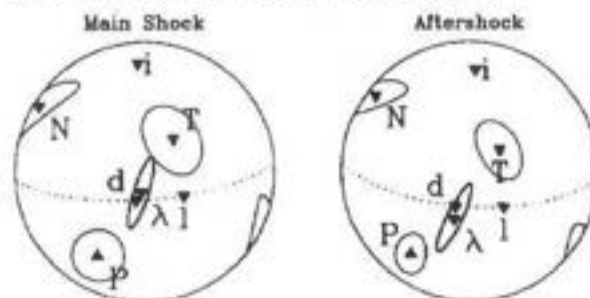


Figura 2. Anismos de la fuente para el terremoto del 19 de septiembre de 1985 de Michoacán (izquierda) y su réplica del 21 de septiembre (derecha) obtenidos por el promedio de los espectros A y C de la Figura 1, pesados por su matriz de covariancia. Las convenciones del graficado son las mismas de la Figura 1. El 95% del nivel de confianza corresponden a los errores de las elipses, el anismo del vector $\hat{\lambda}$ no son significativamente diferentes de los vectores de doble copia $\hat{d}$, y la hipótesis de que los dos eventos tienen el mismo anismo de doble copia no puede ser rechazada. Los parámetros de la fuente para las soluciones promediadas son listadas en la Tabla 1.

La característica del tiempo τ_c estimada por el método de Silver-Jordan es de 49 ± 7 s para el evento principal y de 30 ± 11 s para la réplica. Podemos comparar estos tiempos con la diferencia Δ_t entre el centroide temporal del terremoto y su tiempo de origen medido por las altas frecuencias de las ondas P. Usando los centroides temporal a partir de nuestras inversiones del tensor de momento y del tiempo de origen a partir de NEIS, obtuvimos un $\Delta_t = 34 \pm 5$ s y 24 ± 5 s para el evento principal y su réplica, respectivamente. Asumiendo que la relación del momento liberado es constante sobre la duración del rompimiento de la falla (en la cual, $2\Delta_t$ es el 'tiempo del proceso de la fuente' de Kanamori y Given (1981)), podemos relacionar el tiempo del cambio del centroide por el tiempo característico por medio de la ecuación $\tau_c = 2\Delta_t / \sqrt{3}$; esto da un valor de $\tau_c = 39 \pm 6$ s y 28 ± 6 s. Por lo tanto, hay dos estimadores independientes del tiempo característico, uno basado en un balance espectral y otro basado en el cambio del tiempo del centroide, así obteniéndose resultados similares.

Aunque no hay significancia estadística en los niveles de errores citados, el hecho que nuestras dos estimaciones de τ_c difieran por 10 s para el evento principal podrían ser un indicador que el momento liberado no fué constante durante el proceso de ruptura, pero estuvo concentrado cerca del tiempo de origen. La función de la fuente de tiempo obtenida por Ekstrom et al., (1986) y Houston y Kanamori (1986, Figura 4) muestra que el momento

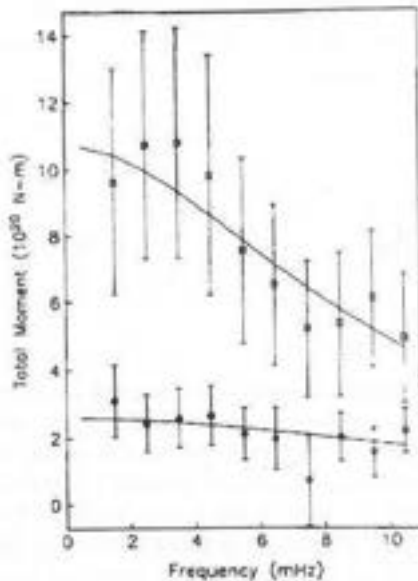


Figura 3. Espectro del momento total sobre el intervalo de frecuencias de 1-11 mHz para el terremoto de Michoacán del 19 de septiembre de 1985 (cuadros) y su réplica del 21 de septiembre (círculos). Las estimaciones espectrales y sus barras de error sigma fueron calculadas de 1-mHz de los promedios de los espectros de potencia de IDA usando el método de Silver y Jordan [1982, 1983]. Las estimaciones de error son correlacionados de banda a banda por incertidumbres en el anísotro de fuente de la Figura 2. Las líneas sólidas son los espectros teóricos obtenidos ajustando la ecuación (2) para las observaciones; los parámetros son $M_0^* = (10.7 \pm 2.0) \times 10^{20}$ N-m y $\tau_c = 49 \pm 7$ s para el evento principal, y $M_0^* = (2.6 \pm 0.6) \times 10^{20}$ N-m y $\tau_c = 30 \pm 11$ s para la réplica.

liberado por el evento principal tocó lugar en una serie de pulsos discretos en intervalos de alrededor de 25 s, con amplitudes disminuyendo en el tiempo. Houston y Kanamori (1986, Figura 5) representan la función de tiempo de la fuente caracterizándola por la liberación del momento a partir de 100 s después del rompimiento inicial, aunque las incertidumbres en sus estimaciones son tales que solamente los primeros 70 s se consideran significantes (H. Houston, comunicación personal, 1986). Los parámetros de duración calculadas a partir de los 70 s de esta función de tiempo son $\Delta = 29$ s y $\tau_c = 37$ s, mientras que para los 100 s se obtuvo $\Delta = 33$ s y $\tau_c = 46$ s, la cual es una mejor aproximación con nuestras mediciones. Esta comparación sugiere la existencia de alguna actividad más allá de 70 s después del tiempo de origen. Ambos, el evento principal y la réplica, se graficaron en el campo de terremotos lentos en Silver y Jordan (1983, Figura 20). En particular, la réplica aparentemente tiene características

mayores de tiempo que los terremotos del 29 de noviembre de 1978 en Oaxaca o el del 14 de marzo de 1979 en Petatlán en su primera ruptura, estudiados por Silver y Jordan (1983), aunque su momento estático es el mismo.

AGRADECIMIENTOS

Queremos agradecer a Duncan Agnew por facilitarnos los datos de IDA. Justin Revenaugh auxilio en la generación de las funciones de transferencia. Guy Masters nos proporcionó programación para el cálculo de modos normales de eigenfunciones y para manipular los datos de IDA en la computadora Apollo. Este trabajo fue financiado por DARPA por medio de AFGL contrato #F19628-85-K-0024.

REFERENCIAS

- Chael, E.P., and G. S. Stewart, Recent large earthquake along the Middle American Trench and their implications for the subduction process, *J. Geophys. Res.*, **87**, 329-338, 1982.
- Dziewonski, A.M., T.A. Chou, and J.H. Woodhouse, Determination of earthquake source parameters from wave-form data for studies of global and regional seismicity, *J. Geophys. Res.*, **86**, 2825-2852, 1981.
- Eissler, H., L. Astiz, and H. Kanamori, Tectonic setting and source parameters of the September 19, 1985 Michoacan, Mexico earthquake, *Geophys. Res. Lett.*, this issue.
- Ekstrom, G., A.M. Dziewonski, and J. Stein, Single station CMT; application to the Michoacan, Mexico, earthquake of September 19, 1985, *Geophys. Res. Lett.*, **13**, 173-176, 1986.
- Gilbert, F., Derivation of source parameters from low-frequency spectra, *Phil. Trans. R. Soc. Lond., Ser. A*, **274**, 369-371, 1973.
- Gilbert, F., and A.M. Dziewonski, An application of normal mode theory to the retrieval of structural parameters and source mechanisms from seismic spectra, *Phil. Trans. R. Soc. Lond., Ser. A*, **278**, 187-269, 1975.
- Houston, H., and H. Kanamori, Source characteristics of the 1985 Michoacan, Mexico earthquake at short periods, *Geophys. Res. Lett.*, this issue.

- Jordan, T.H., A procedure for estimating lateral variations from low-frequency eigenspectra data, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 52, 441-455, 1978.
- Kanamori, H., and J.W. Given, Use of long-period surface waves for fast determination of earthquake source parameters, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 27, 8-31, 1981.
- Kanamori, H., and J.W. Given, Use of long-period surface waves for fast determination of earthquake source parameters 2. Preliminary determination of source parameters of large earthquakes ($M_s > 6.5$) in 1980, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 30, 260-268, 1982.
- Mendiguren, J. A., and K. Aki, Source mechanism of the deep Colombian earthquake of July 31, 1970 from the free oscillation data, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 55, 539-556, 1978.
- Minster, J. B., and T. H. Jordan, Present-day plate motions; *J. Geophys. Res.*, 83, 5331-5354, 1978.
- Riedesel, M. A., and T. H. Jordan, Display and assessment of source mechanisms with non-double-couple components, *EOS*, 63, 1027-1028, 1982.
- Riedesel, M. A., Seismic moment tensor recovery at low frequencies, Ph. D. dissertation, Univ. of Calif., San Diego, La Jolla, 1985.
- Riedesel, M. A., and T. H. Jordan, Multiple-band estimates of moment tensors at low frequencies and their uncertainties, *EOS*, 66, 301, 1985.
- Silver, P. G., and T. H. Jordan, Optimal estimation of scalar seismic moment, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 70, 755-787, 1982.
- Silver, P. G., and T. H. Jordan, Total-moment spectra of fourteen large earthquakes, *J. Geophys. Res.*, 88, 3273-3293, 1983.
- Sipkin, S.A., Estimation of earthquake source parameters by the inversion of waveform data: synthetic waveforms, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 30, 242-259, 1982.
- Cita original:
- Mark A. Riedesel, Thomas H. Jordan, Anne F. Sheehan and Paul G. Silver, Moment-Tensor spectra of the 19 Sept 85 and 21 Sept 85 Michoacan, Mexico, earthquakes, *Geophys. Res. Lett.*, vol. 13 No. 6, p., 609-612.

SEGUNDA PARTE:

**LA SISMOLOGIA EN MEXICO: 10 AÑOS DESPUES DEL TEMBLOR DE
MICHOACAN DEL 19 DE SEPTIEMBRE DE 1985 (M=8.1)**

DIEZ AÑOS DESPUÉS: UNA REINTERPRETACIÓN DE LA CATASTROFE DE 1985

Cinna Lomnitz.
Instituto de Geofísica.
Universidad Nacional Autónoma de México.

INTRODUCCION

Al cumplirse diez años del sismo mexicano de 1985, valga el intento de echar una mirada retrospectiva a la catástrofe. Un análisis de esta especie puede ser útil porque dicen que quienes son capaces de aprender del pasado pueden ahorrarse la necesidad de repetirlo. No quisiera que la tragedia de 1985 se repitiera.

Como se sabe, nunca se editó una monografía técnica sobre esta notable catástrofe, excepción hecha del excelente libro editado en japonés por la Sociedad de Arquitectos del Japón. Poco después del sismo se lo propuso sin éxito al Dr. Rosenbluth. Nuestra documentación se encuentra dispersa en muchos informes y publicaciones, tantos que ahora parece imposible reunirla o compilarla en forma organizada. Este hecho dificulta considerablemente la tarea de formarse una idea clara de lo que realmente sucedió en el sismo de 1985. Es difícil evitar la impresión de que tal omisión no es casual. Desde un principio, hubo una actitud penosa y casi vergonzante de las autoridades mexicanas, como si esta terrible catástrofe nos hubiera desnudado ante el resto del mundo o hubiera dejado al descubierto unos tremendos secretos de familia, celosamente guardados de la curiosidad de los vecinos. El reciente sismo de Kobe produjo una reacción muy similar entre las autoridades japonesas.

México ha cambiado mucho durante la década de 1985-1995, pero el mundo ha cambiado aún más. Los recientes temblores catastróficos en Northridge, California (M_s 6.7) y Kobe, Japón (M_s 6.9) han servido para remecer las estructuras mentales del *establishment* científico del vecino país del norte, cuyos miembros más rezagados ya cabe designar como la *antigua* sismología o la *antigua* ingeniería sísmica. Para decirlo de una vez, los conceptos que manejábamos antes de 1985 han fracasado estruendosamente. El propio presidente de la Asociación Sismológica norteamericana no tiene empacho en poner el dedo en la llaga (Heaton, 1995):

Nuestras normas sísmicas supuestamente nos garantizaban una seguridad total aún para los movimientos sísmicos máximos que pudieran ocurrir en un sitio

determinado. Sin embargo, en cosa de décadas se modificaron nuestros conocimientos acerca del tipo de temblores que pueden ocurrir, la naturaleza de los movimientos del suelo que resultarían, y la eventual respuesta de las estructuras a dichos movimientos. ¿Cómo vamos a pretender edificar con miras a sismos futuros que podrían ocurrir dentro de mil años, cuando hemos cambiado de ideas en apenas veinte años?

HECHOS Y PREDICCIONES

Esa es la mera verdad. En apenas diez años hemos visto duplicarse la aceleración estimada en suelos blandos para el intervalo de periodos de 1 a 3 segundos. Fue una de tantas enseñanzas del sismo de México; pero un temblor mexicano no podía bastar para convencer a los expertos extranjeros. Fue necesario el sismo de Loma Prieta, California de 1989 para aportar la confirmación decisiva. ¿Ha bastado esa experiencia? ¿Porqué tardamos tanto en asimilar las lecciones de los sismos? Hace apenas un año, los japoneses se reían en la cara de los americanos por lo sucedido en Northridge. A ellos no les podía suceder semejante cosa. Seis meses más tarde, el temblor de Kobe les quitó las ganas de reír. Mi teoría de la psiquis profesional posiblemente lo explique. Cada vez que se presentan daños sumamente severos en estructuras diseñadas profesionalmente, como ha sido el caso en los sismos señalados, el público tiende a culpar a los sismólogos y a los ingenieros sísmicos, quiénes habíamos alardeado públicamente que jamás se caería ninguna de las estructuras que habíamos diseñado. El sismo produce entonces una actitud defensiva en los profesionistas. Lo que habían asegurado que no podía suceder, sucedió. En el caso del sismo de 1985 la reacción se vió muy claramente. Los ingenieros aceptaron desde un inicio que las normas sísmicas vigentes en el Distrito Federal habían sido inadecuadas. Ello era evidente, en vista de los enormes daños causados por el temblor. El público generosamente aceptó esta explicación y el prestigio de los profesionistas fue menos afectado que las estructuras diseñadas por ellos. En una segunda etapa, los profesionistas recurrieron a una argumentación explicativa muy cómoda. Ya dejaron de mencionar las Normas de 1977. Se dijo que las deficiencias habían quedado subsanadas con la nueva versión de 1987 de dichas Normas. No se llegó a explicar porqué. Después de

1987 se dio carpetazo al temblor de 1985. Las investigaciones posteriores a esa fecha estuvieron encaminadas a demostrar que la catástrofe fue el resultado de una combinación de circunstancias fortuitas e imprevisibles: frecuencias anómalas en la fuente, propagación anómala y amplificación más anómala todavía. Al principio se dijo que el sismo había sido extraordinariamente fuerte "el más fuerte en la historia de México". A la luz de los datos históricos, tal afirmación resultaba insostenible puesto que ningún edificio histórico se había caído como había sucedido en sismos anteriores, tales como el de 1845. Entonces se recurrió al argumento de la mala suerte. Se afirmó que hubo una combinación fortuita de factores o parámetros de la fuente, de la propagación y del sitio que produjo un reforzamiento mutuo de sus respectivos efectos. Esta versión es hoy la más socorrida: en efecto, es la más cómoda. Se ha difundido dentro y fuera de México. La falacia consiste en que los efectos sísmicos en el Distrito Federal son muy similares, cualquiera que sea el epicentro. Nada parecen tener que ver las circunstancias específicas de 1985 (Steinwachs, 1993).

Si hemos de ser sinceros, en el extranjero ninguna de estas teorías convenció. Los ingenieros americanos y japoneses siguen pensando que todo lo que ocurrió en México se debió a las características "únicas" del subsuelo de la ciudad de México y al hecho que los mexicanos "no saben construir". Esta interpretación resultó más cómoda todavía, ya que permitía cruzarse de brazos y no hacer nada. Por algo pasó lo que pasó en Northridge y en Kobe.

En conclusión, prácticamente todas las explicaciones del sismo de 1985 están quedando desacreditadas por diferentes razones. A raíz de los recientes sismos, se cayó en la cuenta que abundan los suelos blandos y no solo en el Valle de México. Los hay en las bahías de San Francisco y Kobe, y han de existir en muchas otras partes del mundo. Pero la reacción de la psiquis profesional es perversa. Se niega la evidencia que nos está demostrando que no entendemos lo que pasa con los suelos blandos. El informe de la National Science Foundation sobre el temblor de Kobe (1995) afirma que "ha quedado demostrado que el factor decisivo para el daño sísmico es la cercanía a una falla activa". Me permití objetar esta frase aduciendo que Ordaz y Singh (1992) han demostrado que "la amplificación es la causa primaria del daño" en los suelos blandos, cosa que tampoco me convence. En fin, me di cuenta que ya todos habían olvidado el sismo mexicano de 1985.

¿Qué ocurrió exactamente en el sismo de 1985? Los hechos se dicen pronto. Un sismo de magnitud 8.1 a una distancia epicentral de 400 km destruyó el centro de la Ciudad de México. El epicentro estuvo en la costa de Michoacán, como pudo haber estado en la de Guerrero o de

Oaxaca. El efecto en la zona blanda, anteriormente ocupado por la Laguna de México, fue idéntico al de otras veces. Se generó un tren de ondas monocromáticas, de 2 a 4 segundos de periodo y con una duración de hasta cinco minutos. La causa o la naturaleza física de este tren de onda se desconoce. La longitud de onda también, pero es probable que haya sido menor de 20 metros.

Todo transcurrió como en otros sismos anteriores, con una diferencia: la proliferación de edificios altos vulnerables. En los anteriores treinta años se habían multiplicado enormemente las estructuras de marcos de concreto de más de 7 pisos. Sin embargo, no era la primera vez que estos edificios se dañaban. El número de muertos fue mayor que otras veces, simplemente porque el número de edificios fue mayor.

Los colapsos ocurrieron en edificios de 7 a 20 pisos de alto. No ocurrieron en edificios más bajos, ni en edificios con sótanos para estacionamiento, ni en edificios diseñados para resistir esfuerzos de cortante a media altura de la estructura, ni en construcciones coloniales. La mayoría de los colapsos ocurrieron en los pisos medios, no en la planta baja ni en el entrepiso. Los testigos vieron a los edificios agitarse como barcos en una tormenta, o contorsionarse como culebras.

¿Qué podemos decir en cuanto al próximo sismo? Los acontecimientos de Kobe, San Francisco y Los Angeles nos han demostrado con creces que las predicciones de los expertos suelen estar equivocadas. Está justificado el mayor escepticismo. Dicen los expertos que antes del año 2000, "con una certidumbre de 95%", se producirá un gran sismo en la costa de Guerrero que afectará al Distrito Federal. Dicen que los edificios resistirán pero también dicen que hay 400 edificios de alto riesgo en la zona blanda del centro de la ciudad. Es posible. Por mi parte, creo en la historia sísmica de México que nos dice que el próximo sismo ocurrirá probablemente en cualquier lugar menos en la Brecha de Guerrero. Podría ocurrir perfectamente frente a la costa de Chiapas y Guatemala, o bajo la llanura costera de Veracruz, o en Baja California. En cuanto al próximo sismo que afecte al Distrito Federal, espero que tendrá una magnitud de 7 a 7½ y no llegue a 8. Desafortunadamente, estoy convencido que de todas maneras causará colapsos de edificios como asimismo bajas en la población.

Hace falta la mayor cautela para predecir temblores. No sabemos donde puede ocurrir el próximo sismo ni qué magnitud tendrá. Si algo nos enseña el pasado, es que lo inesperado suele presentarse con mucha frecuencia. La naturaleza tiene más imaginación que los expertos.

La única predicción firme que yo me atrevería a hacer para el próximo sismo es la siguiente: se cancelarán los permisos de construcción para edificios de más de 20 metros de altura en la zona blanda. Esta medida caerá por su propio peso, ya que debieron haberse prohibido estas estructuras hace muchísimo tiempo. La medida pudo haberse adoptado luego del sismo de 1957 y hasta antes, ya que existían suficientes antecedentes para ello. No se ha hecho por falta de visión. Los intereses económicos que se pretendía proteger han quedado mucho más vulnerados con esta política, que ha sido una causa de la virtual destrucción de la zona más valiosa de la ciudad.

No es que los edificios estén mal hechos. Lo que pasa es que se diseñan para otro tipo de ondas y no el que propaga el subsuelo blando. El centro de la ciudad debe ser nuestra zona histórica, con prohibición de obstruir la vista de las iglesias y de los monumentos coloniales. Debe ser zona reservada a la administración del gobierno federal, con grandes áreas verdes ganadas a un subsuelo generoso y fértil. El centro debe ser nuestra principal zona cultural, zona de museos y de teatros. Debe ser zona de tránsito restringido, por tratarse de nuestro patrimonio más valioso, los grandes monumentos del pasado. En una palabra, debe convertirse en el foro de la vida pública, espacio público digno de una gran nación.

La Ciudad de México nunca dejará de ser la zona sísmica más vulnerable del país; pero no es la única. El próximo sismo destructor puede ocurrir en otra región diferente. ¿Estamos preparados? Obviamente no. Se ha avanzado en materia de protección civil; pero las realidades del sismo de 1985 demostraron que el colapso de las grandes estructuras de hormigón armado es un fenómeno que no tiene escapatoria y que todavía escapa a la comprensión de los expertos de todo el mundo. No hay técnicas de salvamento confiables. Lo único que se puede hacer es evitar vivir ni trabajar en un edificio de más de seis pisos en la zona blanda de la ciudad.

En el caso de Kobe, la mayoría de las bajas ocurrieron en viviendas de uno a dos pisos de altura; sin embargo el personal de rescate no pudo llegar debido a numerosos obstáculos físicos y burocráticos. Un colega japonés me aseguraba que la catástrofe del 16 de enero de 1995 se debió a las predicciones erróneas de los sismólogos, quienes pensaban que el próximo sismo se produciría en la región de Tokai, afectando principalmente a la capital. Un colega predice un temblor y el gobierno le hace caso. Los demás sismólogos, para no dar lata, utilizan la misma predicción como un medio para obtener apoyos y para avanzar en sus investigaciones. Es una forma de corrupción más leve que la de otros, pero no es ética. Aunque el científico tenga sus dudas, no las ventila en público para no quedarse fuera del presupuesto.

Así, en México se ha hablado de un eventual sismo en la brecha de Guerrero. Sin duda existe la posibilidad de un sismo de este tipo, pero es preciso decir claramente que no hay bases científicas para asegurar que ese sismo ocurra pronto. México es un país muy grande y es mucho más probable que el próximo sismo destructor ocurra en otra región.

TEORIAS DE 1985

Pasemos ahora a un análisis específico de lo que sucedió en el sismo de 1985. Como ya mencioné, la información se encuentra diseminada en una gran variedad de fuentes. Es verdad que la National Science Foundation de Estados Unidos, con el ánimo de evitar que se perdieran informaciones valiosas, autorizó un fondo especial de investigación de cuatro millones de dólares para "aprender del sismo mexicano". Pero los expertos americanos estaban convencidos que ya se sabían la lección. No se molestaron en proponer investigaciones especiales. Suponían que el sismo mexicano era un caso que no ameritaba un estudio profundo, por ser de escasa relevancia para Estados Unidos. Así, la mayoría de los proyectos aprobados bajo la autorización de la NSF resultó tener un interés muy tangencial para México.

En justicia, cabe señalar que también ha existido una corriente minoritaria, tanto en México como en Estados Unidos y Japón, que insistía en señalar que el problema de la destrucción selectiva de edificios altos en terreno blando no estaba siendo enfocado de la manera más adecuada. Días después del sismo de 1985 se presentó ante el Congreso de Estados Unidos un informe oficial de la National Science Foundation que afirmaba:

- La catástrofe mexicana probablemente involucra o esconde "una brecha del conocimiento", vale decir, un área de fenómenos interdisciplinarios desconocidos en las fronteras entre la sismología, la ingeniería sísmica y la mecánica de suelos.

- El sismo sí es muy relevante para Estados Unidos porque los conceptos y métodos de ingeniería que se emplean en México son los mismos. No es efectivo que la catástrofe pueda achacarse a la mala calidad de la construcción en México. Por el contrario, hay que hacer notar que los ingenieros mexicanos más influyentes, especialmente en el campo sísmico, han sido alumnos de universidades americanas.

- No hay que "irse con la finta" que la situación geotécnica y geotectónica de la Ciudad de México es única en el mundo. No lo es. En un cierto sentido, todas las situaciones geológicas son únicas. Pero Estados Unidos tiene muchas localidades vulnerables que combinan un sub-

suelo blando con la existencia de estructuras de marcos momentorresistentes. Un ejemplo claro es la Bahía de San Francisco (Suh, 1985).

Hubo voces de alerta en México y en menor grado, en Japón. Así, existe en México una opinión minoritaria de ingenieros "prácticos" (es decir, que trabajan en la realidad y no en la academia), que critican las normas sísmicas del Distrito Federal. Sin embargo, dichas Normas predicen correctamente el movimiento del terreno. Las Normas de 1977 estipulaban una aceleración de diseño de 0.24 g y la aceleración del terreno que efectivamente se registró fue de 0.20 g. Las frecuencias fueron también las que predijeron las Normas. Entonces, ¿porqué se cayeron los edificios? ¿Porqué se dijo que las Normas habían sido insuficientes?

La verdad es que la nueva Norma sigue permitiéndonos la aplicación de coeficientes de ductilidad y otras deducciones, que permiten rebajar la aceleración de diseño de un edificio a menos de la mitad. La ductilidad de una estructura no puede predecirse. No hay necesidad de hacer trampas, puesto que las mismas Normas permiten emplear un cuarto de la aceleración horizontal de diseño: 0.1 g en vez de 0.4 g. ¿Cuántos edificios de la Ciudad de México, o de otras ciudades del mundo, están diseñadas para 0.10 g? No se contraviene a las Normas. Un ingeniero puede presentar un diseño excesivamente flexible y ligero para la zona blanda del D.F. puesto que las propias Normas lo permiten (Sauter, 1994). Por otra parte, el profesionista experimentado y conciente producirá un diseño más resistente que el mínimo que estipulan las Normas; pero entonces deja de ser competitivo. Estamos mejor sin las Normas.

La principal modificación que introdujeron las Normas de 1987 con respecto a las Normas anteriores consistió en incrementar la aceleración de diseño de 0.24 g a 0.40 g en la zona blanda de la ciudad (Fig. 1). No hubo intento de justificar el valor de 0.40 g simplemente se adoptó por el Comité respectivo por razones políticas (Rosenblueth et al., 1988). Se limitan a decir que el nuevo valor es más bajo que el espectro de aceleraciones del sismo 1985, que llegó a valores pico de 1 g (Fig. 1). Dicha aceleración espectral sigue rebasando en 150% a la máxima aceleración espectral de diseño recomendada por las Normas de 1987. ¿Es razonable? ¿Cómo estar seguros? ¿Acaso no se había dicho lo mismo en 1977?

La explicación oficial es que la ductilidad de la estructura suplirá la resistencia faltante. Pero no hay datos sobre ductilidad de los edificios del Distrito Federal, ni existe evidencia que los edificios que se cayeron fueron menos dúctiles que los que permanecieron en pie. Lo cierto es que los edificios

de marcos de concreto armado en el Distrito Federal están sub-amortiguados. Poseen un amortiguamiento de menos del 5% cuando un automóvil está amortiguado al 23% o al 26% (Douglas Taylor, comunicación personal).

Sorprende, en definitiva, que solo un 16.4% de los edificios se hubiera caído en la zona blanda del Distrito Federal. Pudieron haberse caído muchos más. Ello se debe en parte a la intensidad relativamente baja del sismo. Los recientes temblores de Loma Prieta, Northridge y Kobe registraron aceleraciones muy superiores. Kanamori et al. (1993) predicen que un sismo en la brecha de Guerrero podría ser de dos a tres veces más fuerte que el sismo de 1985. El número de muertos en la Ciudad de México aparentemente fue del orden de 17,000 lo que es relativamente bajo tomando en cuenta la densidad de la población. Fue afortunada la hora del sismo, que ocurrió a las 7:19 de la mañana cuando gran parte de la población estaba en tránsito a sus lugares de trabajo o a las escuelas, en el caso de los niños. Si el sismo hubiera ocurrido a mediodía o a medianoche, el número de víctimas pudo haber llegado a más de 50,000.

En resumen, aún no se sabe porqué se cayeron los edificios en la zona blanda de la Ciudad de México, ni porqué no se cayeron más edificios. Si las Normas del Distrito Federal fueran efectivas no debió de haberse caído ninguno. La cifra oficial de edificios destruidos es de 371, lo que representa una catástrofe de enormes proporciones aún para una metrópolis tan grande como es la Ciudad de México; pero si mañana hubiera un sismo similar la catástrofe sería la misma o mayor.

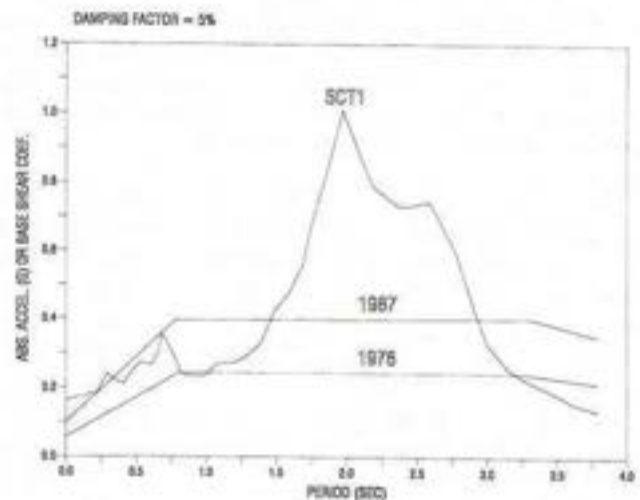


Figura 1.

CAUSAS DE LA CATASTROFE

Los lectores aficionados a las novelas de misterio ya estarán deseosos de saber cuál es el factor oculto que ha causado esta catástrofe. Según el método tradicional de investigación de un crimen de novela, hay que ir descartando un sospechoso tras otro mediante diversas circunstancias absolutorias o *alibíes*.

El principal sospechoso en el caso del temblor de 1985 es la *amplificación*. Se ha comprobado en múltiples ocasiones que el subsuelo blando de la anterior Laguna de México produce amplitudes sísmicas varias veces superiores a las que se observan para el subsuelo firme de los alrededores. Pero ese subsuelo firme es el mismo sobre el cual se asienta la laguna. Por lo tanto, la amplificación se debe necesariamente a la capa de suelo blando.

¿En qué consiste esta capa? Se trata de un limo o lodo orgánico muy ligero, de unos 25 m de espesor bajo la zona más dañada. El lodo se depositó en el fondo del lago al correr de los siglos. Contiene principalmente agua (unos 90% por volumen) y tiene una densidad de 1.1 lo que es apenas 10% más que el agua. Las propiedades físicas de este material lo hacen más semejante al agua que a la arcilla. Un material geológico rocoso es elástico: tiene un módulo de Poisson cercano a 0.25 mientras que el agua tiene un valor de 0.5. El limo de la Ciudad de México tiene un módulo de Poisson de 0.499. Esto significa que la velocidad de las ondas P es mucho mayor que la de las ondas S. En efecto, para el lodo tenemos una velocidad v_p de 1,500 m/s que es idéntica a la del agua, mientras que la velocidad v_s en el lodo es muy pequeña (30-70 m/s).

La amplificación que sufren las ondas sísmicas en este tipo de material se explica en primera línea por el contraste entre las rigideces. La velocidad de propagación de una onda elástica depende aproximadamente de la raíz cuadrada de la rigidez. Al penetrar en un medio de menor rigidez la onda se refracta y se frena. Por efecto de la conservación de la energía, la amplitud tiene que aumentar. En el sismo de 1985, las aceleraciones máximas registradas en la zona blanda fueron hasta 5 veces superiores a las que se registraron en terreno firme, por ejemplo, en Ciudad Universitaria. Esta diferencia no parece tan alta si se la compara con las amplificaciones de hasta 10 veces registradas en suelos aluviales de California desde hace muchos años. Además, este efecto de amplificación en suelos era muy conocido desde siempre y se le tomaba en cuenta en las Normas mediante la zonificación del Distrito Federal.

Posteriormente al sismo de 1985 se abrió una línea de investigación en base a la idea que la amplificación más significativa no se refería a la amplitud del acelerograma mismo sino a las *aceleraciones espectrales*. En efecto, se

obtuvieron amplificaciones espectrales de hasta 500 veces en comparación al Batolito de la Costa, a 350 km de distancia del Distrito Federal. Pero eso venía a ser un alibi. La causa del desastre no era la amplificación sino la misma capa blanda, pues a esa distancia era imposible concluir otra cosa. Si se quería examinar el papel de la amplificación en la causa del desastre convenía más bien elegir y comparar dos estaciones muy cercanas y similares, una con daños fuertes y la otra sin daños. Era el caso de las estaciones de Secretaría de Comunicaciones y Transportes por una parte, y de Central de Abastos por la otra. Ambas estaciones estaban sobre sedimentos lacustres y se encontraban cerca. Pero en este caso la amplificación espectral fue apenas de cuatro veces. Amplificaciones de este orden habían sido previstas en las normas.

Se ha supuesto también que podría existir una cuenca cóncava, como una especie de valle antiguo que estaría relleno de sedimentos menos rígidos que los de las lomas. En tal caso se podrían obtener teóricamente unas amplificaciones bastante importantes e incluso las formas de onda comenzarían a parecerse a las observadas. Pero no hay evidencia de este valle, ni existe razón para que lo hubiera en base a lo que hoy se conoce sobre la geología de México central. Se le llama "Valle de México" porque es un altiplano rodeado de volcanes. Nunca hubo aquí un Ganges ni un Amazonas. Los datos que hasta ahora se tienen indican una sucesión de capas eruptivas más o menos horizontales, con un espesor total de unos 2,000 m hasta llegar al basamento, es decir, a las calizas del Cretácico.

El "Valle de México" primero fue mar somero, luego planicie costera de una zona de subducción y finalmente cuenca lacustre en un altiplano. Estas cuencas son accidentes de la actividad volcánica más reciente y superficial y no corresponden a un relieve subterráneo. Conclusión: el principal sospechoso es y sigue siendo la delgada capa de limo que quedó en el preciso sitio que ocupaba antes la Laguna de México. Los colapsos de los edificios todos se encuentran en este material. También lo están los registros sísmicos anómalos, es decir, los trenes de ondas monocromáticas, prógradas, con duración de hasta cinco minutos que se propagan con escasa dispersión, como si fueran olas en una laguna.

¿Olas en una laguna? ¿Porqué no?.

HIDRODINAMICA DE LA CAPA DE LODO

En este punto de la discusión, tenemos una buena y una mala noticia para el lector. La buena noticia es que el problema sobre la causa de la catástrofe de 1985 está en vías de resolverse. La mala es que no lo creen aún muchos sismólogos e ingenieros sísmicos.

Esto es explicable si consideramos las vallas entre las disciplinas, y en particular la gran distancia que separa la sismología y la ingeniería sísmica de la hidrodinámica y la ingeniería naval. Concretamente, estas disciplinas están separados por un poco de tierra lodosa que en un 90% es agua y cuyas características de propagación de ondas no las entienden bien, aunque sean similares a las del agua. ¿Cómo se comporta esta capa cuando es excitada por un sismo?

Los expertos en hidrodinámica conocen "ondas de lodo", que se observan cuando hay una capa de limo en el fondo de un mar agitado. Han sido descritas en la literatura científica y se trata de auténticas olas. No hay pues nada de extraño en que un lodo se comporte como agua. Pero traslademos esa misma observación a la Ciudad de México, o a la Bahía de San Francisco, y el mundo de los expertos pondrá el grito en el cielo.

Una ola es una onda superficial que se propaga mediante la fuerza restauradora de la gravedad y no, como en el caso de las ondas de Rayleigh, con la fuerza elástica o molecular. La partícula se mueve en el plano de la propagación, al igual que las ondas de Rayleigh; pero describe una elipse prógrada y no retrógrada. Su efecto sobre las estructuras es totalmente diferente. Las ondas prógradas tienden a volcar la estructura puesto que la resultante tiene siempre la misma dirección que la inclinación del piso. Además, la longitud de onda es más corta y por lo tanto, las deformaciones son mayores. Para una onda de Rayleigh tenemos una longitud de onda de 95 metros. Con una amplitud de 20 cm como la que se registró en Secretaría de Comunicaciones y Transportes, la deformación es $2\pi \times 20/95 = 0.0132$ radianes o 1.32%. Es una deformación diez veces superior a la que se supuso como máxima en Kanamori et al. (1993). Pero no basta. A ese nivel de deformación la arcilla pierde el 80% de su rigidez. Por lo tanto, la velocidad de cortante baja a menos de la mitad, la longitud de onda se acorta y la deformación sube a 3.13%. Finalmente la longitud de onda tiene que llegar a valores de 15-20 m. El ancho de un edificio típico en la Ciudad de México es de 15 metros. Los claros en el viaducto de Oakland, California que se colapsó en 1989 fueron de 16 metros.

En conclusión, una estructura que resiste aceleraciones horizontales de 0.4 g podría fallar si es sometida a ondas de gravedad de amplitud mucho menor. El efecto se conoce en ingeniería naval como *cabeceo* y consiste en que una estructura, sometida a olas de longitud equivalente al ancho, se cimbra por ángulos de rotación cada vez mayores hasta que se vuelca. Esto se debe a la resonancia de la estructura con la longitud de onda de la ola.

La solución que proponemos es parcial. Aún no se conoce detalladamente el comportamiento del lodo en un sismo grande. Las ondas superficiales prógradas sí han sido observadas, tanto en el sismo de 1985 como en el laboratorio (Gilbert and Laster, 1962; Lomnitz, 1990). Si parecen explicar la destrucción selectiva de edificios altos en la Ciudad de México, y la de ciertos viaductos en Oakland y en Kobe. La teoría permite predecir la profundidad máxima a que se observarán daños en el subsuelo y que hasta ahora ha sido confirmada. Pero aún no explica el porqué de los daños repetidos en ciertas zonas de la ciudad o en determinadas esquinas. No explica el porqué hubo tan pocas fallas de cimentación. Tampoco nos informa sobre el motivo de porqué ciertas estructuras fallan y otras no. ¿Porqué se cayó una de las Torres Gemelas de Pino Suárez y la otra no sufrió daños?

Creo que estamos en camino de resolver muchas, acaso la mayor parte, de estas interrogantes. Sin duda, ello requerirá un cambio de enfoque, una cierta elasticidad mental. El mundo intelectual de la no linealidad es extraño y muy diferente del mundo lineal que hemos manejado hasta ahora. Por ahora, conviene reflexionar en lo siguiente. Una catástrofe no puede ser nunca un fenómeno lineal, ni se debe a una sola causa. La naturaleza, la tecnología y la sociedad interactúan y forman un sistema complejo, que posee inestabilidades. Las ondas de gravedad no se producen por casualidad, ni representan una extensión de la teoría de la elasticidad. Se trata de un tipo de fenómeno emergente en dicho sistema complejo; es un cambio de fase (Davies, 1989). Pero no es la única solución posible. Como diría Sherlock Holmes, un crimen no es algo que pueda comprenderse en base al comportamiento normal o rutinario del ser humano. Es el resultado de fenómenos emergentes que se presentan bajo condiciones no lineales, de grandes presiones. De la misma manera, no intentemos comprender las catástrofes sísmicas como simples extrapolaciones lineales de la normalidad.

REFERENCIAS

- Davies, P. (1989). The new physics: A synthesis, en *The New Physics*, P. Davies, Ed., p. 1-6 (Cambridge University Press, England.).
- Gilbert, F., and S.J. Laster (1962). Excitation and propagation of pulses on an interface, *Bull. Seis. Soc. Am.*, 52, 299-319.
- Heaton, T.H., (1995). Looking back from the year 3000, *Seismol. Res. Letters*, 66, 3-4.

- Kanamori, H., P.C. Jennings, S.K. Singh, and L. Astiz (1993). Estimation of strong ground motions in Mexico City expected for large earthquakes in the Guerrero Seismic Gap, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 83, 811-829.
- Lomnitz, C. (1990). Mexico 1985: the case for gravity waves, *Geophys. J. Int.*, 102, 569-572.
- Ordaz, M., and S.K. Singh (1992). Source spectra and spectral attenuation of seismic waves from Mexican earthquakes, and evidence of amplification in the hill zone of Mexico City, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 82, 24-43.
- Sauter, F. (1994). The 1994 Northridge earthquake: a hint to major changes in codes and design concepts (*abstract*), 9th Int. Seminar Earthq. Prognostics, San José, Costa Rica.
- Steinwachs, M. (1993). Ursachenforschung bei Erdbebenkatastrophen, en *Bestandsaufnahme des Erdbebenwissens*, Günter Klein, Ed., Deutsche Ges. f. Erdbeben-Ingenieurwesen u. Baudynamik, Publ. 6, 302-310, Hannover.
- Suh, N.P. (1985). Statement before the Senate Subcommittee on Science, *Congr. Record*, October 3, 1985, Washington, DC.

DISPERSION Y ATENUACION SISMICA

Federico J. Sabina

Instituto de Investigación en Matemáticas Aplicadas y en Sistemas, Universidad Nacional Autónoma de México, Apartado Postal 20-726, Admon. No. 20, Delegación de Alvaro Obregón, 01000 México, D. F., México

RESUMEN

En este trabajo presentamos de una manera sencilla el método autoconsistente que se usa para caracterizar la dispersión y la atenuación de ondas elásticas en medios con microestructura, como suspensiones de inclusiones sólidas (o grietas) en sólidos. El método proporciona unas ecuaciones que se resuelven rápidamente por iteración para calcular el número de onda. Las aproximaciones que se hacen para llegar a esas ecuaciones son suficientemente realistas para producir en algunos casos, excelente comparación con datos experimentales.

INTRODUCCION

Desde hace mucho tiempo se sabe que la estructura de la Tierra es muy complicada. Los primeros modelos de ésta que se usaron para interpretar los registros sísmicos supusieron, por simplicidad, un modelo homogéneo e isótropo. A medida que éste no explicaba las observaciones, los modelos se iban complicando cada vez más. Recientemente ha habido un cierto número de observaciones de eventos naturales y experimentos con fuentes controladas que indican que las rocas en la corteza son anisótropas. Se piensa que esa anisotropía se debe a la presencia de grietas en las rocas, que están alineadas en una cierta dirección debido al esfuerzo dominante (Crampin y Lovell, 1991). Para el tratamiento de la anisotropía sísmica, es necesario considerar materiales con una cierta microestructura y estudiar la propagación de las ondas en medios inhomogéneos y anisótropos con herramientas matemáticas que expliquen las nuevas observaciones que se hacen con equipos más modernos. En este trabajo estudiamos el efecto de la microestructura sobre la propagación de las ondas elásticas, que es de interés tanto para la Sismología como para la Ciencia de Materiales. Cuando el medio está formado por una suspensión de sólidos (o grietas) en sólidos, el estudio sistemático de este problema se complica por la dispersión múltiple entre los muchos cuerpos. Con el objeto de calcular, por ejemplo, las características dispersivas de las ondas, i.e., la variación de la rapidez de fase y el factor de calidad con la frecuencia utilizamos un enfoque de tipo aleatorio. Planteamos el problema a resolver bajo el conocimiento mínimo de la información estadística acerca de la posición relativa de las inclusiones. Por medio del método autoconsistente obtenemos las ecuaciones para el cálculo del número de onda. En este proceso hay que resolver un problema de un dispersor. Esto lo hacemos en forma aproximada. Las aproximaciones que se hacen dan lugar a un método de

cálculo muy sencillo y los resultados obtenidos son suficientemente significativos. Aquí describimos la teoría general y la aplicamos a inclusiones esféricas con cierto detalle. A manera de ejemplo mostramos una excelente comparación con experimentos de Kinra (1985). En Sabina y Willis (1988) hay más resultados numéricos y mayor información relativa a la teoría. Así el esquema autoconsistente ha sido aplicado para el estudio de las ondas en materiales con microestructura tales como (i) una matriz, isótropa con una suspensión aleatoria de inclusiones esferoidales alineadas, y su caso límite de grietas circulares, (Sabina et al., 1993), (ii) un medio con una suspensión de inclusiones esferoidales orientadas al azar, y grietas circulares, (Smyshlyaev et al. 1993a), (iii) una formulación directa para una matriz con una población de grietas circulares, ya sea alineadas u orientadas al azar, (Smyshlyaev et al., 1993b), (iv) un medio policristalino isótropo en el cual todos los granos del material tienen propiedades con simetría cúbica y una distribución dada de radios o de radios iguales, modelados como esferas, (Sabina y Willis, 1993), y (v) un compuesto debilitado por dos poblaciones de grietas circulares de diferente tamaño; la población con el radio mayor está alineada, pero, aleatoriamente dispuesta en la matriz, la otra población, por otra parte, está orientada al azar y de radio mucho más pequeño, (Sabina et al., 1995). Otras geometrías, si bien aún sencillas, dan lugar a cálculos mayores pero todavía dentro de límites satisfactoriamente manejables.

TEORIA GENERAL

Consideremos un material elástico inhomogéneo que ocupa un dominio Ω . La microestructura típica que aquí estudiamos es la de una suspensión de partículas elásticas, llamadas *inclusiones*, en un sólido elástico, denominado *matriz*. Nos referimos a este medio como un

compuesto. Las inclusiones pueden ser de n tipos distintos; cada inclusión del tipo r ($r=1,2,\dots,n$) tiene densidad de masa ρ_r , tensor de módulos elásticos L_r y la misma forma, tamaño y orientación. Así cada una de ellas ocupa un dominio $x' + \Omega_r$, donde Ω_r define la forma y tamaño de la inclusión y x' , el vector de posición de su centro de masa, el cual está distribuido aleatoriamente de tal manera que no haya traslape entre las inclusiones. La matriz está caracterizada por su densidad de masa ρ_{n+i} y su tensor de módulos elásticos L_{n+i} . Suponemos que el dominio Ω , que ocupa el compuesto, es lo suficientemente grande como para tener suspendidas en él una gran cantidad de inclusiones. Es de interés conocer la respuesta estática o dinámica del compuesto ante la acción de fuerzas internas o externas. Por ejemplo, cuál sería el campo de desplazamiento u , cómo se atenúan las ondas, etc. Aún si conociéramos con toda exactitud la configuración de las inclusiones, no podría resolverse este problema completamente. En el caso dinámico tendríamos un problema de dispersión múltiple. Así pues, en lugar de plantear el problema a resolver de esta manera, tomaremos el punto de vista de calcular, por ejemplo, el campo promedio $\langle u \rangle$ de u al considerar todas las posibles configuraciones del compuesto arriba mencionado. Más adelante daremos una forma sencilla de obtener el promedio de esa y otras cantidades importantes.

A falta de mayor información respecto a la posición relativa de las inclusiones, supondremos que la distribución de la posición de sus centros de masa es uniforme e isotrópica. Es decir, la densidad de probabilidad de encontrar a una inclusión del tipo r centrada en el punto x' es igual a n_r , independientemente de x' , donde n_r es la densidad del número de dichas inclusiones. La probabilidad de que a un punto x le corresponda el material del tipo r es igual a la fracción volumétrica c_r , y ésta es $c_r = n_r |\Omega_r|$, donde $|\Omega_r|$ es el volumen que ocupa una inclusión del tipo r para $r=1,2,\dots,n$. La fracción volumétrica de la matriz es c_{n+i} y se tiene que cumplir que $c_1 + c_2 + \dots + c_{n+i} = 1$. Aún con estas hipótesis estadísticas, que son las más sencillas, es posible predecir ciertos efectos importantes como se verá más adelante.

En ausencia de fuerzas de cuerpo, la respuesta del compuesto está regida por la ecuación de movimiento

$$\text{div } \sigma = \dot{p}, \quad (1)$$

entendida en el sentido débil, que incluye la continuidad del desplazamiento y la tracción entre las interfaces inclusión y matriz, donde $\dot{p} = dp/dt$ el tensor de esfuerzo σ y la densidad del vector de ímpetu π están relacionadas con el tensor de deformación infinitesimal e y el vector de velocidad v por medio de las relaciones constitutivas

$$\sigma = Le, \quad (2)$$

$$p = \rho v, \quad (3)$$

donde L y ρ son el tensor de módulos elásticos y la densidad de masa del compuesto, respectivamente. Recuerdese que el tensor L es de cuarto orden y los tensores σ y e , de segundo orden. Estas ecuaciones están escritas usando una notación simbólica, cuya ventaja se verá a lo largo del trabajo. En notación indicial, las ecuaciones (2) y (3) tienen la forma

$$\sigma_{ij} = L_{ijkl} e_{kl}, \quad (4)$$

$$p_i = \rho v_i; \quad (5)$$

los subíndices i, j, k, l varían de 1 a 3 y se suma sobre índices repetidos. La deformación e y la velocidad v están relacionadas con el vector de desplazamiento u por medio de

$$e_{ij} = (u_{i,j} + u_{j,i})/2 \quad (6)$$

$$v_i = \dot{u}_i, \quad (7)$$

donde usamos la notación de comas para indicar la derivada parcial con respecto a la componente de la coordenada indicada, i.e., $u_{i,j} = \partial u_i / \partial x_j$. El compuesto es un material inhomogéneo. Y, por lo tanto, el tensor de módulos elásticos L y la densidad de masa ρ dependen de la posición x ; en particular, toman los valores L_r, ρ_r , respectivamente, cuando x está en la inclusión del tipo r . Así por medio de la función indicadora, $f_r(x)$, que toma el valor uno si $x \in \Omega_r$, o, cero, en caso contrario, podemos escribir

$$L(x) = \sum_{r=1}^{n+1} L_r f_r(x), \quad (8)$$

$$\rho(x) = \sum_{r=1}^{n+1} \rho_r f_r(x), \quad (9)$$

o sea, que el tensor de módulos elásticos del compuesto está dado en términos de sus elementos constituyentes. Análogamente se sigue lo mismo para la densidad de masa.

Para tener un planteamiento completo del problema por resolver, hay que agregar a las ecuaciones (1-3), condiciones iniciales y de frontera. De esta forma tenemos formulado un problema de muchos cuerpos. En lugar de resolverlo directamente, nuestro objetivo es el de calcular, a partir de ellas, los campos promedio $\langle \sigma \rangle$, $\langle e \rangle$, $\langle p \rangle$, $\langle v \rangle$ y $\langle u \rangle$. La ecuación de movimiento (1) es lineal y al promediar se obtiene inmediatamente

$$\text{div} \langle \sigma \rangle = \langle \dot{p} \rangle, \quad (10)$$

También las ecuaciones (6) y (7) se pueden promediar de manera análoga. Bajo este enfoque el nuevo problema en cuestión quedaría completamente planteado si tuviéramos relaciones constitutivas equivalentes a las ecuaciones (2) y (3) que relacionaran a $\langle \sigma \rangle$ con $\langle e \rangle$ y a $\langle p \rangle$ con $\langle v \rangle$. En otras palabras, si pudiéramos establecer que

$$\langle \sigma \rangle = \langle L_0 \langle e \rangle \rangle, \quad (11)$$

$$\langle p \rangle = \rho_0 \langle v \rangle, \quad (12)$$

entonces tendríamos unas relaciones constitutivas: las de un material equivalente que, en principio, sería más fácil de estudiar que el original. Por lo tanto, L_0 sería un tensor de módulos elásticos y ρ_0 una densidad de masa, que denominaremos *efectivos*. Estos nuevos parámetros caracterizan a un material sin microestructura cuya respuesta se espera sea la misma que la del compuesto original. O sea que el nuevo problema ya no es de muchos cuerpos sino, en principio, más sencillo de resolver que el inicial. Debemos hacer notar que esta equivalencia es análoga a la que existe en mecánica elemental entre, digamos, la respuesta de un conjunto de resortes en serie o en paralelo y la de un resorte de constante elástica equivalente. Entonces, a nuestro objetivo anterior de calcular los campos promedios hay que agregarle la búsqueda, también, de las propiedades equivalentes L_0 y ρ_0 .

Dado que

$$\langle f(x) \rangle = c_r, \quad (13)$$

se sigue sin dificultad que

$$\langle e \rangle = \sum_{r=1}^{n+1} c_r \langle e \rangle_r, \quad (14)$$

$$\langle v \rangle = \sum_{r=1}^{n+1} c_r \langle v \rangle_r, \quad (15)$$

donde $\langle e \rangle_r$, $\langle v \rangle_r$ son, respectivamente, los valores esperados de e y v en la posición x condicionados a encontrar al material del tipo r en x . Igualmente tenemos

$$\langle \sigma \rangle = \sum_{r=1}^{n+1} c_r \langle \sigma \rangle_r, \quad (16)$$

$$= \sum_{r=1}^{n+1} c_r L_r \langle e \rangle_r,$$

Por medio de las ecuaciones (14) y (16), eliminamos $\langle e \rangle_{n+1}$ para obtener

$$\langle \sigma \rangle = L_{n+1} \langle e \rangle \quad (17)$$

$$+ \sum_{r=1}^n c_r (L_r - L_{n+1}) \langle e \rangle_r.$$

De manera semejante obtenemos

$$\langle p \rangle = \rho_{n+1} \langle v \rangle \quad (18)$$

$$+ \sum_{r=1}^n c_r (\rho_r - \rho_{n+1}) \langle v \rangle_r.$$

Hay que enfatizar que las ecuaciones (17) y (18) son exactas. Ahora si tuviéramos una relación entre $\langle e \rangle_r$ y $\langle e \rangle$, y similarmente entre $\langle v \rangle_r$ y $\langle v \rangle$, las ecuaciones (17) y (18) nos darían las relaciones constitutivas de un material equivalente, que es lo que buscamos.

Para poder encontrar los coeficientes de las ecuaciones (11) y (12) sería necesario conocer completamente la estructura del compuesto. Por una parte, esa información no está disponible y, por la otra, el problema sería muy difícil de resolver. En cambio, podemos obtener expresiones aproximadas que relacionen a $\langle e \rangle_r$ con $\langle e \rangle$ y a $\langle v \rangle_r$ con $\langle v \rangle$ por medio del método autoconsistente. Para esto, suspendemos o insertamos a una inclusión del tipo r con centro de masa en el punto x' en una matriz de referencia homogénea cuyas propiedades son precisamente las del material efectivo, que por el momento son desconocidas, o sea, de tensor de módulos elásticos L_0 y densidad de masa ρ_0 . Planteamos el siguiente problema: cuál es el estado de esfuerzo debido a la acción de una onda plana, por ejemplo. El campo de desplazamiento que incide sobre la inclusión es u_0 ; así tenemos un problema de un sólo dispersor. La onda que se propaga en el material de propiedades efectivas L_0 , ρ_0 debe ser la onda promedio $\langle u \rangle$ y, por lo tanto, u_0 debe ser igual a $\langle u \rangle$ por autoconsistencia, o sea, independiente del centro x' . Nótese que u_0 y $\langle u \rangle$ dependen de L_0 y ρ_0 . Una vez resuelto el problema de un dispersor conocemos el desplazamiento $u(x, t; x')$, la deformación $e(x, t; x')$, etc. De ahí calculamos, por ejemplo, el promedio condicionado para $\langle e \rangle_r$, el cual está dado por

$$\langle e \rangle_r(x, t) = \frac{1}{|\Omega_r|} \int_{\Omega_r} e(x, t; x') dx', \quad (19)$$

donde Ω_r es el conjunto $\{x' : x - x' \in \Omega_r\}$. Aquí el conjunto de todas las posibles configuraciones está dado por todas las posibles posiciones del centro de masa x' de una

inclusión del tipo r en la matriz de propiedades efectivas L_0 y ρ_0 . Así cualquier campo promedio está referido a ese conjunto. Y el campo promedio condicional es aquel que consiste en considerar solo aquellos elementos del conjunto de todas las posibles configuraciones tales que en la posición x se encuentra la inclusión del tipo r y además x está contenida en el conjunto $x' + \Omega_r$, o sea, en el conjunto U_r arriba definido. De forma análoga se calcula la velocidad media condicional $\langle v \rangle_r$.

Estos campos promedios condicionales dependen de los campos e_0 y v_0 y por lo tanto de $\langle e \rangle$ y $\langle u \rangle$ una vez que se eligen L_0 y ρ_0 autoconsistentemente. Esto se aclara más adelante al calcular explícitamente los campos promedios condicionales.

EL PROBLEMA DE UN DISPERSOR

Vamos a considerar un compuesto de extensión infinita y las ondas planas promedio que se pueden propagar en él. Así, el problema de un dispersor que analizaremos primero es el de una onda plana armónica incidente sobre una inclusión del tipo r , o sea, de la forma

$$u_0(x, t) = m \exp i(kn \cdot x - \omega t), \quad (20)$$

donde m es el vector de polarización, n el vector unidad que define la dirección de incidencia y k es el número de onda, relativos al medio de referencia de propiedades L_0 y ρ_0 , que por el momento desconocemos. Es conveniente escribir la relación esfuerzo σ y deformación ϵ en todo el compuesto por medio de la "polarización del esfuerzo" τ , la cual se anula en el exterior de la inclusión. Entonces para cualquier punto del compuesto se tiene

$$\sigma = L_0 \epsilon + \tau, \quad (21)$$

Equivalentemente

$$\tau = (L_r - L_0)^{-1} \epsilon. \quad (22)$$

En forma análoga, si π es la "polarización del ímpetu", que se anula en la matriz, tenemos

$$p = -i\omega \rho_0 u + \pi. \quad (23)$$

O, también,

$$\pi = -i\omega(\rho_r - \rho_0)^{-1} u. \quad (24)$$

Al substituir (21) y (23) en la ecuación de movimiento (1), vemos que u es el desplazamiento que se generaría en un material homogéneo con tensor de módulos elásticos L_0 y densidad de masa ρ_0 como si fuera producido por la fuerza de cuerpo $\text{div } \tau + i\omega \pi$, distribuida en la inclusión

exclusivamente. Entonces, por medio de la función de Green $G(x, \omega)$ del medio de referencia, podemos escribir una representación integral de la solución de este problema. Así, escribimos, para cada ω

$$u_i(x) = (u_0)_i(x) + \int [\tau_{ij}(y) + i\omega \pi_j(y)] G_{ij}(x - y) dy \quad (25)$$

La deformación y la velocidad se obtienen a partir de la ecuación (25) por derivación.

En lo que sigue conviene escribir esta ecuación para u y las que se obtienen para ϵ y $v = -i\omega u$ en la siguiente forma simbólica, pues resulta más compacta y fácil de asimilar,

$$\begin{aligned} u &= u_0 + G * (\text{div } \tau + i\omega \pi) \\ &= u_0 - S * \tau - M * \pi, \end{aligned} \quad (26)$$

$$\epsilon = \epsilon_0 - S_r * \tau - M_r * \pi, \quad (27)$$

$$-i\omega u = -i\omega u_0 - S_r * \tau - M_r * \pi, \quad (28)$$

donde el símbolo $*$ representa la operación de convolución espacial en el caso reducido del tiempo, o sea, para las ondas armónicas (20), en el que todos los campos tienen un factor $\exp(i\omega t)$, que se puede suprimir sin que haya lugar a confusión en todas las expresiones que se escriban de aquí en adelante. La contribución del campo incidente en cada ecuación está dada por u_0 , ϵ_0 y v_0 , respectivamente. Mientras que los operadores S , M , S_r , M_r , S_i y M_i están dados por, en componentes,

$$S_{ij} = -G_{ijkl}, \quad (29)$$

$$M_{ij} = -i\omega G_{ij}, \quad (30)$$

$$(S_r)_{ij} = -G_{ijkl} \delta_{kl}, \quad (31)$$

$$(M_r)_{ij} = -i\omega G_{ij} \delta_{kl}, \quad (32)$$

$$(S_i)_{ij} = +i\omega G_{ijkl}, \quad (33)$$

$$(M_i)_{ij} = -\omega^2 G_{ij}. \quad (34)$$

Los paréntesis en los subíndices indican que sólo se está tomando la parte simétrica del tensor correspondiente. Con la substitución de (22) y (24) en (27) y (28), se obtienen un sistema de ecuaciones integrales acopladas para determinar las polarizaciones τ y π , i.e.,

$$-i\omega u_0 = (\rho_r - \rho_0)^{-1} \pi + S_r * \tau + M_r * \pi, \quad (35)$$

$$\epsilon_0 = (L_r - L_0)^{-1} \tau + S_r * \tau + M_r * \pi. \quad (36)$$

Las ecuaciones (35) y (36) son, en general difíciles de resolver en forma exacta. Por lo tanto, buscaremos una solución aproximada y sencilla del tipo de Galerkin. Tomamos τ y π constantes sobre la inclusión, pero

dependientes de la posición de su centro de masa x' y que satisfagan las ecuaciones (35) y (36) en promedio

Así

$$-i\omega \bar{u}_0^{(r)} = (\rho_r - \rho_0)^{-1} \pi + \bar{S}_r^{(r)} \tau + \bar{M}_r^{(r)} \pi, \quad (37)$$

$$\bar{e}_0^{(r)} = (L_r - L_0)^{-1} \tau + \bar{S}_r^{(r)} \tau + \bar{M}_r^{(r)} \pi, \quad (38)$$

donde la barra representa el valor medio respecto a la inclusión y el superíndice indica que la inclusión es del tipo r . Por ejemplo,

$$\bar{e}_0^{(r)} = \frac{1}{|\Omega_r|} \int_{\Omega_r} e_r(x') dx', \quad (39)$$

De manera análoga definimos $\bar{u}_0^{(r)}$; también

$$\bar{S}_r^{(r)} = \frac{1}{|\Omega_r|} \iint_{\Omega_r \times \Omega_r} S_r(x-x') dx dx' \quad (40)$$

Los otros promedios $\bar{S}_r^{(r)}$, $\bar{M}_r^{(r)}$ y $\bar{M}_r^{(r)}$ están igualmente definidos.

Cuando la inclusión tiene un centro de simetría, como es el caso aquí, se puede comprobar inmediatamente que $\bar{M}_r^{(r)} = \bar{S}_r^{(r)} = 0$ puesto que los operadores M_r y S_r son impares con respecto a x . Entonces las ecuaciones (37) y (38) se desacoplan. La solución es inmediata y podemos escribir despejando a τ y π

$$\tau = \left[(L_r - L_0)^{-1} + \bar{S}_r^{(r)} \right]^{-1} \bar{e}_0^{(r)}, \quad (41)$$

$$\pi = -i\omega \left[(\rho_r - \rho_0)^{-1} + \bar{M}_r^{(r)} \right]^{-1} \bar{u}_0^{(r)} \quad (42)$$

La deformación e y el desplazamiento u asociados a τ y π en la inclusión del tipo r se calculan por medio de las ecuaciones (22) y (24). Esto nos da

$$e = \left[I + \bar{S}_r^{(r)} (L_r - L_0) \right]^{-1} \bar{e}_0^{(r)}, \quad (43)$$

$$u = \left[I + \bar{M}_r^{(r)} (\rho_r - \rho_0) \right]^{-1} \bar{u}_0^{(r)} \quad (44)$$

donde I denota al tensor unidad; en la ecuación (43) es el de cuarto orden y en la (44), es el de segundo orden.

Para una inclusión con centro de masa en x' , es fácil calcular que

$$\bar{u}_0^{(r)} = u_0(x') h_r(k), \quad (45)$$

$$\bar{e}_0^{(r)} = e_0(x') h_r(k), \quad (46)$$

donde

$$h_r(k) = \frac{1}{|\Omega_r|} \int_{\Omega_r} e^{ik \cdot x} dx. \quad (47)$$

Con ayuda de las ecuaciones (45) y (46), podemos calcular a partir de las ecuaciones (43) y (44), las estimaciones de los valores condicionados de e y u , esto es,

$$\langle e \rangle_r(x) = h_r(k) h_r(-k) [I + \bar{S}_r^{(r)} (L_r - L_0)]^{-1} e_0(x), \quad (48)$$

$$-i\omega \langle u \rangle_r(x) = -i\omega h_r(k) h_r(-k) [I + \bar{M}_r^{(r)} (\rho_r - \rho_0)]^{-1} u_0(x). \quad (49)$$

Finalmente, hacemos la identificación de que la onda en el material equivalente es precisamente la onda promedio en el compuesto original, es decir, que $u_0 = \langle u \rangle$ y $e_0 = \langle e \rangle$. Al substituir estos valores en las ecuaciones (48) y (49), vemos que tenemos la relación que estábamos buscando cuando obtuvimos las ecuaciones (17) y (18). Substituyendo en éstas y "cancelando" los factores posmultiplicativos $\langle e \rangle$ y $\langle u \rangle$, obtenemos las expresiones para las relaciones constitutivas del material compuesto equivalente. Estas son, finalmente, las ecuaciones autoconsistentes

$$L_0 = L_{\text{mat}} + \sum_{r=1}^n c_r h_r(k) h_r(-k) (L_r - L_{\text{mat}}) [I + \bar{S}_r^{(r)} (L_r - L_0)]^{-1}, \quad (50)$$

$$\rho_0 = \rho_{\text{mat}} + \sum_{r=1}^n c_r h_r(k) h_r(-k) (\rho_r - \rho_{\text{mat}}) [I + \bar{M}_r^{(r)} (\rho_r - \rho_0)]^{-1}. \quad (51)$$

Nótese que las ecuaciones (50) y (51) nos proporcionan una manera conveniente de calcular L_0 y ρ_0 para una onda plana dada. Son ecuaciones implícitas para determinar estas propiedades.

EJEMPLO: INCLUSIONES ESFERICAS

La formulación que dió lugar a las ecuaciones autoconsistentes (50) y (51) es bastante general. Hasta el momento no hemos especificado la forma de las inclusiones, ni sus propiedades, ni las de la matriz, por ejemplo. A continuación aplicaremos las fórmulas generales a un compuesto con una sola población de inclusiones esféricas, cada una de radio a , y distribuidas al azar, de propiedades L_1 y ρ_1 . La matriz tiene propiedades L_2 y ρ_2 . Ambos materiales son isótropos y están caracterizados por los correspondientes módulos de incompresibilidad κ_r y de rigidez μ_r para $r=1, 2$.

Una vez resueltas las ecuaciones (50) y (51), el número de la onda plana k dada por la ecuación (20) debe satisfacer el siguiente problema de valores propios

$$\left[(L_0)_{\alpha\beta} k_j k_i - \rho_0 \omega^2 \delta_{\alpha\beta} \right] m_i = 0 \quad (52)$$

En la situación más general cuando el valor propio κ es complejo, tal y como sucede en esta formulación para un compuesto, la rapidez de fase γ y el factor de calidad Q de las ondas están dados por

$$\gamma = \omega / \Re(k), \quad (53)$$

$$1/Q = \Im(k) / 2\Re(k). \quad (54)$$

LA FUNCIÓN DE GREEN

Al resolver las ecuaciones (50) y (51) hay que considerar una función de Green adecuada. Nótese que ella entra en esas ecuaciones por medio de los promedios de $\bar{S}_i$ y $\bar{M}_i$, los cuales hay que calcular a cada paso de la iteración. Ya sin el superíndice (r), puesto que solo hay una población, es decir, $r=1$. Y no hay lugar a confusión. Es conveniente, por lo tanto, elegir la función de Green $G(x)$ para un medio tridimensional homogéneo e isótropo con propiedades conocidas, digamos, L_0 y ρ_0 , que represente ondas viajeras que decaigan a medida que $|x|$ crece. Esta función de Green tiene la forma

$$4\pi\rho_0 G_{ij}(x) = \delta_{ij} \frac{e^{i\alpha|x|}}{\beta^2|x|} - \frac{1}{\omega^2} \frac{\partial^2}{\partial x_i \partial x_j} \left[\frac{e^{i\alpha|x|} - e^{i\beta|x|}}{|x|} \right], \quad (55)$$

donde α es la rapidez de las ondas P y β , la de las ondas S . Y están dadas por

$$\alpha = \left(\frac{\kappa_0 + 4\mu_0/3}{\rho_0} \right)^{1/2}, \quad (56)$$

$$\beta = \left(\frac{\mu_0}{\rho_0} \right)^{1/2}, \quad (57)$$

en función de los módulos de incompresibilidad κ_0 y de rigidez μ_0 , y la densidad de masa ρ_0 del medio. Dado que estamos considerando un material equivalente, los parámetros κ_0 , μ_0 y ρ_0 pueden tomar valores complejos de tal manera que las raíces cuadradas en (56) y (57) se toman, ambas, con partes reales positivas y partes imaginarias negativas para que, cuando ω sea real y positiva, la función de Green dada por la ecuación (55) corresponda a ondas que se alejan de la fuente y que decaen cuando $|x|$ aumenta.

Vamos a considerar primero la evaluación del término $\bar{M}_i$ para una inclusión esférica con radio a .

De la ecuación (34), la correspondiente definición del promedio, similar a la ecuación (40), y el primer sumando de la función de Green (55), vemos que es necesario calcular la integral

$$I = \int_{|x|=a} dx \int_{|x|=a} dx' \frac{e^{i\alpha|x-x'|}}{|x-x'|} \quad (58)$$

donde

$$k_\gamma = \omega / \gamma \quad (59)$$

y $\gamma = \beta$ o α según sea el caso. Su evaluación es elemental y el resultado es

$$I = \frac{16\pi^2 a^2}{3k_\gamma^2} (\epsilon_\gamma - 1), \quad (60)$$

donde

$$\epsilon_\gamma = \frac{3(1 - ik_\gamma a)}{(k_\gamma a)^3} [\sin(k_\gamma a) - k_\gamma a \cos(k_\gamma a)] e^{k_\gamma a}. \quad (61)$$

Del segundo sumando de la función de Green, vemos que es necesario evaluar las integrales

$$J_{ij} = \int_{|x|=a} dx \int_{|x|=a} dx' \frac{\partial^2}{\partial x_i \partial x_j} \left[\frac{e^{i\alpha|x-x'|}}{|x-x'|} \right] \quad (62)$$

Nótese que esta matriz es isótropa, entonces es igual al producto de un tercio de su traza y la delta de Kronecker δ_{ij} . Más aún, el término entre corchetes de la ecuación (62) es igual a 4π veces la solución fundamental de la ecuación de Helmholtz, lo cual da el resultado siguiente

$$J_{ij} = -\frac{1}{3} \delta_{ij} [4\pi a^3 + k_\gamma^2 I] = \delta_{ij} \frac{16\pi^2 a^3}{9} \epsilon_\gamma. \quad (63)$$

De los cálculos anteriores se sigue entonces

$$(\bar{M}_i)_j = \frac{1}{3\rho_0} \delta_{ij} (3 - \epsilon_\alpha - 2\epsilon_\beta). \quad (64)$$

Para la evaluación del término $\bar{S}_i$, procedemos de manera análoga. Usamos las ecuaciones (31) y (40). Además este tensor es isótropo y tiene las mismas simetrías que L_0 . Con la notación inicial escribimos

$$(L_0)_{\alpha\beta} = \kappa_0 \delta_{\alpha\beta} \delta_{ij} + \mu_0 (\delta_{\alpha i} \delta_{\beta j} + \delta_{\alpha j} \delta_{\beta i} - 2\delta_{\alpha\beta} \delta_{ij}/3) \quad (65)$$

Ahora podemos introducir una notación simbólica

$$L_0 = (3\kappa_0, 2\mu_0), \quad (66)$$

de tal manera que

$$3\kappa_0 = \frac{1}{3} (L_0)_{\alpha\alpha}, \quad (67)$$

$$3\kappa_0 + 10\mu_0 = (L_0)_{yy}, \quad (68)$$

Esto nos permite calcular de una forma muy sencilla los términos correspondientes a $3\kappa_0$ y $2\mu_0$ de $\bar{S}$, por medio de $(\bar{S}_{xx})_{yy}$ y $(\bar{S}_{yy})_{yy}$. Es fácil comprobar que el resultado final está dado por

$$\bar{S}_{xx} = \left(\frac{\epsilon_x}{3\kappa_0 + 4\mu_0} + \frac{1}{5} \left[\frac{2\epsilon_x}{3\kappa_0 + 4\mu_0} + \frac{\epsilon_y}{\mu_0} \right] \right), \quad (69)$$

escrito en forma simbólica.

NOTACION SIMBOLICA

Otra ventaja de esta notación, que la hace muy útil, es que las ecuaciones tensoriales (50) y (51) se pueden escribir directamente para κ_0 , μ_0 y ρ_0 . Para esto haremos uso de las siguientes propiedades de los tensores isotrópicos. La suma y el producto de dos de ellos es también un tensor isotrópico. Sean L_A y L_B dos de esos tensores, que están caracterizados por $(3\kappa_A, 2\mu_A)$ y $(3\kappa_B, 2\mu_B)$ respectivamente, entonces su producto $L_A L_B$ está caracterizado por

$$L_A L_B = ((3\kappa_A)(3\mu_B), (2\mu_A)(2\mu_B)); \quad (70)$$

su suma $L_A + L_B$ por

$$L_A + L_B = (3(\kappa_A + \kappa_B), 2(\mu_A + \mu_B)) \quad (71)$$

se sigue que el inverso L_A^{-1} por

$$L_A^{-1} = ((3\kappa_A)^{-1}, (2\mu_A)^{-1}); \quad (72)$$

y el tensor unidad es $I = (1, 1)$.

ECUACIONES AUTOCONSISTENTES

Por medio de estas propiedades, las ecuaciones (50) y (51) se escriben finalmente

$$\kappa_0 = \kappa_1 + \frac{c_1 h_1(k) h_1(-k) (\kappa_1 - \kappa_2)}{1 + (\kappa_1 - \kappa_0) \bar{\kappa}}, \quad (73)$$

$$\mu_0 = \mu_1 + \frac{c_1 h_1(k) h_1(-k) (\mu_1 - \mu_2)}{1 + (\mu_1 - \mu_0) \bar{\mu}}, \quad (74)$$

$$\rho_0 = \rho_1 + \frac{c_1 h_1(k) h_1(-k) (\rho_1 - \rho_2)}{1 + (\rho_1 - \rho_0) \bar{\rho}}, \quad (75)$$

donde

$$\bar{\kappa} = \frac{3\epsilon_x}{3\kappa_0 + 4\mu_0}, \quad (76)$$

$$\bar{\mu} = \frac{2[2\mu_0 \epsilon_x + (3\kappa_0 + 4\mu_0) \epsilon_y]}{5\mu_0 (\kappa_0 + 4\mu_0)}, \quad (77)$$

$$\bar{\rho} = \frac{3 - \epsilon_x - 2\epsilon_y}{3\rho_0}. \quad (78)$$

La función $h_1(k)$ para la inclusión esférica es

$$h_1(k) = 3[\sin(ka) - ka \cos(ka)] / (ka)^3. \quad (79)$$

Las ecuaciones (73), (74) y (75) pueden resolverse por iteración, que tiene la virtud de ser un esquema explícito y muy sencillo. En caso de frecuencia cero, o de estática, cuando el compuesto está muy diluido, es decir, cuando las inclusiones están muy alejadas unas de otras, es claro que las propiedades efectivas del material deben ser muy cercanas a las de la matriz. Por lo tanto, es razonable comenzar la iteración de tal manera que el compuesto tome los valores de la matriz. De hecho, en otros casos, también se toma este valor como el inicial a frecuencia cero. Después se incrementa la frecuencia y se toma como el valor inicial de la nueva iteración, el que se obtuvo finalmente a la frecuencia anterior. Este método, llamado de continuación, resulta muy satisfactorio en todos los casos que se calcularon numéricamente. Para una onda incidente P el número de onda se toma a partir de los valores de L_0 y ρ_0 , es decir

$$k = k_s = \omega[(3\kappa_0 + 4\mu_0) / 3\rho_0]^{1/2}, \quad (80)$$

y para una onda incidente S ,

$$k = k_p = \omega(\mu_0 / \rho_0)^{1/2}. \quad (81)$$

Cada alternativa (80), (81) da origen a ecuaciones diferentes (73), (74) y (75) que calculan para las ondas P o las S los parámetros efectivos κ_0 , μ_0 pero ρ_0 que son los "más apropiados" para la onda en cuestión.

RESULTADOS

Las figuras que a continuación siguen muestran gráficas de la rapidez de fase de la onda P normalizada con respecto a la de la matriz y el factor de calidad contra la frecuencia normalizada. La rapidez de fase está dada por la ecuación (53) donde $k = k_0$, está definido por la ecuación (80). La frecuencia normalizada es $k_2 a$, donde $k_2 = \text{Re}(k_0)$, que se evalúa para $\kappa_0 = \kappa_1$, $\mu_0 = \mu_1$, $\rho_0 = \rho_1$. El factor de calidad $1/Q$ está definido por la ecuación (54).

La Figuras 1 y 2 muestran los resultados para un material compuesto de un 5% de inclusiones esféricas de plomo suspendidas en una matriz epóxica (EPON 8287).

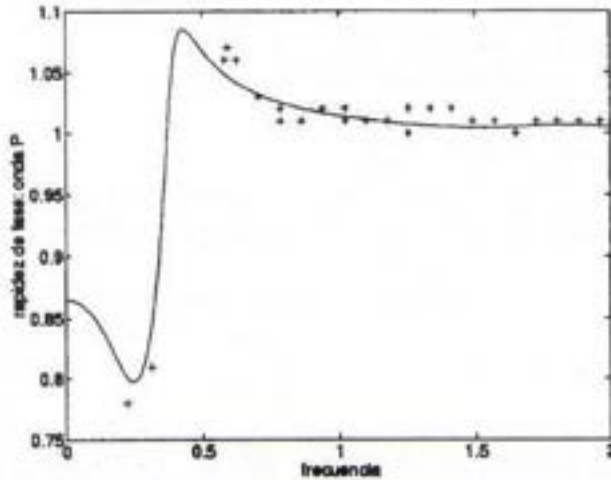


Figura 1. Gráfica de la variación de la rapidez de fase v/α_2 de la onda P con la frecuencia normalizada $\omega a/\alpha_2$ para una suspensión de 5% de inclusiones esféricas de Pb en una resina epóxica (EPON). La curva continua se obtuvo mediante el método autoconsistente. Los datos de los experimentos de Kinra (1985) se muestran con cruces.

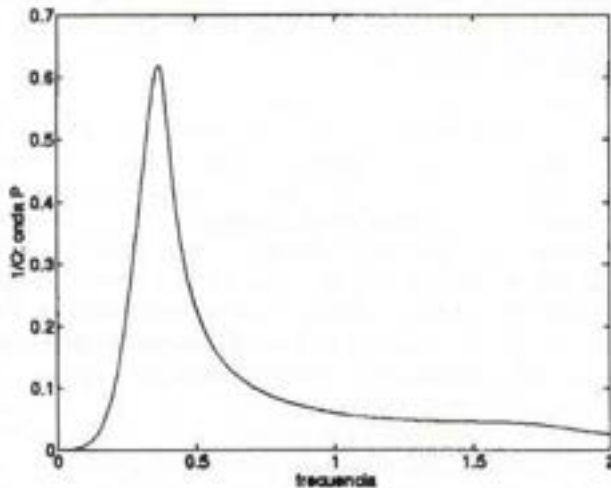


Figura 2. Gráficas de la variación del factor de calidad $1/Q$ de la onda P con la frecuencia normalizada $\omega a/\alpha_2$ para el medio descrito en la Figura 1.

Las propiedades acústicas de estos materiales son: $\alpha_1=2210$ m/s, $\beta_1=860$ m/s, $\alpha_2=2640$ m/s, $\beta_2=1200$ m/s y $\rho_1=11300$ kg/m³, $\rho_2=1202$ kg/m³. En la figura 1 graficamos la rapidez de fase de la onda P contra la frecuencia. La curva continua es el resultado del método autoconsistente. En ésta también mostramos los resultados de los experimentos de Kinra (1985). A esta concentración la

comparación entre la teoría y el experimento es excelente. Esta figura muestra un patrón característico de resonancia que se alcanza a bajas frecuencias; los resultados obtenidos son satisfactorios para ondas largas hasta que la longitud de la onda es comparable con el diámetro de la inclusión. En la Figura 2 graficamos $1/Q$ contra la frecuencia normalizada. Aquí también vemos el patrón típico de resonancia.

BIBLIOGRAFIA

- Crampin, S., and Lovell J. H., 1991. A decade of shear-wave splitting in the Earth's crust: what does it mean? what use can we make of it? and what should we do next?. *Geophysical Journal International*. 107: 387-407.
- Kinra, V.K., 1985. Dispersive wave propagation in random particulate components. In: "Recent Advances in Composites with United States and Japan". Edited by J.R. Vinson and M. Taya. American Society for Testing and Materials Philadelphia. 309-325.
- Sabina, F.J., and Willis, J.R., 1988. A simple self-consistent analysis of wave propagation of particulate composites. *Wave Motion*. 10: 127-142.
- Sabina, F.J., and Willis, J.R., 1993. Self-consistent analysis of waves in a polycrystalline medium. *European Journal of Mechanics A/Solids*. 12: 265-275.
- Sabina, F.J., Smyshlyaev, V.P., and Willis, J.R., 1993. Self-consistent analysis of waves in a matrix-inclusion composite. 1. Aligned spheroidal inclusions. *Journal of the Mechanics and Physics of Solids*. 10: 1573-1588.
- Sabina, F.J., Smyshlyaev, V.P., and Willis, J.R., 1995. Self-consistent analysis of waves in microstructured materials with penny-shaped cracks. *Applied Mechanics Reviews Book*. AMR137: 309-313.
- Smyshlyaev, V.P., Sabina, F.J., Willis, J.R., 1993a. Self-consistent analysis of waves in a matrix-inclusion composite. II. Randomly oriented spheroidal inclusions. *Journal of the Mechanics and Physics of Solids*. 10: 1589-1598.
- Smyshlyaev, V.P., Sabina, F.J., Willis, J.R., 1993b. Self-consistent analysis of waves in a matrix-inclusion composite. III. A matrix containing cracks. *Journal of the Mechanics and Physics of Solids*. 12: 1809-1824.

INTRODUCCION AL METODO PSEUDO-ESPECTRAL PARA LA SIMULACION DE LA PROPAGACION DE ONDAS ELASTICAS.

Rafael Avila-Carrera¹, Francisco José Sánchez-Sesma^{1,2} y Raúl Madariaga³.

¹ Instituto de Ingeniería, UNAM; Cd. Universitaria, Apdo. 70-472; Coyoacán 04510 México D.F., México.

² Centro de Investigación Sísmica; Carr. al Ajusco 203, Col. H. de Padierna; Tlalpan 14200 México D.F., México.

³ Institut de Physique du Globe de Paris, Université Pierre et Marie Curie; 4, Place Jussieu, Tour 14-24, 4, étage; Paris 75005, Francia

RESUMEN

Se presenta un método para simular la propagación de ondas. La ecuación de onda es una ecuación de segundo orden en derivadas parciales e incluye derivadas temporales y espaciales. Las primeras se aproximan con diferencias finitas centrales y las segundas se calculan empleando el algoritmo de transformada rápida de Fourier y puede emplearse una malla centrada o alternada. En lo que aquí se presenta preferimos la malla alternada y una formulación velocidad-esfuerzo. Esto implica el cálculo de las derivadas parciales con todos los puntos de la discretización espacial por lo que la aproximación es global, en contraste con las diferencias finitas donde la aproximación que se realiza, es de un carácter local. Debido a esta característica el método pseudo-espectral presenta ventajas de cómputo; requiere, en general, menos memoria y tiempos de cálculo.

La formulación velocidad-esfuerzo se basa en un esquema de malla alternada para las velocidades y esfuerzos y emplea óptimamente los operadores de derivación espacial del método. Con esta formulación se presentan ejemplos de aplicación a problemas escalares en una y dos dimensiones. Se incluyen casos de material heterogéneo y se discuten los problemas de fronteras absorbentes.

INTRODUCCION

En la evaluación del riesgo sísmico es de interés conocer los efectos de la geología y topografía locales en la respuesta de un sitio. En particular, el estudio de los efectos de las condiciones locales en el movimiento superficial de depósitos de suelo blando es de enorme importancia en zonas urbanas. Un caso bien conocido es el de la ciudad de México, dadas las características de las estructuras geológicas y topográficas sobre las cuales está asentada.

Para estos fines las simulaciones numéricas en ingeniería sísmica tienen como objetivos fundamentales estimar las influencias de diferentes factores que controlan los movimientos del terreno y sus efectos en las construcciones. Esos factores incluyen la fuente, los medios en que se propagan las ondas, la topografía, las irregularidades de estructuras geológicas, etc. Una manera racional de comprender la física del problema consiste en el empleo de simulaciones numéricas. Mediante la comparación con las observaciones pueden establecerse los alcances y limitaciones de estas técnicas. Para tal efecto en los últimos años se han desarrollado numerosos métodos de simulación avanzada (ver p. ej. la reciente compilación de Kelley y Marfurt, 1990).

Entre éstos se cuentan los que han logrado representar correctamente el comportamiento viscoelástico de los materiales (Emmerich y Korn, 1987). Los enfoques para resolver estos problemas han sido variados. Se han utilizado los métodos de elementos finitos (Lysmer y Drake, 1972), expansiones del número de onda que se han extendido a medios inhomogéneos (Bard y Gariel, 1986), métodos de ecuaciones integrales de frontera (Sánchez-Sesma et al., 1993) y diferencias finitas con discretización irregular. Con estas técnicas es posible hacer, para estructuras geológicas complejas, un modelado numérico bastante aceptable y permiten tratar la ecuación de onda elástica. Su principal desventaja ha sido la baja resolución en altas frecuencias. Por ejemplo, en el modelado con diferencias finitas o elementos finitos se requieren al menos 10 puntos de discretización para resolver una longitud de onda (Alford et al., 1974). Si bien eso es costoso, en muchas aplicaciones se requiere un número muy grande de puntos muestreados, especialmente para problemas tridimensionales. De esta manera, estas técnicas requieren una cantidad enorme de tiempo y recursos de cómputo.

En este trabajo se examinan simulaciones con un método de Fourier (Kosloff y Baysal, 1982) o como es comúnmente llamado, método pseudo-espectral (Kreiss y Olliger, 1972; Fornberg, 1975; 1977; Orzag, 1980; Gazdag, 1981). Este método sólo difiere de la técnica de diferencias

finitas, en que se usa transformada de Fourier para calcular derivadas espaciales de las variables de campo asociadas a la ecuación de onda. Los operadores de derivación que se proponen se basan en el uso de una malla alternada en los dominios espacial y temporal para los parámetros de velocidad y esfuerzo. Ello permite obtener resultados de alta resolución. En este método sólo se requieren de 2 a 3 puntos de muestreo por longitud de onda espacial. De esta manera, el método pseudo-espectral requiere 25 veces menos puntos de muestreo en 2-D. Este factor alcanza 125 en 3-D. Por esto pensamos que el método puede ser utilizado como alternativa en las simulaciones numéricas de la propagación de ondas.

BASE DEL METODO PSEUDO-ESPECTRAL

Para lograr una mejor comprensión de lo que aquí se pretende, es necesario familiarizarnos con las principales formas de solución asociadas a este método. Estas son: diferencias finitas y análisis de Fourier, que a continuación se describen.

METODO DE DIFERENCIAS FINITAS

El método de diferencias finitas ofrece un camino directo para calcular los movimientos a partir del problema formulado en términos de ecuaciones básicas, condiciones iniciales y de frontera, implica un mínimo de esfuerzo analítico mediante el empleo intensivo de computadoras digitales. El método es en general flexible, y puede ser aplicado a cualquier cuerpo inhomogéneo y de forma virtualmente arbitraria. Existen algunos trabajos donde se compara a este método con una simulación de laboratorio usando un modelo a escala, (Virieux, 1984), también se menciona que tiene mayores ventajas sobre otros métodos en cuanto a exactitud de resultados, facilidad de preparar un modelo, una fuente sísmica, y en la reducción del efecto de fronteras artificiales.

El tamaño y la complejidad de un problema que puede ser resuelto con el método de diferencias finitas está limitado por la capacidad de cómputo disponible. Por ello es de gran importancia contar con algoritmos que minimicen la cantidad de memoria requerida y el tiempo de cómputo. Un algoritmo eficiente debe buscar la máxima explotación de la simetría de un problema, la simplificación de las ecuaciones básicas, las condiciones de frontera para la exactitud deseada y las opciones óptimas de configuraciones para rejillas, fórmulas de diferencias finitas y condiciones en las fronteras artificiales.

El caso más simple de la ecuación de onda unidimensional permite ilustrar los elementos del método de diferencias finitas y como se aplican en sismología.

Considérese un medio en el cual las constantes elásticas varían solo en una dirección, x . La ecuación de movimiento para el desplazamiento asociado con el plano de propagación de ondas en la misma dirección es

$$\rho(x) \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} = \frac{\partial}{\partial x} \left[E(x) \frac{\partial u}{\partial x} \right] \quad (1)$$

donde

$$E(x) = \lambda(x) + 2\mu(x) \text{ para ondas } P \text{ y } E(x) = \mu \text{ para ondas } S$$

Para evitar tomar las derivadas espaciales de $E(x)$, usaremos la velocidad de partícula $\dot{u} = \partial u / \partial t$ y el esfuerzo $\tau = E(x) \partial u / \partial x$ como variables. Entonces la ec (1) se reemplaza por las siguientes ecuaciones simultáneas.

$$\frac{\partial \dot{u}}{\partial t} = \frac{1}{\rho(x)} \frac{\partial \tau}{\partial x}, \quad (2)$$

$$\frac{\partial \tau}{\partial t} = E(x) \frac{\partial \dot{u}}{\partial x}$$

Hay muchas maneras de aproximar las ecs (2), por fórmulas de diferencias finitas. Es crucial escoger un esquema apropiado para poder dar un ejemplo que resulte ser bueno en cuanto a su estabilidad.

El esquema que se aplica en este trabajo, calcula las derivadas en la parte temporal de la ecuación de onda y puede construirse con el uso de rejillas alternadas, en las cuales la rejilla para $\dot{u}$ difiere de la rejilla para τ por la mitad de un paso de discretización de la rejilla tanto para x y t .

Ello se ilustra en la Figura 1. Entonces, usamos la siguiente aproximación en diferencias finitas en la ec (2)

$$\frac{\dot{u}_m^{i+1/2} - \dot{u}_m^{i-1/2}}{\Delta t} = \frac{1}{\rho_m} \frac{\tau_{m+1/2}^i - \tau_{m-1/2}^i}{\Delta x} \quad (3)$$

$$\frac{\tau_{m+1/2}^{i+1} - \tau_{m+1/2}^i}{\Delta t} = E_{m+1/2} \frac{\dot{u}_{m+1}^{i+1/2} - \dot{u}_m^{i+1/2}}{\Delta x}$$

Este esquema nos permite conocer los valores de las velocidades $\dot{u}$ para el tiempo $i+1$ en todos los puntos de la malla conocidos los esfuerzos τ en el tiempo i en la rejilla espacial alternada.

Para este caso el término de error es muy pequeño, porque resulta ser proporcional al cuadrado del intervalo de muestreo, aquí el intervalo fue acortado por un medio, (véase, Aki y Richards, 1980, p. 773-795).

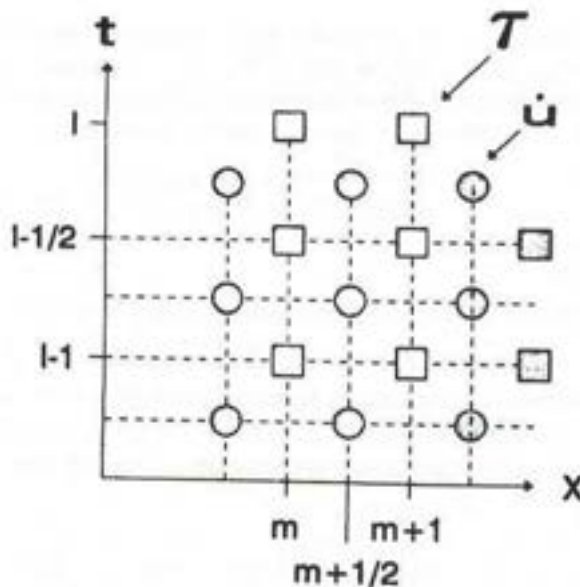


Figura 1. Distribución de las mallas de espacio y tiempo para las velocidades u y los esfuerzos τ .

ANÁLISIS DE FOURIER

En el estudio de la respuesta sísmica de estructuras geológicas se analizan los efectos producidos por una señal transitoria, que puede ser una onda elemental, o bien, un registro sísmico. Para calcular la respuesta se emplea el análisis de Fourier. Esta disciplina matemática ofrece herramientas que simplifican el proceso del cálculo al trasladar el problema del dominio del tiempo al de la frecuencia donde el estudio es más sencillo. Posteriormente aplicando las mismas herramientas, podemos obtener la respuesta del depósito en tiempo.

Al emplear la transformada de Fourier se identifican las diferentes frecuencias y amplitudes de las ondas que combinadas generan la onda arbitraria. Un par de transformación se define como

$$\begin{aligned} F(\omega) &= \int_{-\infty}^{\infty} f(t) e^{-i\omega t} dt \\ f(t) &= \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} F(\omega) e^{i\omega t} d\omega \end{aligned} \quad (4)$$

donde $F(\omega)$ es la transformada de Fourier de $f(t)$, $i = \sqrt{-1}$ y ω es la frecuencia. Un estudio más detallado de las expresiones de la ec (4) lo realiza Brigham (1974).

Un concepto físico de suma importancia en sismología es el de la convolución de dos funciones, la cual se define de la siguiente manera:

$$y(t) = \int_{-\infty}^{\infty} h(\tau) f(t - \tau) d\tau = h(t) * f(t) \Rightarrow H(\omega) \cdot F(\omega) \quad (5)$$

El teorema de convolución de la ec (5) y su transformada de Fourier en el extremo derecho de la misma ecuación, constituyen en sí una herramienta poderosa de análisis. El teorema establece que si $F(\omega)$ y $H(\omega)$, son las transformadas de Fourier de $f(t)$ y $h(t)$ respectivamente, entonces la convolución de las funciones $f(t) * h(t)$ tiene como transformada de Fourier $F(\omega)H(\omega)$. Es decir, la convolución de dos funciones en el dominio del tiempo se transforma en una multiplicación punto a punto en el dominio de la frecuencia. Este resultado es de gran utilidad al analizar la respuesta de sistemas lineales.

TRANSFORMADA DISCRETA DE FOURIER Y FFT

Debido a que los cálculos numéricos se hacen mediante el auxilio de computadoras, es necesario discretizar las expresiones de la ec (4). Así, la transformada discreta y la transformada inversa discreta serán respectivamente (e.g. Newland, 1980):

$$\begin{aligned} X_k &= \sum_{n=0}^{N-1} x_n e^{-i\frac{2\pi}{N}kn} \\ x_n &= \frac{1}{N} \sum_{k=0}^{N-1} X_k e^{i\frac{2\pi}{N}kn} \end{aligned} \quad ; \quad k = 0, 1, \dots, N-1 \quad (6)$$

Si el muestreo de las funciones se hace con un intervalo Δ se estimará un espectro hasta $1/2\Delta$, que es la llamada frecuencia de Nyquist. En la práctica, se consideran confiables frecuencias menores pues cerca de la de Nyquist, se presenta una distorsión denominada *aliasing*.

Aplicando directamente la transformada discreta de Fourier con N muestras se requiere un tiempo de cómputo proporcional a N^2 , lo que implica un tiempo excesivo de proceso sobre todo cuando N es grande.

Afortunadamente, se ha desarrollado un algoritmo de extraordinaria eficiencia denominado Transformada Rápida de Fourier, FFT (Fast Fourier Transform) que reduce el tiempo de cálculo siendo éste proporcional a $N \log_2 N$ (e.g. Newland, 1980). La FFT se emplea en este trabajo para efectuar los cálculos y en general todas las operaciones espectrales del método que aquí se propone.

QUE ES EL METODO PSEUDO-ESPECTRAL?

El método pseudo-espectral fue introducido a principios de los años setenta por Kreiss y Oliger (1972) y por Fornberg (1975). Desde entonces ha sido ampliamente utilizado en estudios de predicción meteorológica. Solo diez años más tarde fué aplicado a la propagación de ondas sísmicas (Kosloff y Baysal, 1982), y ahora forma parte de los llamados métodos directos como los de diferencias finitas o

elementos finitos. Para la ecuación de propagación de ondas sísmicas, la idea del método es efectuar la derivación temporal por un método de diferencias finitas centradas y la derivación espacial utilizando transformada de Fourier.

Para ilustrar las ideas básicas considérese la ecuación de onda, ec (7)

$$\frac{\partial^2 U}{\partial x^2} = \frac{1}{\beta^2} \frac{\partial^2 U}{\partial t^2} \quad (7)$$

la discretización se hace en tiempo y espacio por medio de una malla de dimensiones finitas equiespaciada, con Δx , el tiempo se divide en intervalos Δt . Estos parámetros no son independientes entre sí y deben ser escogidos cuidadosamente para evitar efectos de dispersión numérica. La derivación en el dominio del tiempo se efectúa con diferencias finitas (centrales) para la cual, con aproximación de segundo orden, podemos escribir.

$$\frac{\partial^2 U}{\partial t^2} \approx \frac{U^{j+1} - 2U^j + U^{j-1}}{\Delta t^2} \quad (8)$$

donde U^{j+1} es el valor calculado de la función U al tiempo $j+1$.

Para la obtención de las derivadas en el dominio espacial se hace uso de las transformadas de Fourier directa e inversa, respectivamente, que pasan la información del dominio espacial (x) al dominio del número de onda (k) y viceversa. Estas transformadas suelen escribirse como

$$F(k) = \int_{-\infty}^{\infty} f(x)e^{-ikx} dx \quad y \quad f(x) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} F(k)e^{ikx} dk \quad (9)$$

Una importante propiedad de la transformada de Fourier es que la derivada enésima de la función $f(x)$, ($f^{(n)}(x)$) tiene como transformada $(ik)^n F(k)$, donde $i^2 = -1$.

Así, para efectuar la segunda derivada de una función f , $d^2 f/dx^2$ obtenemos primero la transformada directa de Fourier de la función $f(x)$ y al resultado en el dominio del número de onda $f(k)$ se multiplica por $(ik)^2$ posteriormente el nuevo resultado se le aplica la transformada inversa ($-k^2 F(k)$), para así obtener de regreso al dominio espacial la segunda derivada de la función.

$$f(x) \Rightarrow F(k)(ik)^2 = (-k^2) F(k) \Rightarrow \frac{\partial^2 f}{\partial x^2} \quad (10)$$

El tratamiento numérico de esta derivación espacial requiere cuidado especial en la discretización de la señal. Con el uso de un marco adecuado de discretización y con el poder de cómputo suficiente, este método puede aplicarse de manera satisfactoria en el modelado de la propagación de ondas sísmicas. Así, a partir de las ecs (7)

y (8) se tiene un esquema explícito de cálculo. El hecho de realizar las derivadas espaciales con FFT ofrece una ventaja interesante a este método. Este tipo de algoritmo, optimiza el cálculo numérico usando las propiedades de periodicidad de e^{ikx} , que forma parte del kernel de la transformación. Esta es una razón más para pensar que este método puede ser una alternativa interesante en las simulaciones de la propagación de ondas y el campo de la modelación numérica.

FORMULACION VELOCIDAD-ESFUERZO

La ecuación de movimiento para ondas SH se puede escribir como:

$$\frac{\partial \sigma_x}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_y}{\partial y} + f_z = \rho \frac{\partial^2 w}{\partial t^2} \quad (11)$$

donde

$$\sigma_x = \mu \frac{\partial w}{\partial x} \quad \sigma_y = \mu \frac{\partial w}{\partial y} \quad (12)$$

Si $\frac{\partial w}{\partial t} = v$ se puede escribir que

$$\begin{aligned} \frac{\partial v}{\partial t} &= \frac{1}{\rho} \frac{\partial \sigma_x}{\partial x} + \frac{1}{\rho} \frac{\partial \sigma_y}{\partial y} + \frac{1}{\rho} f_z \\ \frac{\partial \sigma_x}{\partial t} &= \mu \frac{\partial v}{\partial x} \\ \frac{\partial \sigma_y}{\partial t} &= \mu \frac{\partial v}{\partial y} \end{aligned} \quad (13)$$

que es un sistema de primer orden en las variables de velocidad y esfuerzos. Para resolverlo usaremos diferencias finitas centradas (o centrales) en tiempo como se propone en Virieux (1984) y una malla alternada (staggered grid).

Esto quiere decir que las velocidades a cada punto de la malla espacial $m\Delta x, n\Delta y$, se tendrán para los tiempos $j\Delta t$. Las derivadas temporales se calcularán para los tiempos $(j + 1/2)\Delta t$ debido a que se están usando diferencias finitas centradas. Esto es implícito, pues se almacenan en la posición temporal j . Lo mismo ocurre para los esfuerzos, que estarán definidos para los tiempos $(j + 1/2)\Delta t$ en posiciones espaciales alternadas. Para σ_x éstas serán $(m + 1/2)\Delta x, n\Delta y$, respectivamente.

En todos los casos el almacenamiento se hará en la posición m, n, j . Las derivadas espaciales que se requieren pueden calcularse también con diferencias finitas centradas. Sin embargo, ello requiere un muestreo espacial muy fino

(8 a 10 puntos por longitud de onda) comparado con el muestreo que requiere la transformada de Fourier (2 a 3 puntos por longitud de onda). En este trabajo usaremos la transformada de Fourier para calcular derivadas espaciales de manera alternada haciendo uso de las propiedades del algoritmo de transformada rápida de Fourier (FFT).

Sea la transformada de Fourier discreta de la serie de valores $f_l = f(X_l)$ (con $X_l = l\Delta x$ y $l=0, n-1$) dada por

$$F_m = \sum_{l=0}^{n-1} f_l \exp\left[-i2\pi \frac{l\Delta x m}{n\Delta x}\right], \quad m=0, n-1 \quad (14)$$

con su inversa

$$f_l = \frac{1}{n} \sum_{m=0}^{n-1} F_m \exp\left[i2\pi \frac{lm}{n}\right], \quad l=0, n-1 \quad (15)$$

cosa que puede verificarse por sustitución directa.

Las expresiones discretas son analogía del caso continuo que se presentaron con anterioridad. En este caso es claro que la transformada de Fourier de $\partial f(x)/\partial x$ es $ikF(k)$. Esto daría en forma discreta la expresión.

$$f_l = \frac{1}{n} \sum_{m=0}^{n-1} i \frac{2\pi}{n\Delta x} m F_m \exp[ik_m X_l] \quad (16)$$

Sin embargo ésta no cumple con algunas propiedades de la transformada discreta de Fourier. En particular, la transformada de Fourier debe ser real en el número de onda de Nyquist es decir en $m=N/2$. Una manera natural de lograr esto es usar una malla alternada y calcular para la posición $(l + 1/2)\Delta x$ en lugar de $l\Delta x$. Así se tiene que

$$f_{(l+1/2)} = \frac{1}{n} \sum_{m=0}^{n-1} ikm e^{-i\pi \frac{m}{2}} F_m \exp[ikmX_l] \quad (17)$$

Con ello la transformada de la derivada es calculada correctamente. Para calcular la segunda derivada no es necesario usar malla alternada pues $(ikm)^2$ es real, pero si se requieren dos derivadas sucesivas para obtener por ejemplo f'' . Se calcula $f'_{(l+1/2)}$ y después $f''_{(l+1/2)}$ con lo que se tiene

$$\left(ikm e^{-i\pi \frac{m}{2}}\right) \left(ikm e^{-i\pi \frac{m}{2}}\right) = (ikm)^2 = -km^2 \quad (18)$$

la expresión anterior es el resultado correcto.

RESULTADOS NUMERICOS

Aquí se presentan resultados para problemas unidimensionales, para un esquema que adopta la formulación velocidad-esfuerzo. Se ilustra un caso

bidimensional y se estudia la propagación de ondas en medios homogéneos y heterogéneos cuando se tiene un gradiente constante de la velocidad de propagación. La formulación velocidad-esfuerzo permite considerar diferentes condiciones de frontera; como rígidas, libres y absorbentes. Aunque el método permite una gran versatilidad en combinaciones de las condiciones de los problemas, los resultados que se muestran, pertenecen solo a casos bien definidos.

CASO UNIDIMENSIONAL

La Figura 2 muestra los perfiles espaciales, para distintos tiempos, de un medio sometido a una fuerza puntual situada en la parte central del medio. Los bordes del medio son rígidos para el caso de los dos perfiles en (a), es decir, se impone ahí desplazamiento nulo (esto se hace también para unos pocos puntos ficticios en los extremos, usualmente 4 o 5 son suficientes), en cambio para los dos perfiles mostrados en (b), el borde del lado derecho representa una frontera libre, la cual proporciona una respuesta de dos veces el valor del desplazamiento en esos puntos, como se muestra en los sismogramas sintéticos obtenidos para los mismos casos en la continuación de la misma figura. Aquí es donde se observan más claramente los efectos de la heterogeneidad en cuanto a los cambios de velocidad y de amplitud de la onda, así como también los de los bordes.

Puede apreciarse que a medida que las ondas se propagan hacia zonas de menor velocidad, las amplitudes de las velocidades de las partículas aumentan y las formas de onda se modifican. Ello es evidencia de dispersión y es más claro cuando se observa la información representada mediante sismogramas sintéticos. Para este caso, éstos se muestran en la Figura (2, continuación). Este tipo de formulación permite obtener soluciones de distintos tipos de fronteras y variaciones más complicadas en el gradiente de la velocidad o la inhomogeneidad del medio, esto es necesario para lograr representaciones más aproximadas en un medio físico de interés.

FRONTERAS ABSORBENTES

Se obtienen condiciones de frontera absorbente en la simulación numérica de ondas para minimizar las reflexiones provenientes de los bordes del dominio de cálculo. De esta manera se puede efectuar eficientemente la propagación de ondas acústicas y elásticas en un medio limitado. La condición de frontera absorbente que se utiliza en este trabajo se basa en una aproximación de tipo paraxial de la ecuación de onda escalar (Clayton y Engquist, 1977) que resulta computacionalmente económica, simple de aplicar y reduce las reflexiones sobre un amplio rango de incidencias.

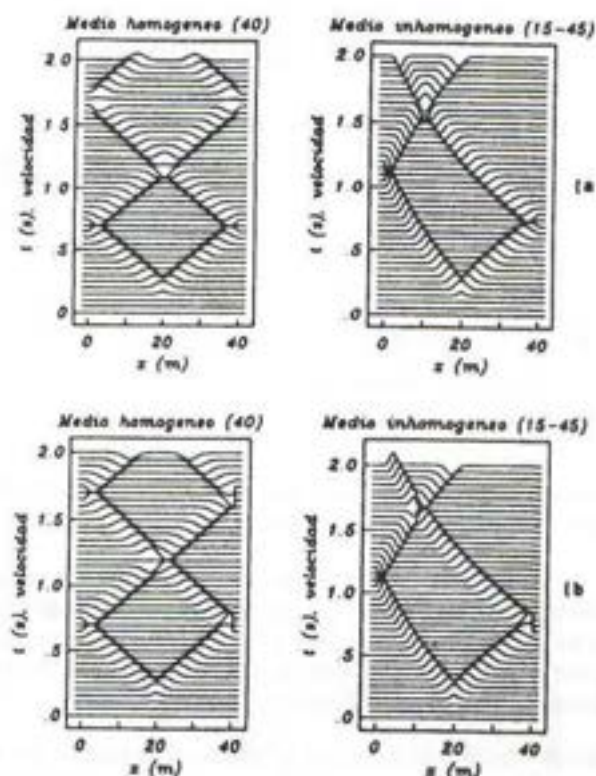


Figura 2. Simulación dinámica de la propagación de una onda en un medio, homogéneo y heterogéneo, sometido a una carga puntual centrada, con fronteras (a) rígida-rígida y (b) rígida-libre.

Uno de los problemas más persistentes en las simulaciones numéricas del fenómeno de onda son las reflexiones artificiales que se introducen en las orillas de la malla de cálculo. Estas reflexiones son las que eventualmente propagadas hacia adentro, enmascaran la solución verdadera del problema de un medio infinito. Así pues, es de interés el desarrollo de condiciones de frontera que hagan al perímetro de la malla transparente y al movimiento de las ondas continuo, de otra manera el número de puntos de las mallas de cálculo tendría que ser mucho mayor.

La manera de integrar este tipo de aproximación en la ecuación de onda escalar, es efectuar la sustitución de la parte temporal de la ecuación de onda, por un operador diferencial aproximado que incluye un factor γ relacionado con el factor de amortiguamiento Q , este operador diferencial o también llamado fórmula del telegrafista, proporciona el amortiguamiento artificial que requiere el medio y que se controla sobre la malla por medio del factor γ que provee una variación cúbica en un intervalo previamente definido que representará la frontera absorbente.

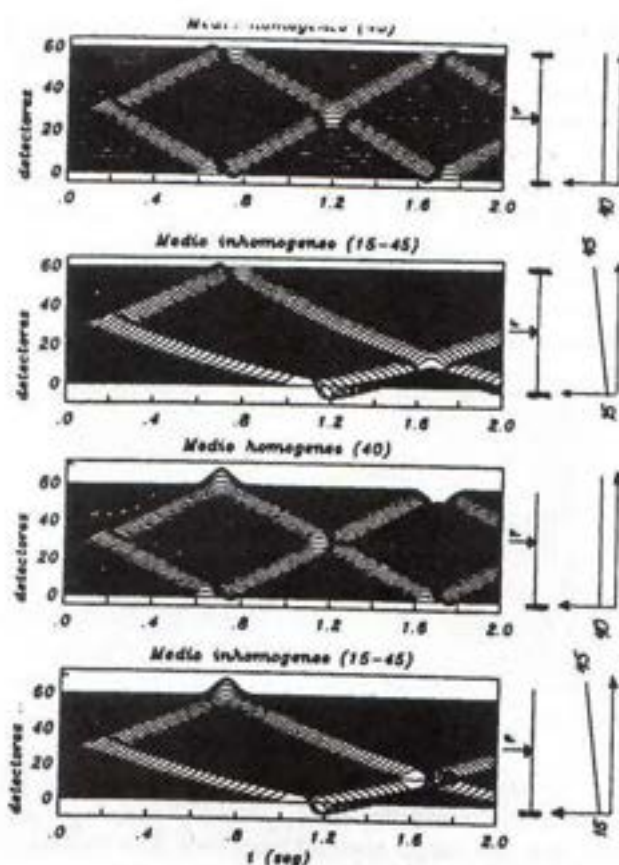


Figura 2. Continuación

Aquí se presenta una solución de condiciones de frontera que está basado en un tipo de aproximación paraxial de la ecuación modificada de onda que se resuelve con el esquema de malla alternada y diferencias finitas anteriormente propuesto. Se puede encontrar una discusión de varios tipos de operadores pseudo-diferenciales, para una clase general de ecuaciones diferenciales en Engquist y Majda (1977). La característica principal de la aproximación paraxial que se explota aquí, es que la propagación hacia afuera del campo de ondas puede ser separada del movimiento hacia adentro. A lo largo de la frontera, la formulación que adopta entonces la inclusión de aproximaciones paraxiales por medio de factores que intervienen en la solución de la ecuación de onda, pueden usarse para modelar solo la energía que se mueve hacia afuera y con esto reducir las reflexiones. La condición de frontera absorbente que se adopta en la formulación velocidad-esfuerzo es muy estable y computacionalmente eficiente y requiere la misma cantidad de trabajo por cada punto evaluado en la malla para la aplicación de diferencias finitas, como lo hace toda la ecuación de onda.

Generalmente 4 o 5 puntos son suficientes para lograr absorber la energía de una onda incidente. La Figura 3 muestra una historia de tiempo para un ejemplo como los

vistos anteriormente. Aquí se muestra la aplicación de una fuerza puntual con variación gaussiana, sobre un medio homogéneo y heterogéneo lineal, con frontera rígida a la izquierda del medio y otra absorbente en la parte derecha. Puede observarse la manera de como se propaga la onda en ambos lados del medio y sus respectivas respuestas al llegar a los bordes. Usando este tipo de frontera absorbente se logra una excelente eliminación de reflexiones, por el hecho de que se evaluaron 6 puntos en el borde de absorbencia, en este caso.

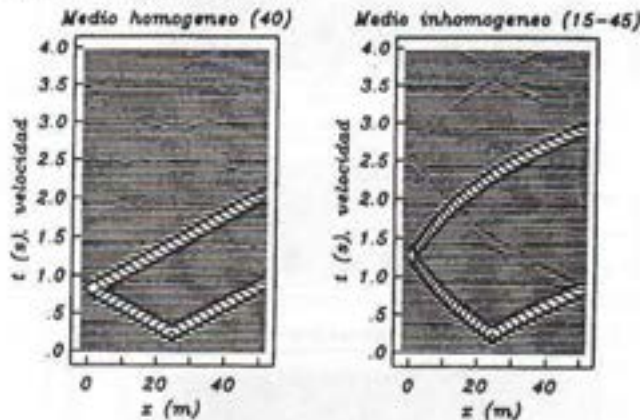


Figura 3. Simulación dinámica de la propagación de una onda en un medio, homogéneo y heterogéneo, sometido a una carga puntual centrada, con fronteras rígida a la izquierda y absorbente a la derecha.

CASO BIDIMENSIONAL SH

Se estudió también la respuesta de un modelo bidimensional escalar en el que se supusieron bordes rígidos ante una carga puntual con una posición definida dentro de un medio homogéneo como se muestra en la Figura 4.

La Figura 5 muestra la distribución bidimensional de las velocidades de las partículas para seis tiempos. Se observan claramente los efectos de la distorsión y las formas caprichosas que adoptan los contornos al momento de la interacción con las fronteras rígidas propuestas para este caso. En este ejemplo los frentes de onda no son irregulares y se conservan debido a la homogeneidad del medio.

En particular este medio homogéneo se excita con una fuente puntual con variación temporal gaussiana similar a la de los casos unidimensionales, solo que para dos direcciones. La rejilla es cuadrada de 32 puntos por lado y puede observarse que aunque la densidad de puntos de la malla no es muy grande, el método proporciona una muy buena resolución en los mapas de contornos y se puede observar muy claramente la distribución de la energía y las formas que por las reflexiones adquieren las ondas, aparte de rapidez de cálculo y poco tiempo de cómputo.

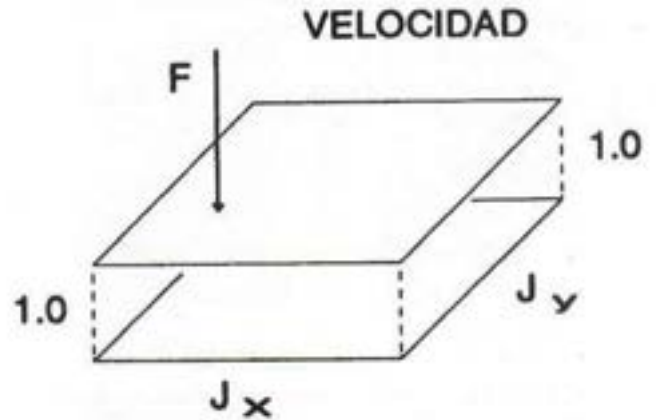


Figura 4. Distribución de las velocidades para un medio homogéneo bidimensional.

Con mallas de mayor resolución y con un ajuste de propiedades físicas en zonas de interés para la malla se podrían obtener resultados que acercaran más las aproximaciones numéricas a las respuestas reales mediante esta técnica pseudo-espectral.

En la Figura 6 se muestra la respuesta temporal de un modelo bidimensional escalar similar al anterior, solo que en este caso el medio presenta un gradiente de velocidad en una sola dirección; también se suponen fronteras rígidas, ante una carga puntual con una posición definida.

En la Figura 7 se proporciona una secuencia temporal en contornos, en la que se representa la distribución de velocidades de las partículas en una secuencia de cuatro intervalos de tiempo. Aquí se denotan claramente los efectos de la interacción del movimiento con las fronteras y los frentes de onda presentan irregularidades y antisimetría debido a la heterogeneidad lineal del medio. Realizando un análisis más detallado de este resultado, podemos notar que en las direcciones donde la velocidad disminuye, las amplitudes de las ondas aumentan, esto se refleja en la forma y valor de los contornos en esa dirección.

Por otra parte, para la dirección en la cual la velocidad del medio es mayor, se puede observar que la propagación es más rápida y que los contornos reflejan menores valores de amplitud. Esta figura se propone ejemplificar los efectos de la heterogeneidad lineal del medio, de acuerdo con los distintos grados de variación de la velocidad en la dirección de J_x . Para esto se muestran cuatro tiempos de visualización con un intervalo de 0.5 s entre cada uno de ellos, a distintos gradientes, el primer bloque corresponde a un gradiente como el ilustrado en la Figura 6, el segundo bloque corresponde a un gradiente en el extremo derecho de J_x de dos veces la velocidad del extremo izquierdo. Se logra observar aquí que el medio se torna más difuso cuanto mayor es el valor del gradiente de velocidad.

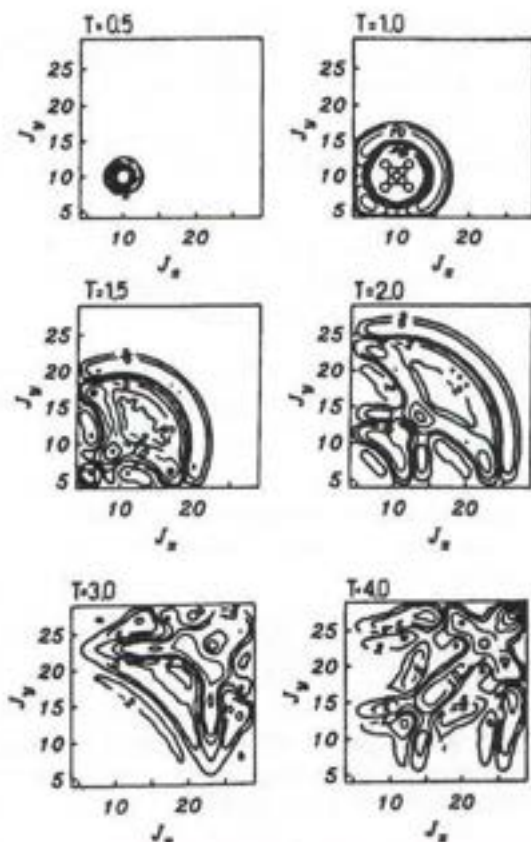


Figura 5. Distribución bidimensional de las velocidades de las partículas en un medio homogéneo para un intervalo de tiempo de 0 a 4 segundos para seis tiempos de visualización.

CONCLUSIONES

Se ha presentado al *método pseudo-espectral* como una opción en la modelación numérica del problema de propagación de ondas sísmicas. En este trabajo se han examinado simulaciones numéricas con un método en que usa la transformada de Fourier para calcular las derivadas espaciales de las variables de campo asociadas a la ecuación de onda, y diferencias finitas centrales para las derivadas en la parte temporal. Los operadores de derivación que se proponen, se han basado en el uso de una malla alternada en los dominios espacial y temporal para los parámetros de velocidad y esfuerzo. Esto permitió obtener resultados de alta resolución.

Con la técnica aquí presentada es posible hacer, para estructuras geológicas complejas, un modelado numérico muy aceptable y que permite tratar la ecuación de onda elástica, así como diversas condiciones de frontera. Su principal ventaja ha sido la buena resolución en altas frecuencias, ya que esta técnica requiere de una cantidad muy baja de tiempo y recursos de cómputo. Esto se debe a que el método sólo requiere de 2 a 3 puntos de muestreo

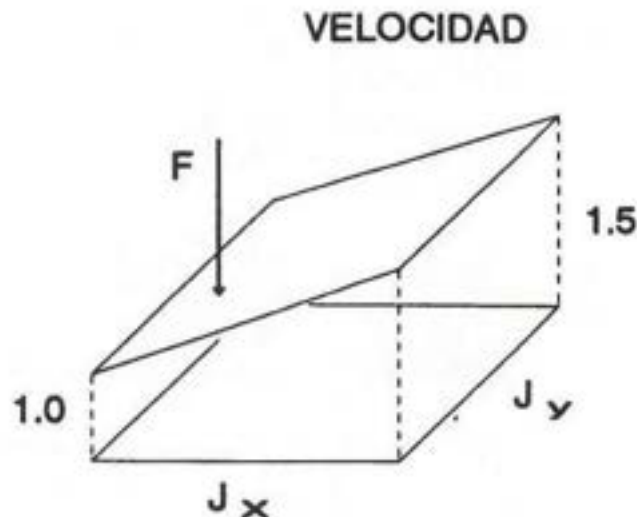


Figura 6. Distribución de las velocidades para un medio bidimensional con gradiente.

por longitud de onda espacial, en contraste con otros métodos, como el de diferencias finitas, que requieren de un mínimo de 8. De esta manera, el método pseudo-espectral requiere 25 veces menos puntos de muestreo en 2D y hasta 125 en 3-D. Por esto; el método podría ser utilizado como alternativa en las simulaciones numéricas de la propagación de ondas.

En este trabajo se ha presentado la formulación numérica (velocidad-esfuerzo), que apoyada en un esquema de malla alternada (staggered) posee un gran potencial de solución en diversos tipos de medios y problemas en la frontera. Esta forma de solución discreta de la ecuación de onda provee buenas aproximaciones, tanto a lo que puede obtenerse con otros métodos, como a soluciones exactas. Al parecer, la eficiencia del cálculo es bastante buena. Las precauciones que deben tenerse con respecto a la finura de la discretización son importantes, pero menos restrictivas que en otras técnicas.

Se mostraron algunos resultados de simulaciones en medios homogéneos y heterogéneos para el caso SH, en una y dos dimensiones. Esta técnica tiene un gran potencial que aún se empieza a explorar.

RECONOCIMIENTOS

Agradecemos a J. M. Castillo Covarrubias sus valiosos comentarios y observaciones, así como al Instituto de Ingeniería de la UNAM por todas las facilidades otorgadas durante la elaboración de este trabajo. Parte de este estudio fué realizado bajo el auspicio parcial de la Secretaría General de Obras del Departamento del Distrito Federal (DDF) y el Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT), (Proy 0523-T9109).

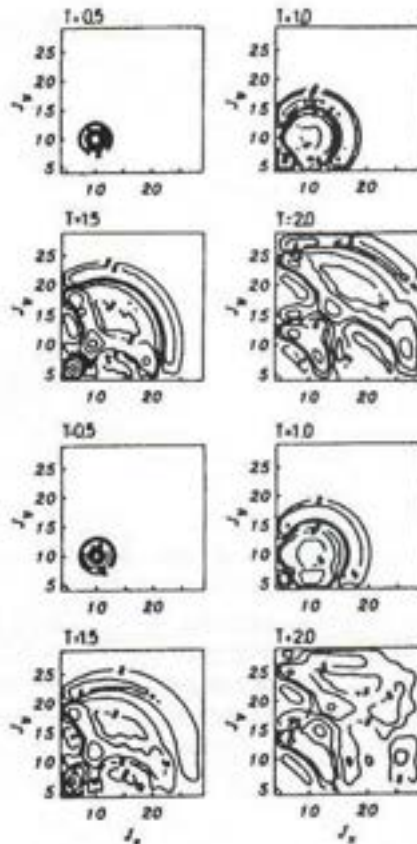


Figura 7. Distribución bidimensional de las velocidades de las partículas en un medio con gradiente lineal en la dirección J_x , para cuatro tiempos de visualización en 1-1.5, 1-2.0 para un intervalo de tiempo de 0 a 2 segundos.

REFERENCIAS

- Alford, R.M., Kelly, K.R., and Boore, D.M., 1974. Accuracy of finite difference modeling of acoustic wave equations: *Geophysics*, Vol. 39, p. 834-841.
- Aki, K. and Richards, P.G., 1980. Quantitative seismology, W.H. Freeman, San Francisco.
- Bard, P.Y. and Gariel, J.C., 1986. The seismic response of two-dimensional sedimentary deposits with large vertical velocity gradients. *Bulletin Seismological Society of America*, Vol. 76, p. 346-366.
- Clayton, R. and Engquist, B., 1977. Absorbing boundary conditions for acoustic and elastic wave equations. *Bulletin Seismological Society of America*, Vol. 67, p. 1520-1540.
- Emmerich, H. and Korn, M., 1987. Incorporation of attenuation into time-domain computations of seismic wave fields. *Geophysics*, Vol. 52, p. 1252-1264.
- Engquist, B. and Majda, A., 1977. Absorbing boundary conditions for numerical simulation of waves, *Math. Comp.*
- Fornberg, B., 1975. On a Fourier method for the integration of hyperbolic equations, *SIAM J. Numerical Analysis*, Vol. 12, p. 509-528.
- Gazdag, J., 1981. Modeling of the acoustic wave equation with transform methods, *Geophysics*, Vol. 46, p. 854-859.
- Kelley, K.R. and Marfurt, K.J., 1990. Numerical modeling of seismic wave propagation. *Geophysics Reprint Series*, No. 13 Soc. of Exploration Geophysicists, Tulsa.
- Kosloff, D. and Baysal, E., 1982. Forward modeling by a Fourier method. *Geophysical Research*, Vol. 47, p. 1402-1412.
- Kreiss, H.O. and Oliger, J., 1972. Comparison of accurate methods for the integration of hyperbolic equations, *Tellus*, Vol. 24, p. 199-215.
- Lysmer, J. and Drake, L.A., 1972. A finite element method for seismology, Ch. 6 in *Methods in Computational Physics 11*, Seismology, B. Alder, S. Frebach and B. A. Bolt, Editors, Academic Press, New York.
- Newland, D.E., 1980. An introduction to random vibrations and spectral analysis, *Longman*, London.
- Orzag, S.A., 1980. Spectral methods for problems in complex geometries, *J. Comp. Physics*, Vol. 37, p. 70-92.
- Sánchez-Sesma, F.J., Ramos, J. and Campillo, M., 1993. An indirect boundary element method applied to simulate the seismic response of alluvial valleys for incident P,S and Rayleigh waves, *Earthquake, Engineering and Structural Dynamics*.
- Virieux, J., 1984. SH-wave propagation in heterogeneous media: Velocity-stress finite difference method. *Geophysics*, Vol. 49, No. 11, p. 1933-1957.

RESPUESTA SISMICA DE MEDIOS ESTRATIFICADOS IRREGULARES USANDO EL METODO INDIRECTO DE ELEMENTOS DE FRONTERA: APLICACION AL ESTUDIO DE LA INFLUENCIA DE LA ESTRUCTURA PROFUNDA EN LA RESPUESTA SISMICA DE LA CUENCA DE MEXICO.

F.J. Sánchez-Sesma^{1,2}, R. Vail¹, J.M. Castillo y F. Luzón^{3,4}.

¹ Instituto de Ingeniería, UNAM; Cd. Universitaria, Apdo. 70-472; Coyoacán 04510 México D.F., México.

² Centro de Investigación Sísmica; Carr. al Ajusco 203, Col. H. de Padierna; Tlalpan 14200 México D.F., México.

³ Instituto Andaluz de Geofísica y Prevención de Desastres Sísmicos; Universidad de Granada, Apdo. 2145; 18080 Granada, España.

⁴ Departamento de Física Aplicada; Universidad de Almería; 0471 Almería, España.

RESUMEN

Se presenta un método indirecto de elementos de frontera para simular la respuesta sísmica de medios con estratificación irregular. La excitación está dada por la incidencia de ondas planas P y S . La solución de campo libre se obtiene para un modelo estratificado de referencia mediante el método de Thomson-Haskell. Las condiciones de frontera de la configuración irregular, que puede considerarse como una perturbación (no necesariamente pequeña) del modelo de referencia, se obtienen a partir de una extensión analítica de los campos de desplazamiento en cada estrato y en el semiespacio basal. En nuestra formulación las ondas difractadas se construyen usando una representación integral en términos de distribuciones de fuentes de capa simple. Estas densidades de fuerza se obtienen a partir de un sistema lineal de ecuaciones resultante de imponer las necesarias condiciones de continuidad de esfuerzos y desplazamientos en las interfaces de los estratos, así como la condición de frontera libre. Para validar el método se comparan resultados con los obtenidos con otras técnicas. En particular, se analiza con detalle el modelo propuesto por Aki y Larner (1970) cuando es sometido a la incidencia de ondas elásticas SH , P y SV . Nuestro método ofrece algunas ventajas; es preciso y rápido y ayuda a la comprensión física del fenómeno. Los resultados se analizan mediante representaciones frecuencia-espacio que permiten identificar patrones de resonancia locales. Los cálculos se realizan en el dominio de la frecuencia y el análisis de Fourier permite calcular sismogramas sintéticos. El método se aplica para investigar los efectos de una posible irregularidad cortical (de unos 4 km de profundidad) en la cuenca de México. Se encuentra que la estructura estudiada produce aumentos de duración moderados en los sismogramas sintéticos y no parece ser la causa de las extraordinarias duraciones observadas en el valle de México. Ese efecto podría ser debido a irregularidades corticales más profundas.

INTRODUCCION

En la evaluación del riesgo sísmico es de interés estimar los efectos de la geología y topografía locales en la respuesta sísmica. Con frecuencia, esta estimación se hace a partir de observaciones instrumentales y en ciertos casos ello es suficiente para evaluar el riesgo. Sin embargo, para la comprensión cabal de los efectos observados es necesario recurrir a modelos matemáticos. Con ellos es posible la generalización de los resultados, la definición de los límites de los métodos empíricos y el examen de las implicaciones para sitios poco instrumentados.

Hoy en día la estimación de los efectos de sitio es posible, en principio, si se conocen con cierto detalle la distribución espacial de las velocidades de propagación de

las ondas sísmicas, la densidad y la geometría de las formaciones geológicas y los parámetros que controlan la atenuación de las ondas sísmicas. En una discusión sobre el problema, Aki (1988) señaló numerosos ejemplos de predicciones exitosas de efectos de sitio. En esos ejemplos se pudieron estimar las propiedades y se contó con los métodos de cálculo apropiados.

Actualmente se cuenta con soluciones analíticas de modelos matemáticos sencillos, de modo que si se tiene un medio estratificado de gran extensión lateral, el método de Thomson-Haskell (Haskell, 1953; Aki y Richards, 1980) por ejemplo, permite la aplicación sistemática de métodos matriciales para calcular el movimiento de la superficie ante incidencia de ondas planas. Las irregularidades laterales de la estratificación y de la geometría pueden producir, mediante complejos patrones, enfocamiento y difracción

de la energía incidente. Para ciertos casos escalares bidimensionales se han obtenido soluciones analíticas exactas (p. ej. Trifunac, 1971 y 1973; Sánchez-Sesma y Velázquez, 1987). Sin embargo, la complejidad de las configuraciones reales requiere generalmente de modelos numéricos. Puede tenerse una descripción razonablemente completa del estado del arte en este campo si se revisan los textos de Sánchez-Sesma (1987), Luco y De Barros (1990) y Sánchez-Sesma y Luzón (1994).

En los últimos años los métodos de frontera han venido adquiriendo popularidad en muchas aplicaciones. Estos reducen la dimensionalidad del problema y el tratamiento numérico se realiza sólo en las fronteras. Destacan los estudios realizados por Aki y Larner (1970), Sánchez-Sesma y Esquivel (1979), Bouchon (1985), Kawase (1988) y Kawase y Aki (1989). El lector interesado en el tema encontrará información adicional en el texto de Manolis y Beskos (1988).

Entre los métodos de frontera se tiene el método de ecuaciones integrales, más comunmente llamado de elementos de frontera (BEM, por sus siglas en inglés). Para su aplicación se requiere conocer la solución fundamental o función de Green de las ecuaciones diferenciales que gobiernan el fenómeno en estudio. Esta solución se utiliza para formular el problema de valores en la frontera como una ecuación integral (o un sistema de ecuaciones integrales) sobre la frontera (o fronteras) del dominio del problema (ver Sánchez-Sesma y Campillo, 1991; Sánchez-Sesma *et al.*, 1993; Sánchez-Sesma y Luzón, 1994; Pedersen *et al.*, 1994).

En este trabajo se presenta una aplicación del método indirecto de elementos de frontera (IBEM) para simular la respuesta sísmica de medios con estratificación irregular ante incidencia de ondas planas P y S . La estrategia de solución se basa en la obtención de ondas difractadas que complementen a la solución de campo libre, es decir la respuesta del medio estratificado uniforme. Esta solución se obtiene para un modelo de referencia mediante el método de Thomson-Haskell. Las condiciones de frontera de la configuración irregular, que puede considerarse como una perturbación (no necesariamente pequeña) del modelo de referencia, se obtienen a partir de una extensión analítica de los campos de desplazamientos en cada estrato y en el semiespacio basal. Las ondas difractadas se construyen usando una representación integral en términos de distribuciones de fuentes de capa simple. Estas densidades de fuerza se obtienen a partir de un sistema lineal de ecuaciones que resulta de imponer las necesarias condiciones de continuidad de esfuerzos y desplazamientos en las interfaces de los estratos así como la condición de frontera libre.

Para validar el método se estudia el modelo presentado por Aki y Larner (1970) cuando es sometido a la incidencia de ondas elásticas SH , P y SV . Se comparan resultados para el caso SH con los obtenidos previamente con otras técnicas. Se encontró muy buen acuerdo. Además, nuestro método ofrece algunas ventajas: es preciso y rápido y en su formulación se mejora la comprensión física del fenómeno de difracción. Cada frecuencia se calcula por separado y tiene sentido físico propio, independiente de las demás, cosa que no ocurre con el método del número de onda discreto.

Los resultados se analizan mediante representaciones frecuencia-espacio que permiten identificar patrones de resonancia locales. Los cálculos se realizan en el dominio de la frecuencia y mediante la transformada rápida de Fourier (FFT, por sus siglas en inglés) se calculan sismogramas sintéticos. Se presentan los resultados en el dominio de la frecuencia, mediante funciones de transferencia en función de x (diagramas $f-x$). La transformada rápida de Fourier, en la frecuencia, permite calcular sismogramas sintéticos (mapas $t-x$) y las transformadas espaciales conducen a contornos en el dominio $f-k$ (frecuencia-número de onda).

El método se aplica para investigar los efectos de una posible irregularidad cortical en la cuenca de México. El modelo estudiado fue proporcionado por F. Mooser, A. Montiel y A. Zúñiga (comunicación personal) y corresponde a una sección aproximada SSW-NNE en la dirección Chapultepec-Peñón. El modelo tiene una extensión lateral de 28 km y agrupa un horizonte vulcano-sedimentario con un espesor que varía de 2 a 4 km que yace sobre rocas sedimentarias. Estas formaciones se han identificado al sur y norte de la cuenca y deberán considerarse en estudios futuros. Los sismogramas sintéticos que se obtienen muestran efectos moderados tanto en amplificación como en el aumento de la duración. Por ello estas estructuras, con las propiedades consideradas, no parecen ser la causa de las enormes duraciones del movimiento sísmico observadas en la ciudad de México. De acuerdo con diversas observaciones recientes (Chávez-García *et al.*, 1994) y cálculos con modelos matemáticos (Chávez-Pérez, 1993), las arcillas de la zona lacustre no permiten explicar la duración observada. La atenuación es relativamente alta y las ondas superficiales no parecen llegar muy lejos (Chávez-García *et al.*, 1994). La propuesta de Singh y Ordaz (1993) de que la gran duración estaría presente en las ondas incidentes es plausible. Si ésta no ha sido observada en terreno firme, ello se debería a que los acelerómetros convencionales no registrarían muy bajas amplitudes. Este movimiento continuaría excitando las arcillas. Por ello la gran duración en los registros podría deberse a irregularidades corticales más profundas.

REPRESENTACION INTEGRAL USANDO FUENTES EN LA FRONTERA

Considérese una curva S , finita o infinita. Si un material elástico ocupa el espacio adyacente, entonces un campo de desplazamientos originado en S , se puede escribir, si se desprecian las fuerzas de cuerpo, en términos de una integral de frontera de capa simple como

$$u_i(x) = \int_S \phi_j(\xi) G_{ij}(x, \xi) d\xi \quad (1)$$

donde $u_i(x)$ = i -ésimo componente del desplazamiento en x , $G_{ij}(x, \xi)$ = Función de Green, ésto es, el desplazamiento en la dirección i en el punto x debido a la aplicación de una fuerza unitaria en la dirección j en el punto ξ y $\phi_j(\xi)$ = densidad de fuerza en la dirección j . Por lo tanto, $\phi_j(\xi) d\xi$ es una distribución de fuerzas en la frontera. Los subíndices en la diferencial indican la variable espacial sobre la cual se lleva a cabo la integral. Esta integral de capa simple que puede ser obtenida a partir de la identidad de Somigliana (Sánchez-Sesma y Campillo, 1991), ha sido estudiada por Kupradze (1963) desde la perspectiva de la teoría del potencial. El demostró que el campo de desplazamientos es continuo a lo largo de S si $\phi_j(\xi)$ es continuo a lo largo de S .

La representación integral de la Ec. 1, permite el cálculo de los esfuerzos y las tracciones por aplicación directa de la ley de Hooke, con excepción de las singularidades en la frontera, esto es, cuando $x = \xi$ sobre la frontera. Con base en consideraciones de equilibrio alrededor de una vecindad de la frontera es posible escribir para x sobre S

$$t_i(x) = c\phi_j(x) + \int_S \phi_j(\xi) T_{ij}(x, \xi) d\xi \quad (2)$$

donde t_i = i -ésimo componente de la tracción en la frontera, $c=0.5$ si x se aproxima a S por dentro de la región y $c=-0.5$ si x se aproximara S desde fuera de la región, $T_{ij}(x, \xi)$ = función de tracción de Green, es decir, la tracción en la dirección i en el punto x sobre la frontera con normal $n(x)$ (con la suposición de que el vector apunta hacia afuera si x está en S) debido a la aplicación de una fuerza unitaria en la dirección j , en el punto ξ . El primer término del lado derecho de la ecuación se anula si x no está en S .

Las funciones de Green para desplazamientos y tracciones del problema bidimensional se expresan mediante las funciones especiales de Hankel. Las expresiones detalladas se dan en el trabajo de Sánchez-

Sesma y Campillo (1991). Para problemas tridimensionales, el lector interesado podrá consultar las expresiones correspondientes en los trabajos de Pedersen *et al.* (1994) y Sánchez-Sesma y Luzón (1994).

DIFRACCION DE ONDAS ELASTICAS POR UN ESTRATO IRREGULAR

Considérese una inclusión elástica R , en este caso un estrato irregular que en sus extremos es uniforme, que yace sobre un semiespacio E , también elástico, como lo muestra la Figura 1. Se supone que esta estructura geológica está sometida a la incidencia de ondas planas. La superficie libre es llamada $\partial_1 R$. La interfaz $\partial_2 E = \partial_2 R$ es la frontera común entre ambos medios.

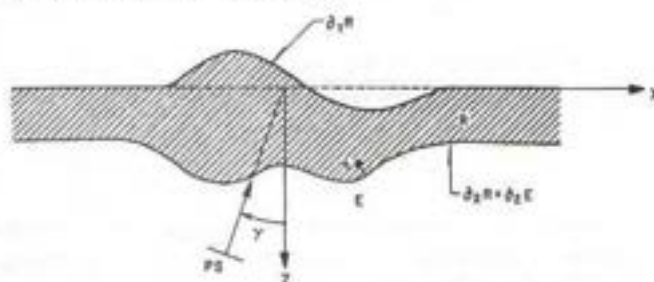


Figura 1. Estrato irregular, R , sobre un semiespacio elástico, E . Excitación dada por ondas planas P y S con ángulo de incidencia γ . La frontera libre se denota con $\partial_1 R$ y la interfaz con $\partial_2 R = \partial_2 E$. En esas fronteras se define el vector normal n apuntando hacia el interior de la región R .

El movimiento de la superficie en esta configuración irregular proviene de interferencias constructivas y destructivas de los campos de onda incidentes, reflejados, difractados y refractados.

El movimiento total en el semiespacio es la superposición del campo difractado con la solución de campo libre

$$u_i^E = u_i^{(0)E} + u_i^{(d)} \quad (3)$$

siendo $u_i^{(0)E}$ = campo libre en la región E , es decir, la solución en el semiespacio bajo el medio estratificado uniforme, en ausencia de irregularidad.

Este medio estratificado será también llamado modelo de referencia. Esta parte de la solución se calcula con el método matricial de Thomson-Haskell (Haskell, 1953; Aki y Richards, 1980). Si se requiere calcular en un punto del

dominio estratificado que corresponde al modelo de referencia el método es directo. Requerirá de una ligera modificación, que se denominará *extensión analítica*, si se desea evaluar el campo libre en una parte del dominio fuera del modelo de referencia. En este trabajo se parte del vector desplazamiento-esfuerzo en la cima de cada estrato para evaluar el campo de interés. En el Apéndice 1 se presenta una breve descripción del método de Thomson-Haskell para el caso escalar de ondas *SH*. La presentación para el caso *P-SV*, aún siendo mucho más larga, puede hacerse con base en los mismos planteamientos. Por otra parte, a partir de la Ec.1, el campo difractado puede escribirse, con los superíndices apropiados indicando la región de validez, como

$$u_i^{(d)}(x) = \int_{\mathcal{R}} \phi_j^d(\xi) G_j^d(x, \xi) d\xi \quad (4)$$

En el estrato irregular *R*, para el campo de desplazamientos se tiene que

$$u_i^R = u_i^{(0)R} + u_i^{(r)} \quad (5)$$

Donde $u_i^{(0)R}$ = campo libre en la región *R*, con o sin extensión analítica. De manera análoga en el campo refractado en el estrato irregular queda

$$u_i^{(r)}(x) = \int_{\mathcal{R}} \phi_j^r(\xi) G_j^r(x, \xi) d\xi \quad (6)$$

donde $\partial\mathcal{R} = \partial_1 R + \partial_2 R$. La condición de tracción nula en la superficie conduce a

$$t_i^{(0)R} + t_i^{(r)} = 0 \quad \text{en } \partial_1 R \quad (7)$$

Utilizando la Ec. 2 esta condición pueden expresarse mediante

$$-0.5\phi_i^R(x) + \int_{\mathcal{R}} \phi_j^R(\xi) T_{ij}^R(x, \xi) d\xi = -t_i^{(0)R}(x) \quad (8)$$

En la interfaz $\partial_2 E = \partial_2 R$, la continuidad de desplazamientos y tracciones implica

$$u_i^{(0)E} + u_i^{(d)} = u_i^{(0)R} + u_i^{(r)} \quad (9)$$

$$t_i^{(0)E} + t_i^{(d)} = t_i^{(0)R} + t_i^{(r)} \quad (10)$$

y estas condiciones pueden expresarse como

$$\int_{\mathcal{R}} \phi_j^E(\xi) G_j^E(x, \xi) d\xi \quad (11)$$

$$- \int_{\mathcal{R}} \phi_j^R(\xi) G_j^R(x, \xi) d\xi = -u_i^{(0)E} + u_i^{(0)R}$$

$$0.5[\phi_i^E(x) + \phi_i^R] + \int_{\mathcal{R}} \phi_j^E(\xi) T_{ij}^E(x, \xi) d\xi - \int_{\mathcal{R}} \phi_j^R(\xi) T_{ij}^R(x, \xi) d\xi = -t_i^{(0)E} + t_i^{(0)R} \quad (12)$$

Las Ecs. 8, 11 y 12 constituyen un sistema de ecuaciones integrales de fuentes en las fronteras. Estas expresiones son discretizadas a lo largo de la frontera $\partial\mathcal{E}$, que es la frontera común entre ambas regiones y sobre $\partial\mathcal{R}$, de acuerdo a la definición de cada integral.

DISCRETIZACION

Con el objeto de lograr una mejor comprensión de la técnica, a continuación se presentan las versiones discretizadas de las Ecs. 1 y 2:

$$u_i(x) = \sum_{n=1}^N \phi_j(\xi_n) g_{ij}(x, \xi_n) \quad (13)$$

donde

$$g_{ij}(x, \xi_n) = \int_{\xi_n - h_n/2}^{\xi_n + h_n/2} G_{ij}(x, \xi) d\xi \quad (14)$$

y

$$t_i(x) = \sum_{n=1}^N \phi_j(\xi_n) t_{ij}(x, \xi_n) \quad (15)$$

donde

$$t_{ij}(x, \xi_n) = \int_{\xi_n - h_n/2}^{\xi_n + h_n/2} [c \delta_{ij} \delta(x - \xi_n) + T_{ij}(x, \xi)] d\xi \quad (16)$$

Las integrales en la Ec.14 son calculadas numéricamente con integración gaussiana, excepto en el caso en que x está en la vecindad de ξ_n para la cual se obtuvieron expresiones analíticas a partir de series ascendentes de funciones de Bessel (Abramowitz y Stegun, 1972).

Las integrales en la Ec. 16 también fueron calculadas numéricamente usando integración gaussiana excepto cuando $x_n = \xi_n$. En este caso tenemos que

$$t_{ij}(x_n, \xi_n) = 0.5 \delta_{ij} \quad (17)$$

Las Ecs. 8, 11 y 12 una vez discretizadas forman un sistema de ecuaciones algebraicas lineales que al ser resuelto permite obtener los valores de $\phi_j(\xi_n)$. Los campos difractado y refractado son calculados utilizando una discretización apropiada de las Ecs. 4 y 6.

PRUEBA DEL METODO Y RESULTADOS NUMERICOS

La validez del método fue verificada por Sánchez-Sesma y Campillo (1991), en su aplicación a topografías irregulares con los resultados obtenidos por Kawase (1988), para la difracción de ondas P , SV , y de Rayleigh en un cañón semicircular. Para depósitos aluviales Sánchez-Sesma et al. (1993) compararon sus cálculos con soluciones analíticas y numéricas. En todos los casos el acuerdo fue satisfactorio.

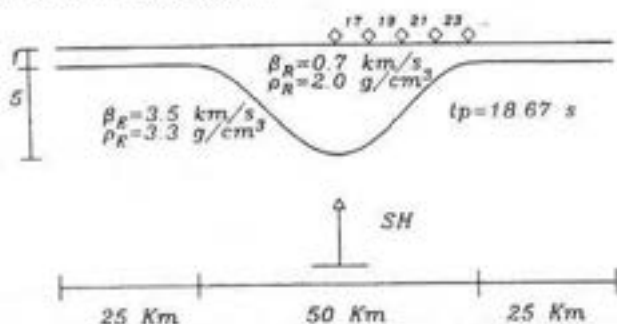


Figura 2. Modelo de Aki y Larner (1970). Estrato con variación coseno en un rango de 50 km con profundidad máxima de 6 y mínima de 1. Se muestra la posición de algunos receptores (17, 19, 21 que corresponden a $x = 0, 4, 8$ km, respectivamente). Incidencia vertical de ondas SH . t_p = periodo del pulso de Ricker.

ONDAS SH

En su artículo pionero, Aki y Larner (1970) introdujeron el método del número de onda discreto y calcularon, como ejemplo, la respuesta de un estrato con espesor variable apoyado sobre un semiespacio ante la incidencia de ondas SH planas. Para probar nuestro método calcularemos el mismo problema y compararemos los resultados con los obtenidos por Aki y Larner (1970) y otros autores. Se trata de un estrato que en los extremos tiene 1 km de espesor y a lo largo de 50 km tiene una variación cosenoidal suave, de manera que en su parte más profunda (centro) el espesor es de 6 km. Las velocidades de las ondas de cortante en el estrato y en el semiespacio son $\beta_R = 0.7$ km/s y $\beta_E = 3.5$ km/s, respectivamente. Las densidades de masa son $\rho_R = 2.2$ g/cm y $\rho_E = 2.9$ g/cm (como se ilustra en la Figura 2). No se consideró atenuación.

La Figura 3 presenta sismogramas sintéticos para el caso de incidencia vertical de ondas SH . Se ha supuesto un pulso de Ricker de 18.67s de periodo característico para la forma temporal de la onda incidente. Nuestros resulta-

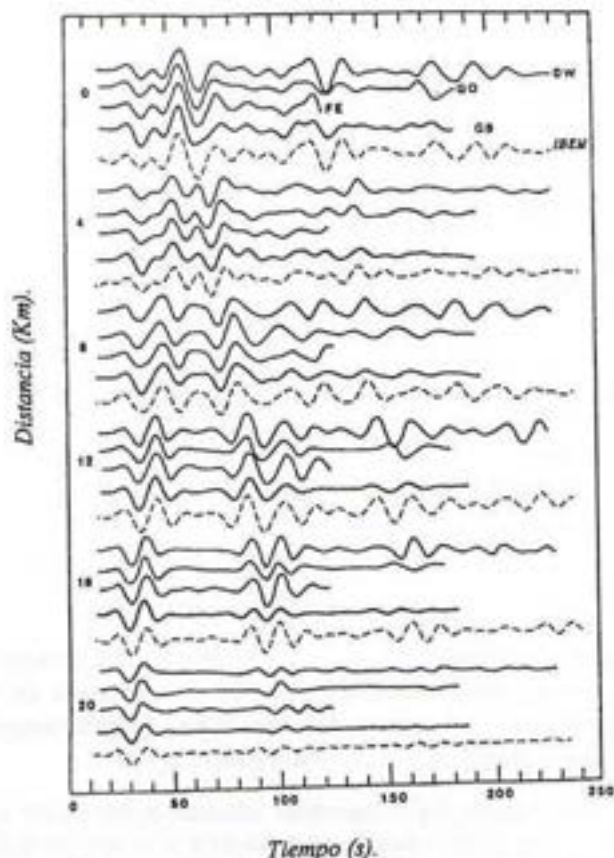


Figura 3. Comparación de sismogramas calculados con varios métodos para el modelo de la Figura 2: (DW) número de onda discreto, (GO) óptica glorificada, (FE) elementos finitos, (GB) haces gaussianos e (IBEM) método indirecto de elementos de frontera. Figura adaptada de Nowack y Aki (1984).

dos se comparan con los obtenidos por otros autores. El acuerdo es excelente, sobre todo con el método del número de onda discreto (DW).

La respuesta en frecuencia del modelo (funciones de transferencia en puntos de la superficie) para incidencia vertical ($\gamma = 0$) y oblicua ($\gamma = 30$ y 60 grados) se presenta mediante contornos que muestran en el espacio $x-f$ las amplitudes del movimiento superficial relativo a la amplitud del campo de ondas incidente. En la forma de contornos se aprecia la estructura de la respuesta y los patrones de resonancia. En el primer caso ($\gamma = 0$), las máximas amplitudes se dan en torno a las frecuencias 0.03, 0.05 y 0.065 Hz, respectivamente (ver Figura 4), siendo notable en las Figuras 5 y 6 la distribución de la energía hacia la parte derecha del modelo (lado "contrario" de la incidencia) así como la disminución progresiva de las amplitudes en las frecuencias de resonancia (0.05 y 0.065 Hz) debido al ángulo de incidencia creciente.

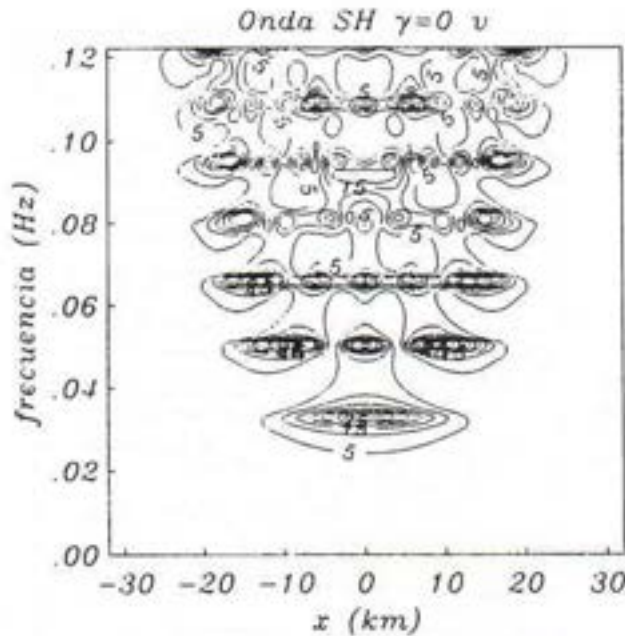


Figura 4. Amplitudes de la función de transferencia. Incidencia de ondas SH con $\gamma=0$ en el modelo de la Figura 2. Los contornos denotan líneas de igual amplitud en el dominio frecuencia-espacio o f - x .

Las Figuras 4 y 5 muestran además la excitación de frecuencias adicionales que se deben a la emergencia de modos antisimétricos. La Figura 7 presenta los resultados de la Figura 4 en el dominio f - k . Se ha obtenido mediante la transformada espacial de Fourier de las funciones de transferencia complejas. El "abanico" de la figura, muestra claramente los rangos de excitación de los números de onda en función de la frecuencia y las amplitudes máximas denotan resonancias espaciales.

Los sismogramas sintéticos correspondientes a estas incidencias para 33 estaciones se muestran en las Figuras 8 a 10. El período característico del pulso de Ricker es el mismo que el empleado en la Figura 3. Para incidencias oblicuas (Figuras 9 y 10) puede apreciarse que la respuesta es mayor en el lado opuesto a la incidencia. Claramente, los sismogramas están dominados por la irregularidad lateral. La propagación y reflexiones sucesivas revelan la interacción de las ondas con la frontera, así como dispersión. Un depósito con estas propiedades sería ideal para explicar las observaciones en la ciudad de México, sin embargo, no es el caso. La aparente acausalidad en nuestros sintéticos es debida a la gran duración de estas señales.

ONDAS P Y SV

El mismo modelo fue sometido a la incidencia de ondas P y SV con diversos ángulos de incidencia. Se supuso que

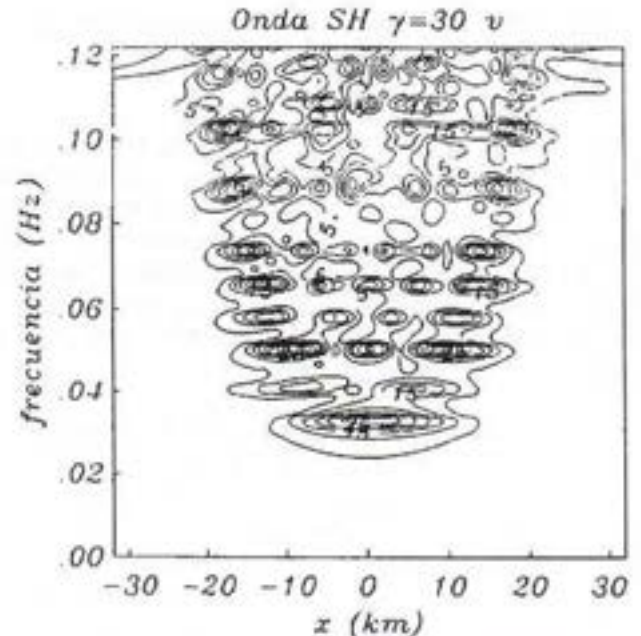


Figura 5. Amplitudes de la función de transferencia. Incidencia de ondas SH con $\gamma=30$ en el modelo de la Figura 2. Los contornos denotan líneas de igual amplitud en el dominio frecuencia-espacio o f - x .

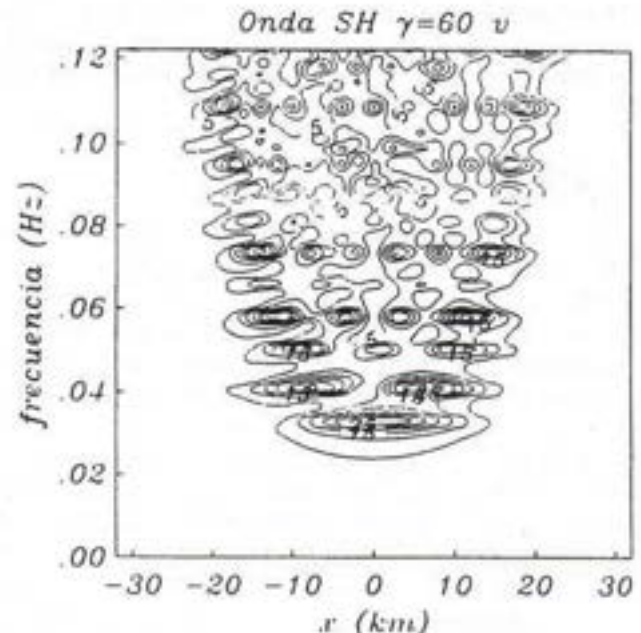


Figura 6. Amplitudes de la función de transferencia. Incidencia de ondas SH con $\gamma=60$ en el modelo de la Figura 2. Los contornos denotan líneas de igual amplitud en el dominio frecuencia-espacio o f - x .

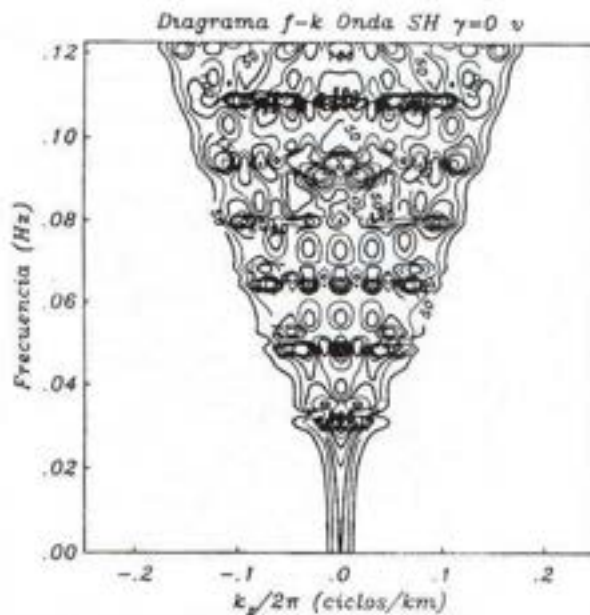


Figura 7. Amplitudes de la transformada de Fourier espacial de la función de transferencia compleja. Incidencia de ondas SH con $\gamma=0$ en el modelo de la Figura 2. Los contornos denotan líneas de igual amplitud en el dominio frecuencia-número de onda o $f-k$.

el coeficiente de Poisson en el estrato y el semiespacio fuese de $\nu = 0.333$. Las Figuras 11 a 13 muestran sismogramas sintéticos para los mismos ángulos de incidencia que en el caso SH. Las Figuras 11 y 12 corresponden a incidencias de ondas P a 0 y 60 grados y muestran importante excitación de movimiento vertical. Puede observarse que las amplitudes en general son menores, aunque se conserva la misma tendencia a crecer hacia el lado opuesto de la incidencia. La Figura 13 ilustra incidencia de ondas SV a 30 grados. Se trata de incidencia crítica para el semiespacio (generándose en éste ondas P difractadas). Se observa que el movimiento horizontal se amplifica de manera importante.

APLICACION A LA CUENCA DE MEXICO

Para investigar el efecto de una posible variación lateral de los depósitos volcánicos bajo la cuenca de México estudiamos una sección aproximada SSW-NNE en la dirección Chapultepec-Peñón que nos fue proporcionada por F. Mooser, A. Montiel y A. Zúñiga (comunicación personal). Dicha sección tiene una extensión lateral de más de 20 km y se presenta en la Figura 14. Los valores de velocidad de

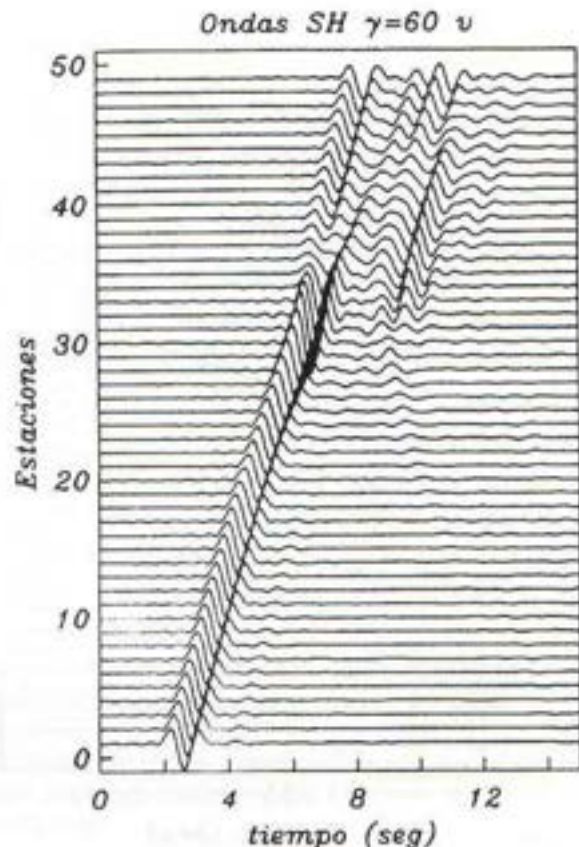


Figura 8. Sismogramas sintéticos en estaciones en la superficie del modelo de la Figura 2. Incidencia de ondas SH con $\gamma=0$. Pulso de Ricker con $t_p=18.67$ seg. Las estaciones están equiespaciadas a 2 km y cubren 64 km (de $x=-32$ a $x=32$ km).

ondas P que ahí se muestran han sido determinados con base en las secciones sísmicas y los pozos de control de PEMEX (Mooser, comunicación personal). Simplificamos drásticamente esta estructura para formar un modelo de la misma. La extensión lateral de la discretización cubre 28 km.

El modelo, que se muestra en la Figura 15, agrupa un horizonte volcánico superficial con un espesor que varía de 2 a 4 km, en su parte más profunda, que yace sobre formaciones sedimentarias (calizas cretácicas) que han sido identificadas al norte y sur de la cuenca, razón por la que deberán ser consideradas en estudios futuros. En ellos la definición tridimensional simplificada de la cuenca será necesaria (ver Alvarez, 1990).

Considerando los depósitos vulcano-sedimentarios representados por el estrato R y a las calizas cretácicas por el semiespacio E, se han asignado al modelo los siguientes valores de densidad, velocidades de propagación

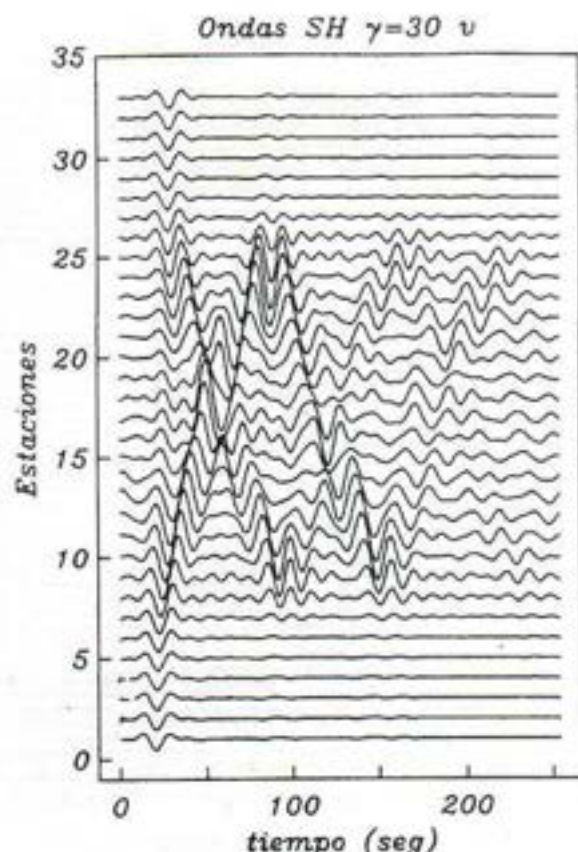


Figura 9. Sismogramas sintéticos en estaciones en la superficie del modelo de la Figura 2. Incidencia de ondas SH con $\gamma=30$. Pulso de Ricker con $t_p=18.67$ seg. Las estaciones están equiespaciadas a 2 km y cubren 64 km (de $x=-32$ a $x=32$ km).

y factores de calidad (que controlan la atenuación): $\rho_R=2.2$ g/cm $\alpha_R=3.5$ km/s, $\beta_R=2.0$ km/s, $Q_R=250$; $\rho_E=2.8$ g/cm, $\alpha_E=5.0$ km/s, $\beta_E=2.9$ km/s, $Q_E=500$.

Las velocidades de ondas P se asignaron a partir de valores promedio, mientras que las velocidades de ondas S y las densidades se han inferido y parecen razonables. Se han eliminado los depósitos sedimentarios y las arcillas lacustres más superficiales pues se pretende explorar con este modelo la influencia de la estructura profunda.

Los sismogramas sintéticos presentados en las Figuras 16 a 18, corresponden a incidencia de ondas SH para 0, 30 y 60 grados, respectivamente. El periodo de la ondícula de Ricker es de 1s. En todos los casos, las señales muestran efectos moderados tanto en amplificación como en el aumento de la duración.

Las Figuras 19 a 22 despliegan los sismogramas para incidencia de ondas SV con 0, 30, 45 y 60 grados,

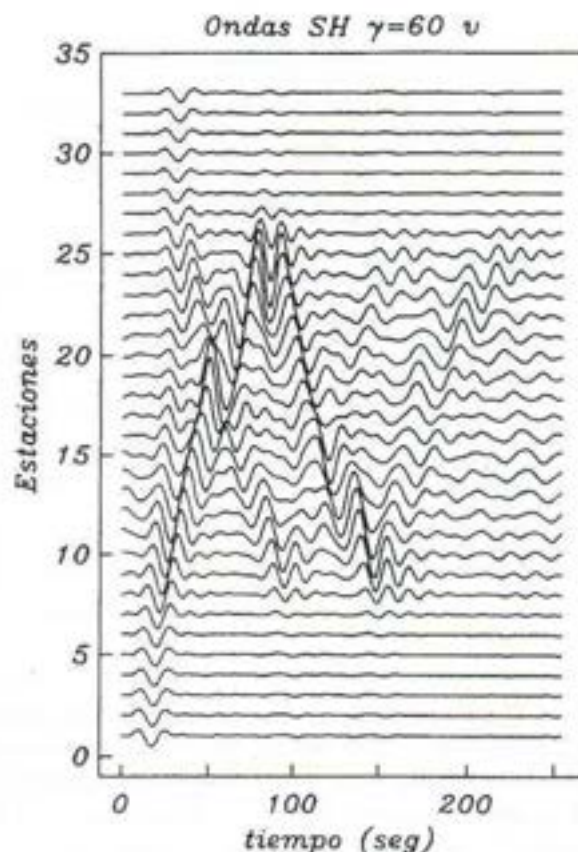


Figura 10. Sismogramas sintéticos en estaciones en la superficie del modelo de la Figura 2. Incidencia de ondas SH con $\gamma=60$. Pulso de Ricker con $t_p=18.67$ seg. Las estaciones están equiespaciadas a 2 km y cubren 64 km (de $x=-32$ a $x=32$ km).

respectivamente. El componente vertical se excita de manera significativa en las dos últimas incidencias. Estas son supercríticas pues para 45 y 60 grados las velocidades de fase horizontales no superan la velocidad de ondas P en el semiespacio. Los efectos de la irregularidad lateral son moderados en todos los casos.

En general, el modelo se comporta de manera similar ante la incidencia de ondas SH y SV. En el caso de 45 grados la respuesta unidimensional presenta una coda de unos 15 seg y se ve poco afectada por la variación lateral del modelo. Para incidencia de ondas P a 0 y 30 grados, las Figuras 23 y 24 presentan los sintéticos correspondientes. Por supuesto, predomina el movimiento vertical.

Los prolongados movimientos observados en la ciudad de México durante temblores intensos han durado más de tres minutos en sitios de la zona lacustre. Sin embargo, se sabe que los efectos de los estratos de arcilla más superficiales podrían producir duraciones en vibración libre

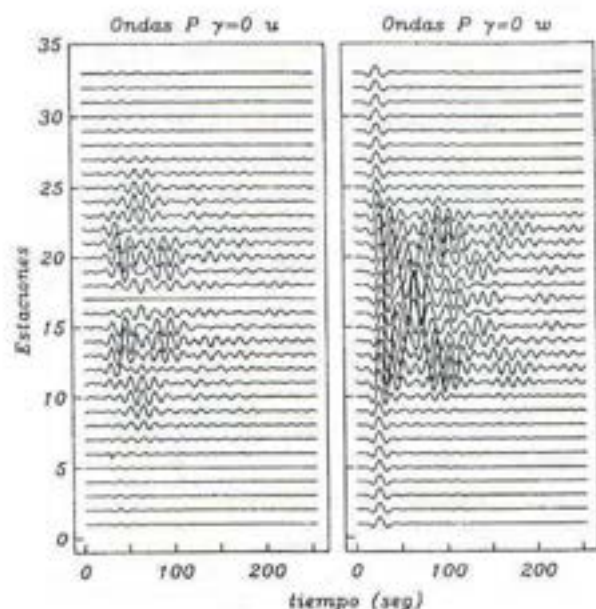


Figura 11. Sismogramas sintéticos en estaciones en la superficie del modelo de la Figura 2. Componentes horizontal, u , y vertical, w . Incidencia de ondas P con $\gamma=0$. Pulso de Ricker con $t_p=18.67$ seg. Las estaciones están equiespaciadas a 2 km y cubren 64 km (de $x=-32$ a $x=32$ km).

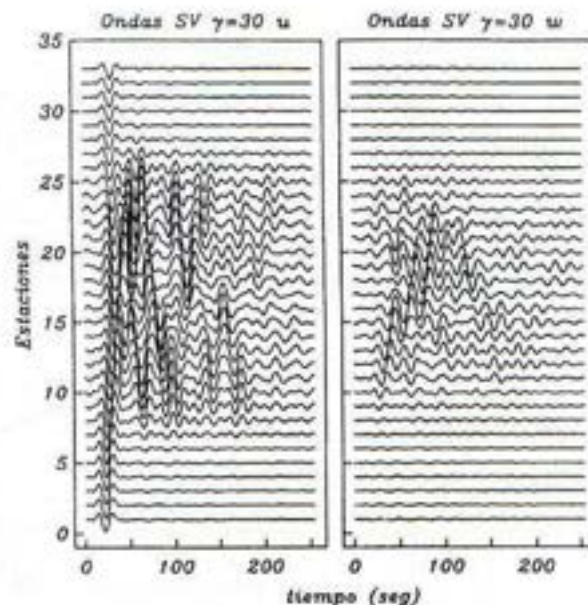


Figura 12. Sismogramas sintéticos en estaciones en la superficie del modelo de la Figura 2. Componentes horizontal, u , y vertical, w . Incidencia de ondas P con $\gamma=60$. Pulso de Ricker con $t_p=18.67$ seg. Las estaciones están equiespaciadas a 2 km y cubren 64 km (de $x=-32$ a $x=32$ km).

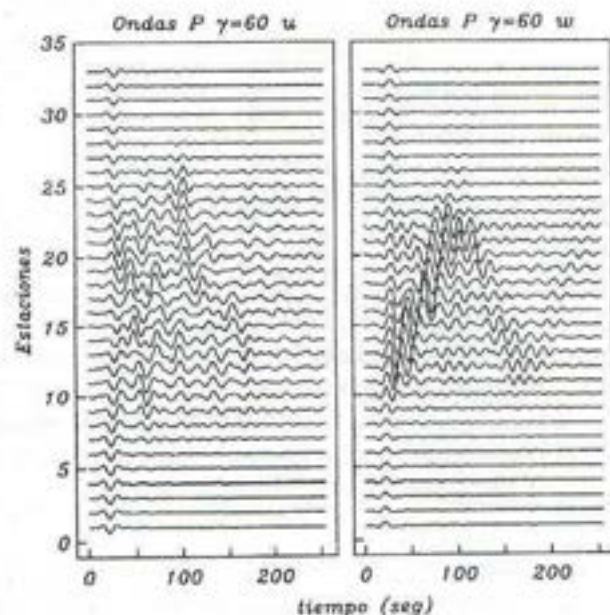


Figura 13. Sismogramas sintéticos en estaciones en la superficie del modelo de la Figura 2. Componentes horizontal, u , y vertical, w . Incidencia de ondas SV con $\gamma=30$. Pulso de Ricker con $t_p=18.67$ seg. Las estaciones están equiespaciadas a 2 km y cubren 64 km (de $x=-32$ a $x=32$ km).

de sólo unos segundos. Por otra parte, la duración en los ejemplos presentados muestra ligeros aumentos. Los resultados son consistentes con los obtenidos con diferencias finitas para modelos similares de la cuenca, por Chávez-Pérez (1993). Estos hechos sugieren que el efecto observado en la realidad no es debido a irregularidades del tipo aquí descrito. Tal vez con una mejor estimación de las propiedades y la geometría se pueda cambiar este resultado, aunque ello es poco probable.

La causa estaría relacionada con efectos corticales más profundos y/o de tipo regional.

CONCLUSIONES

Se ha aplicado el método indirecto de elementos de frontera para simular la propagación de ondas elásticas en medios estratificados con irregularidad lateral en la geometría. La novedad estriba en el uso del método de Thomson-Haskell para calcular la solución de campo libre a partir del medio estratificado uniforme mediante la extensión analítica de la solución a puntos fuera del estrato en que se define la solución. La irregularidad de la estratificación puede verse como una perturbación (no necesariamente pequeña de la geometría). Las fuentes en la frontera

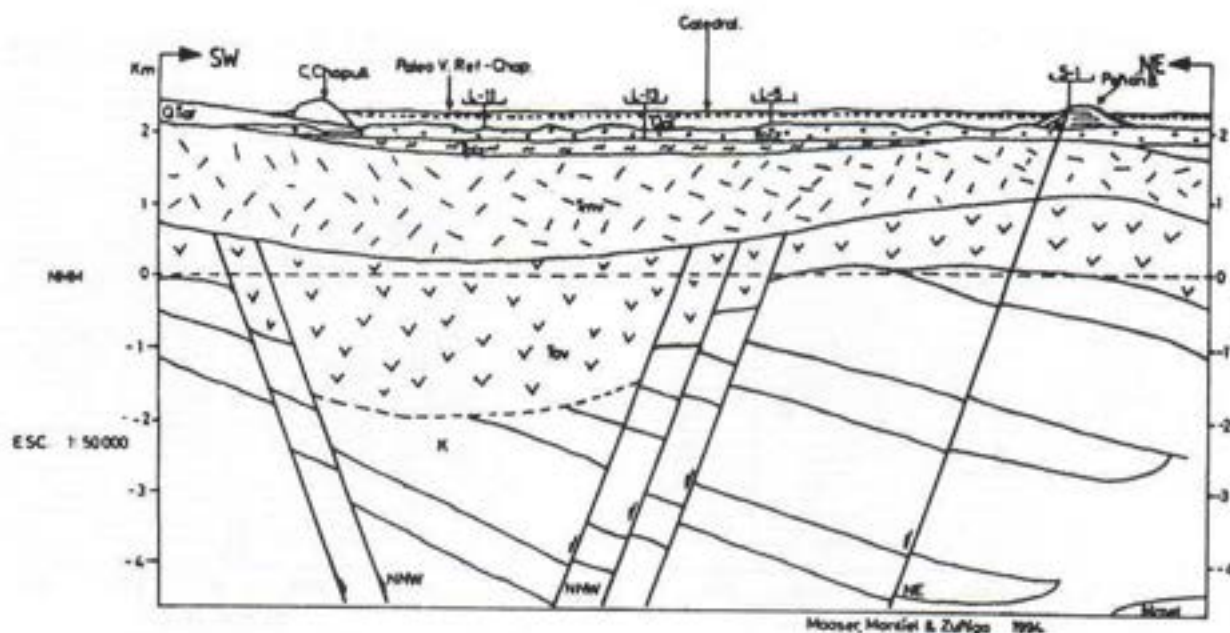


Figura 14. Sección aproximada SSW-NNE de la cuenca de México. Se indican formaciones vulcano-estratigráficas sobreyaciendo a estructuras sedimentarias del Cretácico (cortesía de F. Mooser, A. Montiel y A. Zúñiga)

producen los campos difractados adicionales para satisfacer completamente las condiciones de frontera.

Una característica interesante de esta manera de proceder es que no se requieren fronteras laterales. Los efectos de borde, producidos por la finitud lateral de la discretización, son despreciables. Por lo menos para el rango de frecuencias y modelos estudiados.

Los sismogramas simulados para el modelo a gran escala de la cuenca de México, en el que se ignoraron las formaciones sedimentarias y lacustres más superficiales, no muestran aumentos significativos en amplitud y duración. Es probable que los efectos tridimensionales contribuyan a aumentar estos efectos, pero no lo necesario para explicar las observaciones. En este sentido, nuestros resultados concuerdan con los de modelos propuestos para estudiar la influencia de la estructura profunda de la cuenca de México. Es nuestra opinión que las grandes duraciones observadas en los registros de la zona lacustre tienen su origen fuera de la cuenca o bien se deben a accidentes corticales más profundos.

RECONOCIMIENTOS

Agradecemos los comentarios y sugerencias de M. Suárez. Este estudio fue realizado durante la visita de dos de los autores (R.V. y F.L.) al Instituto de Ingeniería de la UNAM. Parte de los cálculos fueron realizados en la supercomputadora CRAY-YMP de la UNAM.

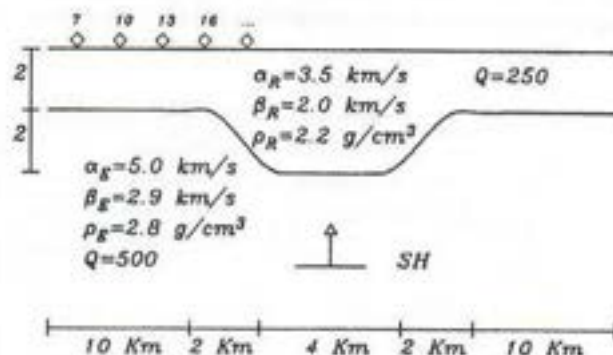


Figura 15. Modelo simplificado de la sección de la Figura 14. Estrato con variación lateral en un rango de 7 km. Profundidad máxima de 4 km y mínima de 2 km. Se muestra la posición de algunos receptores (7, 10, 13... que corresponden a $x = -7.2, -6.0, -4.8 \dots$ km, respectivamente). Las propiedades se anotan en la figura. Incidencia vertical de ondas SH.

Este trabajo ha sido patrocinado parcialmente por la Dirección General de Obras del Departamento del Distrito Federal, por el Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología, por Cray Research Inc. con el proyecto SC-100894, por la Comunidad Europea con el proyecto C11-CT92-0036 y por el Plan Propio de Investigación de la Universidad de Almería, España.

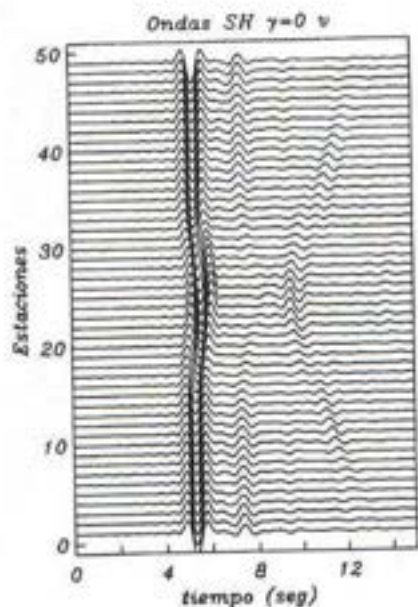


Figura 16. Sismogramas sintéticos en estaciones en la superficie del modelo de la Figura 15. Incidencia de ondas SH con $\gamma=0$. Pulso de Ricker con $t_p=1.0$ seg. Las 49 estaciones están equiespaciadas a 0.4 km y cubren 19.2 km (de $x=-9.6$ a $x=9.6$ km).

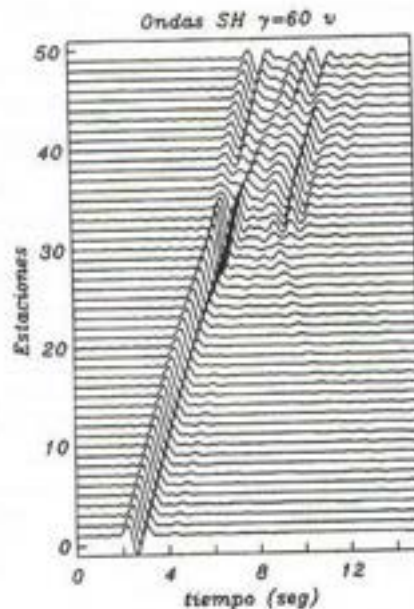


Figura 18. Sismogramas sintéticos en estaciones en la superficie del modelo de la Figura 15. Incidencia de ondas SH con $\gamma=60$.

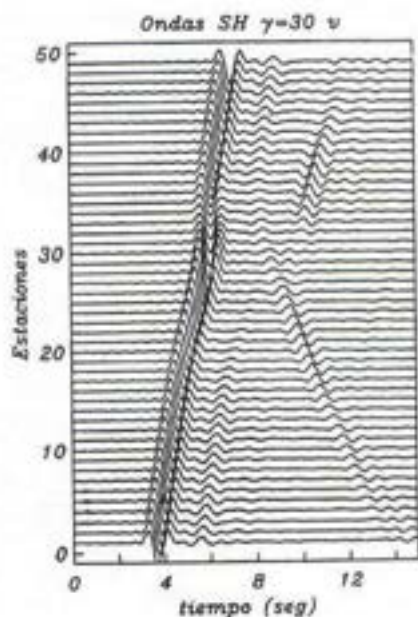


Figura 17. Sismogramas sintéticos en estaciones en la superficie del modelo de la Figura 15. Incidencia de ondas SH con $\gamma=30$.

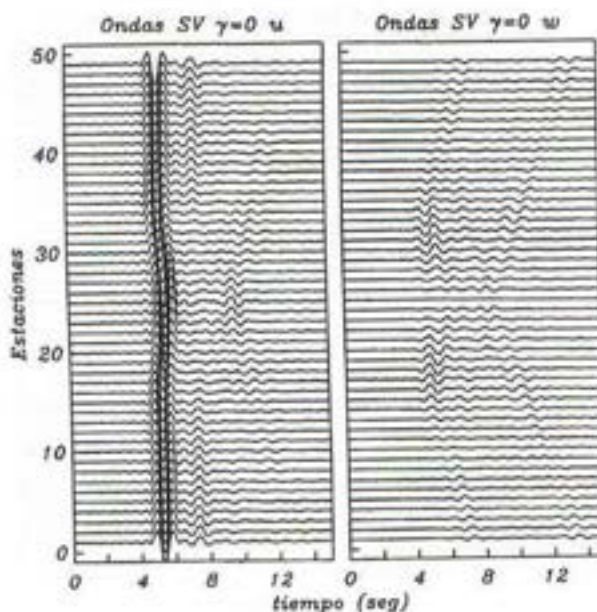


Figura 19. Sismogramas sintéticos en estaciones en la superficie del modelo de la Figura 15. Componentes horizontal, u , y vertical, w . Incidencia de ondas SV con $\gamma=0$.

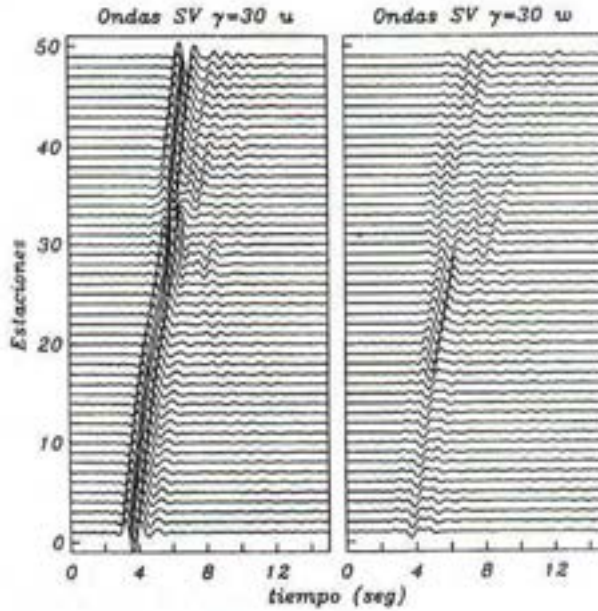


Figura 20. Sismogramas sintéticos en estaciones en la superficie del modelo de la Figura 15. Componentes horizontal, u , y vertical, w . Incidencia de ondas SV con $\gamma=30$.

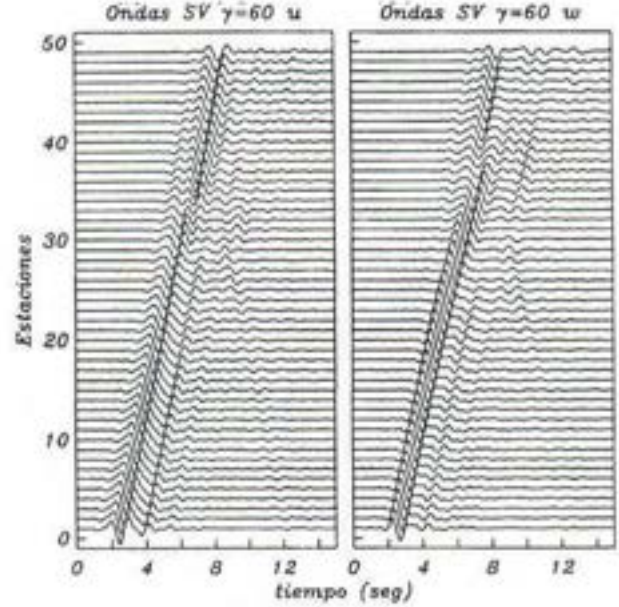


Figura 22. Sismogramas sintéticos en estaciones en la superficie del modelo de la Figura 15. Componentes horizontal, u , y vertical, w . Incidencia de ondas SV con $\gamma=60$.

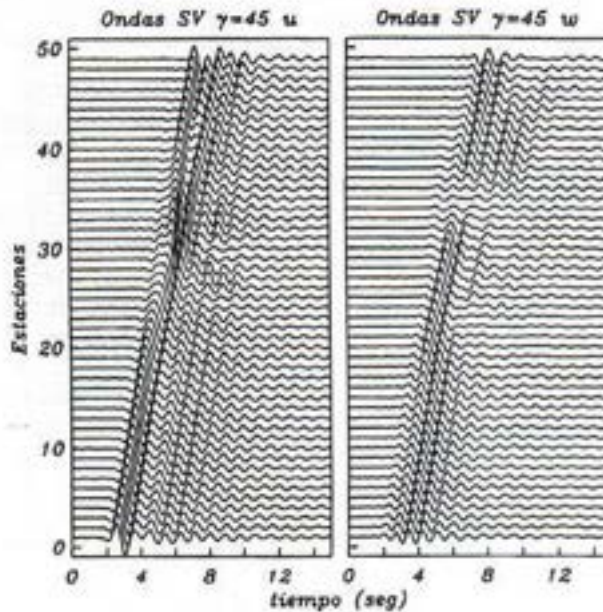


Figura 21. Sismogramas sintéticos en estaciones en la superficie del modelo de la Figura 15. Componentes horizontal, u , y vertical, w . Incidencia de ondas SV con $\gamma=45$.

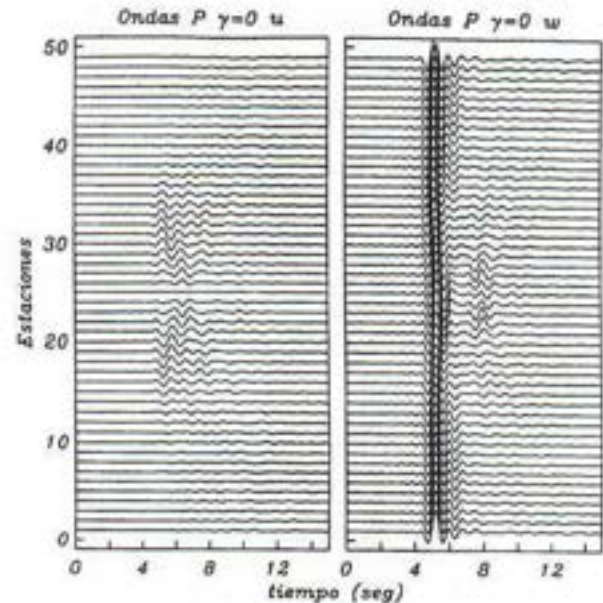


Figura 23. Sismogramas sintéticos en estaciones en la superficie del modelo de la Figura 15. Componentes horizontal, u , y vertical, w . Incidencia de ondas P con $\gamma=0$.

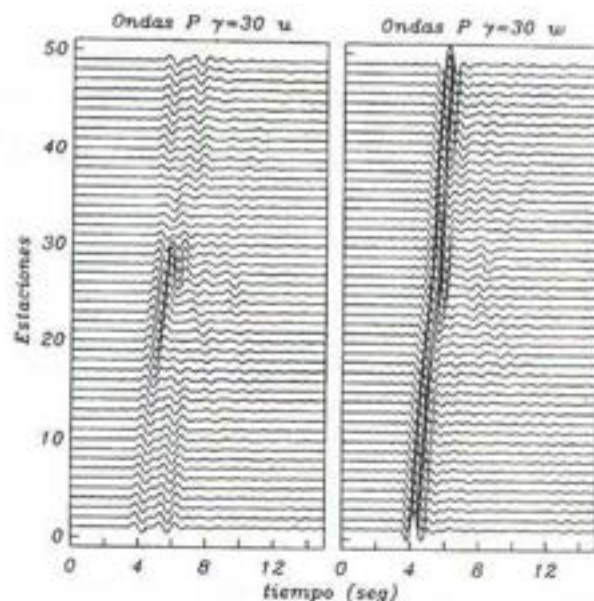


Figura 24. Sismogramas sintéticos en estaciones en la superficie del modelo de la Figura 15. Componentes horizontal, u , y vertical, w . Incidencia de ondas P con $\gamma=30$.

REFERENCIAS

- Abramowitz, M. and I.A. Stegun, (1972). *Handbook of mathematical functions*, Dover Publications, New York.
- Aki, K. and K. Larner (1970). Surface motion of a layered medium having an irregular interface due to incident plane SH waves. *Journal of Geophysical Research* 75, 933-954.
- Aki, K. (1988). Local site effects on strong ground motion. *Proc. of the Special Conference on Earthquake Engineering and Soil Dynamics 2*, American Society of Civil Engineering, Utah, 1-53.
- Aki, K. and P.G. Richards (1980). *Quantitative seismology*, W.H. Freeman, San Francisco.
- Alvarez, R. (1990). Structure of the basin of Mexico City and its relation to the destruction in the earthquake of 1985, in *Geotechnical and Environmental Geophysics*, S.H. Ward (Ed.), Society of Exploration Geophysicists, Vol. III, 263-280, Tulsa.
- Bouchon, M. (1985). A simple, complete numerical solution to the problem of diffraction of SH waves by an irregular surface, *Journal of the Acoustic Society of America* 77, 1-5.
- Chávez-García, F.J., F.J. Sánchez-Sesma, M. Campillo y P.Y. Bard (1994). El terremoto de Michoacán de septiembre de 1985: Efectos de fuente, trayecto y sitio, *Física de la Tierra*, A. Udias, E. Buffom and R. Madariaga (Eds.), en prensa.
- Chávez-Pérez, S. (1993). Modelado sísmico de la cuenca de México, *Geofísica Internacional* 32, 111-130.
- Haskell, N.A. (1953). The dispersion of surface waves on multilayered media, *Bulletin of the Seismological Society of America* 43, 17-34.
- Kawase, H. (1988). Time-domain response of a semicircular canyon for incident SV, P, and Rayleigh waves calculated by the discrete wavenumber boundary element method, *Bulletin of the Seismological Society of America* 78, 1415-1437.
- Kawase, H. and K. Aki (1989). A study on the response of a soft basin for incident S, P and Rayleigh waves with special reference to the long duration observed in Mexico City, *Bulletin of the Seismological Society of America* 79, 1361-1382.
- Kupradze, V.D. (1963). *Dynamical problems in elasticity, in Progress in solid mechanics. Vol III*, I.N. Sneddon y R. Hill (Eds.), North-Holland Publishing Co., Amsterdam.
- Luco, J.E., H.L. Wong and F.C.P. De Barros (1990). Three-dimensional response of a cylindrical canyon in a layered half-space, *Earthquake Engineering and Structural Dynamics* 19, 799-817.
- Manolis, G.D. and D.E. Beskos (1988). *Boundary Element Methods in Elastodynamics*, Unwin Hyman Ltd, Londres.
- Nowack, R. and K. Aki (1984). The Two-Dimensional Gaussian Beam Synthetic Method: Testing and Application, *Journal of Geophysical Research* 89, 7797-7819.
- Pedersen, H.A., F.J. Sánchez-Sesma and M. Campillo (1994). Three-dimensional scattering by two-dimensional topographies, *Bulletin of the Seismological Society of America* 84, 1169-1183.
- Sánchez-Sesma, F.J. (1987). Site effects on strong ground motion, *Soil Dynamics and Earthquake Engineering* 6, 124-132.
- Sánchez-Sesma, F.J. and J. Esquivel (1979). Ground motion on alluvial valleys under incident plane SH waves, *Bulletin of the Seismological Society of America* 69, 1107-1120.

Sánchez-Sesma, F.J. y S.A. Velázquez (1987). On the seismic response of a dipping layer, *Wave Motion* 9, 387-391.

Sánchez-Sesma F.J. and M. Campillo (1991). Diffraction of PP, SV and Rayleigh waves by topographic features: a boundary integral formulation, *Bulletin of the Seismological Society of America* 81, 2234-2253.

Sánchez-Sesma, F.J. and F. Luzón (1994). Seismic response of three-dimensional alluvial valleys for incident P, S and Rayleigh waves, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 1995, 85, 269-284.

Sánchez-Sesma, F.J., J. Ramos-Martínez and M. Campillo (1993). An indirect boundary element method applied to simulate the seismic response of alluvial valleys for incident P, S and Rayleigh Waves, *Earthquake Engineering and Structural Dynamics* 22, 279-295.

Singh, S.K., and M. Ordaz (1993). On the origin of long coda observed in the lake-bed strong-motion records of Mexico City, *Bulletin of the Seismological Society of America* 83, 1298-1306.

Trifunac, M.D. (1971). Surface motion of a semi-cylindrical alluvial valley for incident plane SH waves, *Bulletin of the Seismological Society of America* 61, 1755-1770.

Trifunac, M.D. (1973). Scattering of plane SH waves by a semicylindrical canyon, *Earthquake Engineering and Structural Dynamics* 1, 267-281.

APENDICE. Método de Thomson-Haskell

Considérese un medio compuesto por estratos horizontales como se muestra en la Ec. A1. Cada uno de los n estratos que forman el depósito se caracterizan por su espesor h_i , densidad del material ρ_i y amortiguamiento ξ_i . El semiespacio que yace bajo el medio estratificado tiene densidad ρ_E y amortiguamiento ξ_E . Ante incidencia vertical de ondas armónicas de cortante polarizadas horizontalmente, la ecuación de movimiento es de la forma

$$\frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} + k^2 v = 0 \quad (A1)$$

donde v = desplazamiento de las partículas (v =para el i -ésimo estrato: $v = v_E$ para el semiespacio), k =número de

onda $= \omega/\beta$, $\omega = 2\pi f$, f = frecuencia de excitación de las ondas armónicas incidentes (en Hz), y $\beta = \beta_i$ para el i -ésimo estrato o $\beta = \beta_E$ para el semiespacio. Si se considera que el campo de desplazamientos v puede escribirse de la forma (Aki y Richards, 1980)

$$v = I_1(k, z, \omega) e^{i(\omega t - kz)} \quad (A2)$$

y definimos

$$I_1(k, z, \omega) = \beta^2 \rho \frac{\partial}{\partial z} [I_2(k, z, \omega)] \quad (A3)$$

entonces la Ec. A1 puede escribirse como

$$\frac{d}{dz} \begin{Bmatrix} I_1 \\ I_2 \end{Bmatrix} = \begin{bmatrix} 0 & \gamma_{12} \\ (k^2 \beta^2 - \omega^2) \rho & 0 \end{bmatrix} \begin{Bmatrix} I_1 \\ I_2 \end{Bmatrix} \quad (A4)$$

donde $\{I_1, I_2\}^T$, se conoce como vector *desplazamiento-esfuerzo* para ondas de Love.

Se puede demostrar que la solución general de la Ec. A4, evaluada a la profundidad $z = H$ (ésto es, en la interfase entre el semiespacio y el estrato inferior) en términos de las amplitudes de las ondas armónicas incidentes (S_i) y reflejadas (S_r) en el semiespacio, está dada por la siguiente expresión

$$\begin{Bmatrix} I_1 \\ I_2 \end{Bmatrix}_{z=H} = \begin{bmatrix} 1 & 1 \\ i\omega^2 \rho & -i\omega^2 \rho \end{bmatrix} \begin{Bmatrix} S_i \\ S_r \end{Bmatrix}_{z=H} \quad (A5)$$

Resolviendo la Ec. A5 para las amplitudes de las ondas incidentes y reflejadas, se tiene

$$\begin{Bmatrix} S_i \\ S_r \end{Bmatrix}_{z=H} = \begin{bmatrix} \gamma_{12} & \gamma_{22} \\ \gamma_{11} & \gamma_{21} \end{bmatrix} \begin{Bmatrix} I_1 \\ I_2 \end{Bmatrix}_{z=H} \quad (A6)$$

Por otra parte también puede demostrarse (Aki y Richards, 1980) que en un medio compuesto de estratos horizontales homogéneos, el vector *desplazamiento-esfuerzo* a la profundidad z puede escribirse, en términos de la matriz propagadora $P(z, z_0)$ y del vector *desplazamiento-esfuerzo* a la profundidad z_0 :

$$\begin{Bmatrix} I_1 \\ I_2 \end{Bmatrix}_z = P(z, z_0) \begin{Bmatrix} I_1 \\ I_2 \end{Bmatrix}_{z_0} \quad (A7)$$

donde $P(z, z_0)$, que es también solución de la ecuación de movimiento (Ec. A4), está dada explícitamente para cada estrato como

$$P(z, z_0) = \begin{bmatrix} \cos[(z-z_0)\eta_i] & \gamma_{12}(\rho_i, \eta_i) \sin[(z-z_0)\eta_i] \\ -(\beta_i^2 \rho_i \eta_i) \sin[(z-z_0)\eta_i] & \cos[(z-z_0)\eta_i] \end{bmatrix} \quad (A8)$$

y

$$\eta_i = \omega \left(\frac{1}{\beta_i^2} - \frac{1}{\beta_i^2} \right)^{1/2} \quad (\text{A9})$$

Una aplicación repetida de la Ec. A7 permite obtener el vector *desplazamiento-esfuerzo* a la profundidad z localizada en cualquier estrato

$$\begin{Bmatrix} I_1 \\ I_2 \end{Bmatrix}_z = P(z, z_n) P(z_n, z_{n-1}) \dots P(z_1, z_0) \begin{Bmatrix} I_1 \\ I_2 \end{Bmatrix}_{z_0} \quad (\text{A10})$$

Se combinan ahora las Ecs. A6 y A10 para expresar el vector *desplazamiento-esfuerzo* en la superficie libre en términos de las amplitudes de las ondas incidentes y reflejadas en la base de la formación estratigráfica. Para ello, debido a la condición de superficie libre, el componente de tracción del vector *desplazamiento-esfuerzo* es nulo; esto es

$$\begin{Bmatrix} I_1 \\ I_2 \end{Bmatrix}_{z=0} = \begin{Bmatrix} \hat{\vartheta} \\ 0 \end{Bmatrix} \quad (\text{A11})$$

donde $\hat{\vartheta}$ = desplazamiento v del terreno en superficie libre.

Entonces

$$\begin{Bmatrix} S_i \\ S_r \end{Bmatrix}_{z=0} = \begin{bmatrix} \gamma_i / \gamma_{w/p} \\ \gamma_r / \gamma_{w/p} \end{bmatrix} P(z, z_n) P(z_n, z_{n-1}) \dots P(z_1, z_0) \begin{Bmatrix} \hat{\vartheta} \\ 0 \end{Bmatrix} \quad (\text{A12})$$

Efectuando el producto de matrices, se obtiene

$$\begin{bmatrix} R_{11} & R_{12} \\ R_{21} & R_{22} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \gamma_i / \gamma_{w/p} \\ \gamma_r / \gamma_{w/p} \end{bmatrix} P(z, z_n) P(z_n, z_{n-1}) \dots P(z_1, z_0) \quad (\text{A13})$$

Así, la Ec. A12 queda como

$$\begin{Bmatrix} S_i \\ S_r \end{Bmatrix}_{z=0} = \begin{bmatrix} R_{11} & R_{12} \\ R_{21} & R_{22} \end{bmatrix} \begin{Bmatrix} \hat{\vartheta} \\ 0 \end{Bmatrix} \quad (\text{A14})$$

Resolviendo la ecuación anterior para v

$$\hat{\vartheta} = S_i / R_{11} \quad (\text{A15})$$

Esta expresión permite evaluar el desplazamiento en la superficie libre del medio estratificado si se conocen el campo incidente, las propiedades mecánicas del semiespacio y las matrices propagadoras de cada estrato.

VARIACIONES ARTIFICIALES DE SISMICIDAD Y SU EVALUACION. ALGUNOS EJEMPLOS EN MEXICO.

F. Ramón Zúñiga¹ y Stefan Wiemer².

¹ Instituto de Geofísica, UNAM, Cd. Universitaria, Coyoacán, México 04510, D.F.

² Geophysical Institute, University of Alaska, Fairbanks, AK 99775.

RESUMEN

Empleando datos de dos catálogos de sismicidad de México, se presentan ejemplos de la aplicación de la técnica de mapas de valor z , la cual permite una evaluación rápida y objetiva de la ubicación y extensión de posibles variaciones en la sismicidad umbral de una región. El método se complementa con una determinación de los tiempos en los cuales existen cambios significativos en la tasa de sismicidad. Una vez determinada la localización de las anomalías de sismicidad en el espacio y en el tiempo, y efectuando un análisis a detalle con los datos de la zona en cuestión, se puede entonces discernir si detrás de dichas anomalías hay causas artificiales. De esta manera es factible discriminar anomalías en sismicidad de carácter natural, de aquellas relacionadas a causas artificiales como cambios en la operación de una red, aumento o disminución de estaciones, variaciones en la determinación de magnitud, etc. Teniendo mayor información sobre las posibles causas de las variaciones observadas, los estudios de riesgo, los de predicción sísmica y los de sismotectónica se pueden realizar con mayor confiabilidad.

INTRODUCCION

El análisis de riesgo sísmico, los estudios de sismotectónica y las investigaciones sobre la actividad sísmica de una zona dependen de gran manera de la calidad de los datos contenidos en los catálogos de sismicidad. Un catálogo de sismicidad es un compendio de datos de localización (conocidos como parámetros hipocentrales) y tamaño (por ejemplo algún tipo de magnitud o medida de la liberación de energía), de todos los sismos considerados de importancia que han ocurrido en una zona particular dentro de un periodo dado. Dicha información proviene del análisis de los registros de una o varias redes de estaciones sismométricas. Por lo tanto, a primera vista se podría suponer que para obtener un catálogo de sismicidad adecuado, basta con compilar los resultados disponibles para todos los sismos que se considere pertinente.

Sin embargo, la calidad de esta información no depende únicamente del reporte sin interrupción de localizaciones y magnitudes. Otro factor de suma importancia es la homogeneidad con que se efectúa el mencionado reporte al paso del tiempo. Esto se debe a que, como es de suponerse, no es posible que las condiciones de operación tanto de las redes de observación como de las agencias que reportan sismicidad se mantengan estables con el transcurso del tiempo ya que es de esperar que la instrumentación y las técnicas de monitoreo cambien y se vayan mejorando al paso de los años. Sin embargo, esto no es siempre el caso.

Por ejemplo, Habermann (1982), empleando datos de catálogos sísmicos internacionales, encontró que los datos de sismicidad para la década de los 70 están menos completos que los datos de la década de los 60. Esto se debe a que en los 60 se dió un gran impulso a redes de monitoreo de carácter regional mientras que durante los años 70 se cerraron arreglos de estaciones que habían sido instalados algunos años atrás en Norteamérica, como los conocidos por las siglas VELA. Lo anterior ocasionó que el nivel de detección aumentara, o sea que no fuera posible detectar a sismos de magnitud pequeña como se hacía con anterioridad, sobre todo en el continente americano y en algunas regiones del Pacífico Sur.

Las variaciones de sismicidad debidas a cambios en operación de una red son difíciles de distinguir de las variaciones de carácter natural que en ocasiones se ha visto llegan a preceder a macrosismos (p.ej., Mogi, 1969; Wesson y Nicholson, 1988; Keilis-Borok et al., 1988; Varnes, 1989; Sykes y Jaumé, 1990). Algunas variaciones en sismicidad consideradas artificiales han sido reportadas en la literatura como causadas por diferentes factores entre los que se encuentran: a) un cambio en la agencia que opera el catálogo (Habermann y Wyss, 1984); b) empleo de nuevos métodos computacionales (Wyss y Habermann, 1988); c) introducción de nuevos equipos de registro y/o detección (Wyss, 1991); d) reducción o ampliación de las redes sismográficas (Habermann, 1982; Wyss, 1991); e) cambios en la definición de magnitud empleada (Perez y Scholz, 1984). En vista de lo anterior, si se quiere efectuar un análisis de sismicidad para una zona en particular, con

miras a detectar posibles cambios que pudieran ayudar a detectar la inminencia de un macrosismo, es necesario efectuar, primeramente, una discriminación de las variaciones debidas a causas artificiales de aquellas de origen tectónico.

Para el caso de las evaluaciones de riesgo sísmico, es necesario saber si las magnitudes reportadas no han sufrido cambios y de ser así, de qué manera. Por ejemplo, un cambio en magnitud de 0.3 unidades puede ocasionar una variación en el número sismos mayores o iguales a una magnitud dada por unidad de tiempo (a la que llamaremos tasa de sismicidad) en un factor de dos, si se mantienen ciertas condiciones (como por ejemplo que el llamado "valor b " o tasa de excedencia no cambie).

Con miras a resolver el problema anterior, Habermann (1983) propuso el empleo de la combinación de una técnica estadística con el análisis sistemático de la tasa de sismicidad para diferentes cortes en magnitud a la que llamó "firma de magnitud". Dicha técnica se ha empleado con éxito para determinar aumentos o disminuciones en las magnitudes reportadas en diferentes catálogos (ver, por ejemplo, Habermann, 1992; Zúñiga, 1989; Wyss y Habermann, 1988). Una nueva técnica (Zúñiga y Wyss, 1995) ha permitido resolver relaciones entre magnitudes calculadas en diferentes periodos de carácter más general, las cuales no podían ser analizadas por medio de la firma de magnitud. Sin embargo, la extensión espacial de la zona de afectación de las mencionadas anomalías en magnitud, aún cuando se había propuesto que era susceptible de ser analizada, no había sido formalmente considerada en ningún estudio hasta el realizado por Wyss y Wiemer (1994), quienes emplearon una adaptación de los métodos de Habermann con este fin, a la que llamaron mapas de valor z .

En este trabajo se presentan ejemplos de la aplicación del método de mapas de valor z a datos de sismicidad de México. Dicho método permite determinar la localización y, en cierta medida, la extensión espacial de las variaciones de sismicidad observadas en los catálogos. El método se basa en una evaluación estadística de la variación en la *tasa de sismicidad promedio* (media aritmética del número de eventos mayores a una magnitud dada por unidad de tiempo) con respecto al tiempo, añadida a una comparación sistemática en el espacio. La técnica descansa en la premisa de que la relación frecuencia-magnitud y la tasa de sismicidad de los eventos independientes en una zona permanecen constantes a través del tiempo. Esto se cumple primordialmente si se considera una región que involucre diferentes regímenes tectónicos. Sin embargo, también se ha visto que zonas de cobertura menor muestran una notable constancia en la tasa de sismicidad durante periodos relativamente largos, lo cual se aprovecha para

identificar posibles anomalías. Al investigar las variaciones en sismicidad, e identificar cambios de origen natural, es posible que se puedan detectar con mayor precisión fenómenos precursores tales como quietud o patrones de sismicidad, de manera que se pueda determinar la posibilidad de ocurrencia de un macrosismo con un mayor índice de confiabilidad.

IDENTIFICACION Y EVALUACION ESPACIAL Y TEMPORAL DE LAS VARIACIONES ARTIFICIALES DE SISMICIDAD

PERIODOS DE REPORTE HOMOGENEO

Cuando nos enfrentamos al problema de evaluar variaciones de sismicidad, y a fin de utilizar la suposición de que el proceso corresponde a una distribución al azar, es necesario contar, antes que nada, con una estimación de la tasa de sismicidad umbral. Para esto es necesario remover del catálogo todos aquellos eventos que no se consideren independientes. Una vez hecho esto, la estimación de sismicidad promedio se efectúa para aquellos intervalos en que las condiciones de operación de una red de instrumentos no hayan cambiado de manera significativa. De esta forma tenemos otro problema a resolver, que es el de determinar los periodos en los que se puede considerar que el reporte de sismos se desarrolló de manera homogénea.

La Figura 1 nos muestra la sismicidad de México, de 1974 a 1993, con base en un catálogo compilado por el Servicio Sismológico Nacional. Se muestran únicamente los eventos de magnitud de duración (M_d) mayor o igual a 4.5 considerados independientes, una vez removidos del catálogo aquellos que se suponen relacionados a un proceso tectónico local (réplicas y enjambres) por medio del procedimiento de Reasenber (1985). Este procedimiento se basa en la eliminación de todos los eventos que ocurren cercanos a otros tanto en tiempo como en espacio. Los parámetros que definen las condiciones de cercanía se fijan previamente y dependen de la zona analizada. De la Figura 1 es claro que esta manera de desplegar la información contenida en el catálogo no nos permite conocer las características de los datos de sismicidad (es decir, qué tan completa está la información o bien si dichos datos son homogéneos en el tiempo). La Figura 2, por otro lado, es una gráfica del número acumulado de eventos contra tiempo para el periodo 1988-1993, que es el periodo en que se puede considerar que las condiciones de compilación han tenido la menor variación comparadas con las actuales. Las tres curvas corresponden a tres diferentes cortes en magnitud. Se puede observar que las dos primeras curvas (la que incluye a todos los eventos del

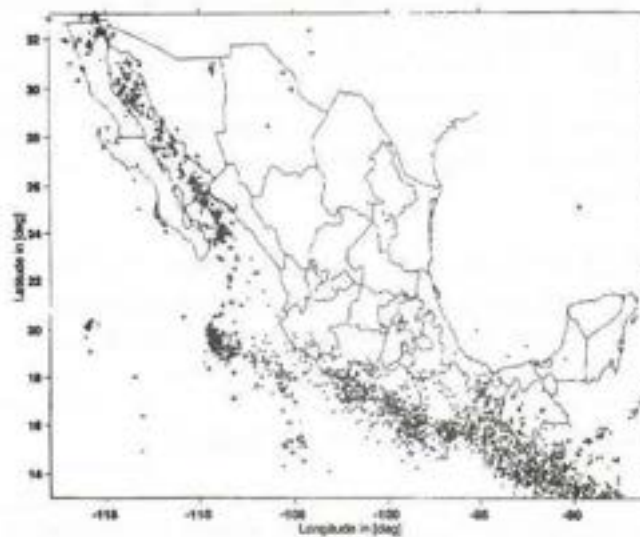


Figura 1. Sismicidad reportada por el Servicio Sismológico Nacional entre 1974 y 1993. Las cruces señalan epicentros de eventos con profundidad menor a 10 km.

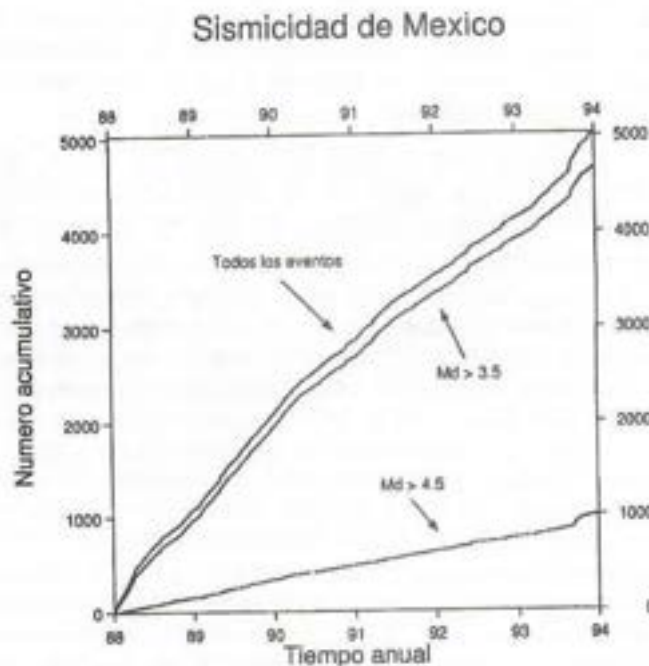


Figura 2. Gráfica del número acumulado de eventos con magnitud mayor o igual a una magnitud dada contra tiempo. La curva marcada "Todos los eventos" incluye todos los eventos registrados, aún cuando no se les haya asignado magnitud.

catálogo y la correspondiente a $M_d \geq 3.5$) muestran una gran similitud tanto en su forma, como en el número total de sismos acumulado, lo que indica que a muy pocos de los sismos contenidos en el catálogo para este periodo, se les ha asignado una magnitud inferior a 3.5.

Los periodos en los cuales el reporte ha permanecido sin variación se pueden identificar como aquellos en los que la pendiente de la curva (i.e. la tasa de sismicidad) se mantiene constante. No es posible esperar que las variaciones se deban a causas naturales en este caso, ya que se considera una región muy amplia que involucra diferentes regímenes tectónicos. Tampoco es posible considerar que un cambio en las condiciones de esfuerzo llegara a alterar a todas y cada una de estas regiones al mismo tiempo. Variaciones importantes en la pendiente, por lo tanto, serán indicativas de que ha habido algún cambio en la operación de la red y/o compilación de los datos.

Para poder identificar en forma sistemática los tiempos en los que ocurren cambios significativos en la tasa de sismicidad promedio, Habermann (1983) propuso un algoritmo al que llamó GENAS (General AS). Dicho algoritmo utiliza la prueba de valor z para la significancia estadística entre dos medias. En nuestro caso, se consideran las medias aritméticas en la tasa de sismicidad calculada para dos intervalos de tiempo dados. La mencionada prueba se basa en la hipótesis de que si tenemos dos muestras con medias aritméticas M_1 y M_2 , de tamaño N_1 y N_2 , y desviaciones estándar s_1 y s_2 , obtenidas de poblaciones con medias iguales, entonces la diferencia $M_1 - M_2$ es una variable aleatoria con distribución normal, media 0 y desviación estándar dada por

$$S = \sqrt{\frac{S_1^2}{N_1} + \frac{S_2^2}{N_2}} \quad (1)$$

Dado lo anterior, podemos calcular un valor z (e.g. Meyer, 1975):

$$z = \frac{M_1 - M_2}{\sqrt{\frac{S_1^2}{N_1} + \frac{S_2^2}{N_2}}} \quad (2)$$

el cual nos ayuda a identificar si la diferencia entre dos medias existe dentro de un intervalo de confianza predeterminado. Por ejemplo, valores z mayores a 2.575 indican que la diferencia entre las dos muestras existe con una confianza superior al 99%. Otros valores corresponden a diferentes porcentajes de confianza. El algoritmo GENAS funciona comparando las medias aritméticas (en las tasas de sismicidad) antes y después de un tiempo dado, el cual se va incrementando hasta abarcar la totalidad del periodo que cubren los datos del catálogo (i.e. la ventana del intervalo anterior a comparar crece mientras que la

ventana posterior decrece conforme se incrementa el tiempo). El análisis se realiza iterativamente, empleando cada tiempo de ocurrencia de un cambio significativo identificado como límite de un nuevo intervalo a estudiar. De la misma forma el análisis se repite para diferentes cortes en magnitud y para frecuencias acumulativas hacia arriba (es decir, magnitudes $\geq$) y hacia abajo (magnitudes $\leq$). Mayores detalles sobre el funcionamiento del algoritmo se encuentran en Habermann (1983).

En nuestro caso, aplicamos el algoritmo GENAS a los datos del catálogo anterior iniciando en 1980, y obtuvimos los resultados mostrados en la Figura 3 en forma de gráfica de valores z contra tiempo y corte de magnitud. Las bandas en la gráfica indican las fechas en las que los cam-

bios en la tasa de sismicidad afectan a diferentes cortes de magnitud. En este caso corresponden a: 1980.6 (en lo subsecuente utilizaremos fechas decimales en proporción de los días transcurridos de cada año), 1983.5, 1986.0, 1988.0, 1990.4, y por último 1991.6. Al desplegar los resultados de esta forma es posible diferenciar cambios que afectan a la mayor parte del catálogo de otros que únicamente pudieran afectar a los sismos pequeños, por ejemplo, dando una idea de las causas detrás de dichos cambios. Esto es, si una variación afecta a las magnitudes pequeñas únicamente, es muy posible de que se trate de un problema de detección, ya que al cambiar el umbral de detección de una red, siempre afectaremos al número de eventos de magnitud menor o igual que la magnitud mínima de detección.

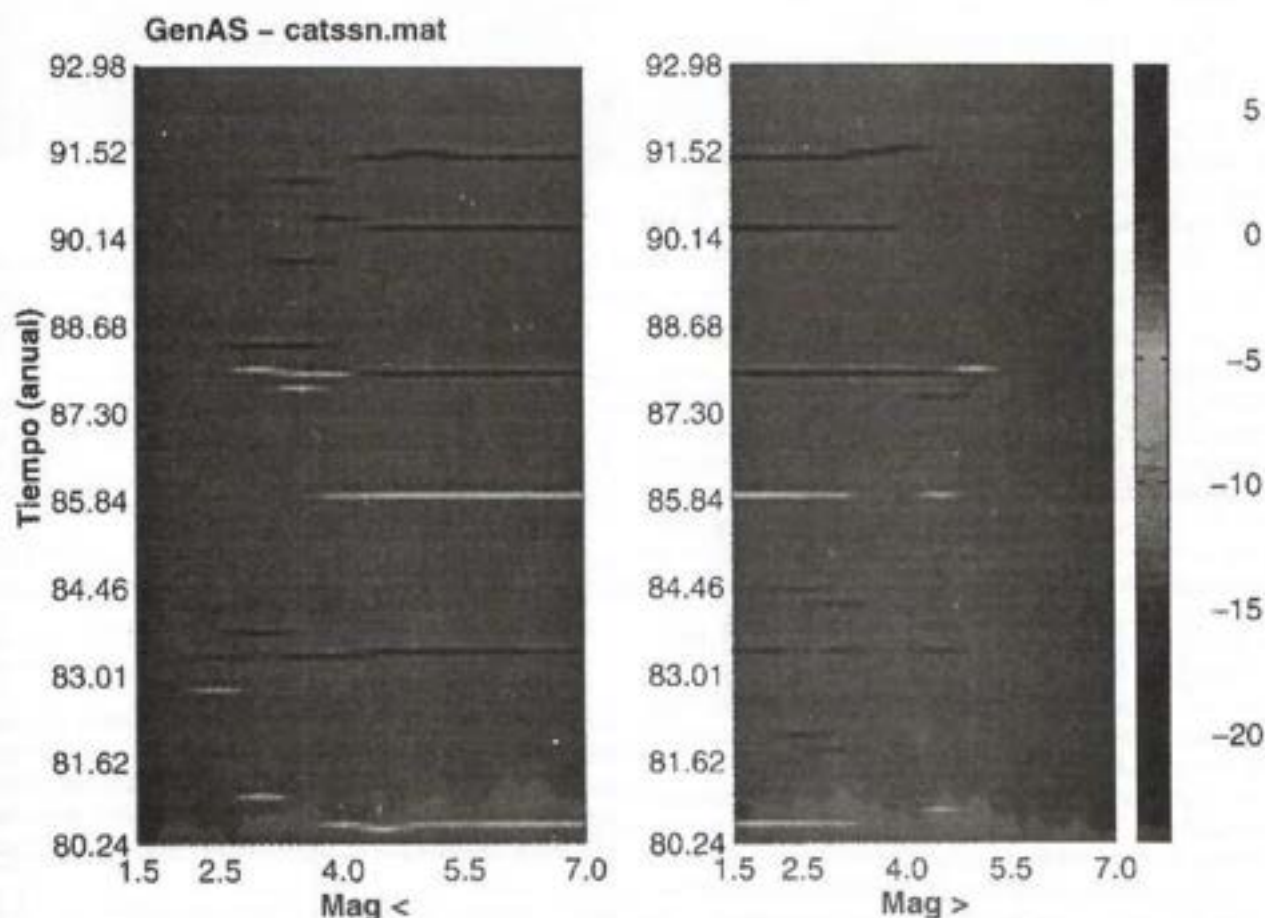


Figura 3. Gráficas de significancia de la variación de sismicidad (valor z) como función de la magnitud y del tiempo. La gráfica de la izquierda corresponde al análisis para eventos menores de la magnitud indicada y la de la derecha es para magnitudes mayores a la magnitud indicada. En este tipo de desplegado gráfico, las líneas horizontales señalan variaciones que afectan diferentes bandas de magnitud en una misma fecha. Los datos corresponden al catálogo del Servicio Sismológico Nacional.

EVALUACION DE LA UBICACION Y EXTENSION ESPACIAL DE VARIACIONES EN LA TASA DE SISMICIDAD

El problema por resolver ahora es la determinación de la ubicación y tamaño de las zonas afectadas mayormente por las variaciones que hayan sido identificadas en un catálogo. Para esto Wiemer y Wyss (1994) proponen la técnica de los mapas de valor z . Dicha técnica funciona de la siguiente manera:

- 1) La zona a evaluar se divide formando una malla a cuyos nodos se asignarán las características de sismicidad de la zona aledaña.
- 2) Se identifican los sismos más cercanos al nodo ocurridos en un intervalo dado hasta llegar a un número fijo predeterminado.
- 3) Para cada nodo se calculan curvas acumulativas, para un rango de cortes en magnitud ($\geq M$, y $\leq M$).
- 4) Se utilizan varios algoritmos, como por ejemplo las funciones $AS(t)$ y $LTA(t)$ (Habermann, 1983; 1988), para evaluar cuantitativamente en el tiempo las variaciones en tasa de sismicidad. En este paso se obtienen valores z como función de la magnitud de corte y del tiempo para cada nodo.
- 5) Los resultados del paso anterior se despliegan en forma de mapas de valor máximo z (para todo el intervalo analizado) o bien en forma de mapas de valor z para un tiempo específico. El procedimiento se muestra esquemáticamente en la Figura 4. Todas las técnicas mencionadas en el presente trabajo, han sido implementadas en un paquete de cómputo que permite un análisis global y sistemático de la sismicidad así como de las características de un catálogo (Wiemer y Zúñiga, 1994).

Siguiendo este procedimiento se obtuvo el mapa mostrado en la Figura 5, el cual corresponde a los valores z máximos para todo el periodo que abarca el catálogo, empleando la función LTA con una ventana de 1 año de duración. Esta función evalúa la diferencia entre la tasa promedio correspondiente a una ventana móvil de duración preestablecida, y la tasa promedio del intervalo completo. La ventana se va corriendo en el tiempo obteniéndose así una serie de valores z . Las zonas de color oscuro con borde claro señalan los sitios en los que la variación es más significativa. Puede observarse que, para el catálogo y periodo considerados, las mayores variaciones se encuentran localizadas en el norte del Istmo de Tehuantepec y al noreste del estado de Guerrero. Es importante mencionar que debido a la manera en que se asignaron los nodos, algunas zonas que muestran variaciones son producto de artificios introducidos por el algoritmo. Estas zonas son las

EJEMPLO DE CALCULO DE MAPAS DE VALOR z

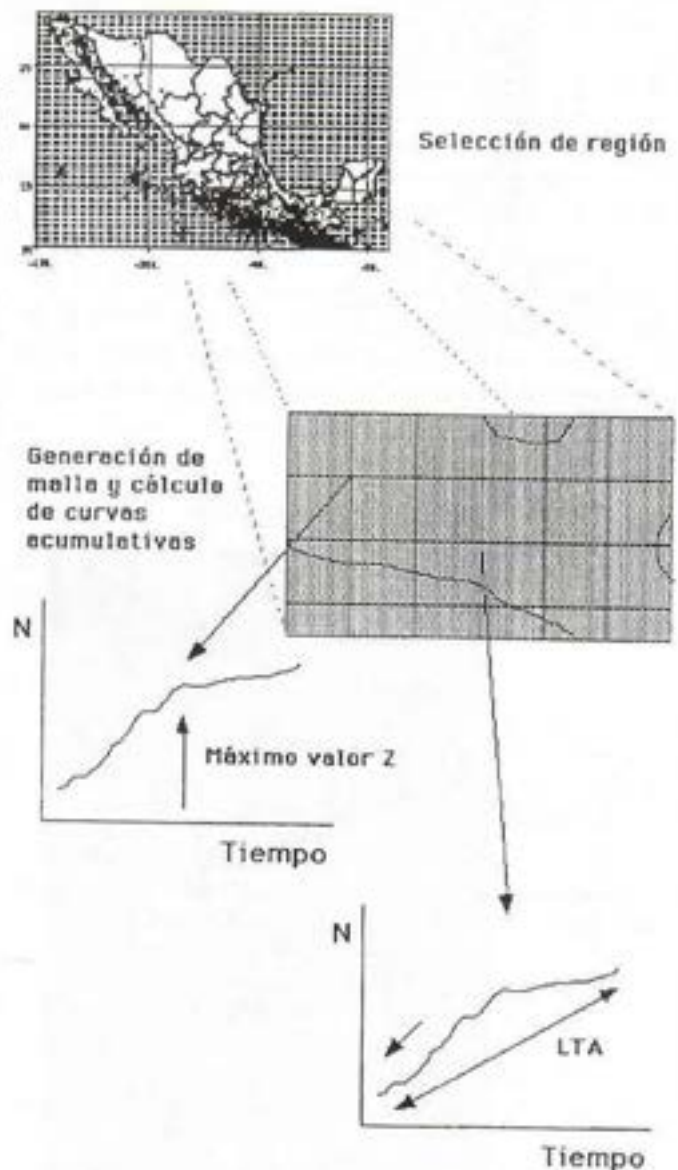


Figura 4.- Diagrama esquemático mostrando los pasos generales que se siguen en la elaboración de un mapa de valor z (ver texto). Las líneas señaladas con flechas en la gráfica llamada "LTA" indican los intervalos iniciales usados para comparar la tasa de sismicidad.

que no cuentan con datos en las inmediaciones de los nodos ahí localizados (como por ejemplo al sur del Istmo de Tehuantepec) y que incluyen entonces a sismos ocurridos en regiones alejadas del nodo. También es importante hacer notar que la forma de las zonas delineadas depende de la distribución de sismicidad en la zona y no necesariamente determina la forma de la región afectada por las variaciones (Wiemer y Wyss, 1994).

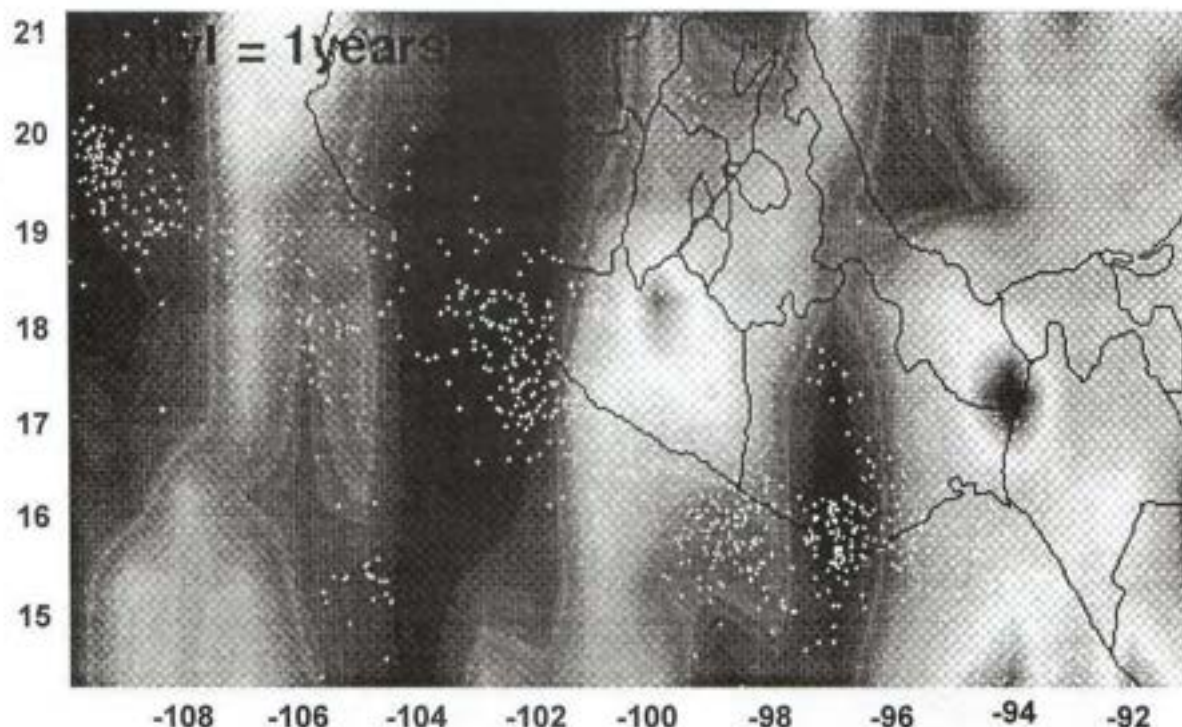


Figura 5. Mapa de valor máximo z encontrado a partir de los datos del catálogo del Servicio Sismológico Nacional, para el período de 1980 a 1993. Para encontrar la máxima variación se utilizó la función LTA con una ventana de comparación de un año.

Si consideramos (Figura 6) el número acumulado de sismos contra el tiempo para un nodo centrado en la zona del Istmo, tomando un número máximo de 100 eventos como se hizo en el análisis anterior, podemos ver que la máxima variación se debe a una disminución que concuerda con una de las fechas obtenidas anteriormente (i.e. 1991.6). Una posible causa es que esta variación se deba a la disminución en los datos provenientes de las estaciones de la región alrededor de esta fecha. En particular los provenientes de la estación PBJ en Oaxaca (Jiménez, C., comunicación personal) ya que las localizaciones de los eventos de pequeña magnitud ($M_d < 4.0$) en esta zona dependen principalmente de los registros proporcionados por esta estación.

La disminución en el estado de Guerrero, por otro lado, puede ser analizada con mayor detalle utilizando los datos de la red de Guerrero operada por el Instituto de Geofísica de la UNAM (Suárez et al., 1990). Como en el caso anterior, se hizo uso del algoritmo GENAS para obtener los tiempos de cambios significativos en la tasa de sismicidad. La Figura 7 muestra los resultados en forma de mapa valor- z contra tiempo y magnitud de corte. Se puede apreciar que hay varias bandas en la gráfica indicando que han ocurrido cambios en varias fechas. Sin embargo, al analizar detalladamente cada intervalo pudimos percatarnos de que los datos anteriores a 1990.5 muestran un bajo índice de

homogeneidad. Este periodo corresponde a la etapa de consolidación de la operación de la red, por lo que los datos están sujetos a los cambios efectuados en los sistemas de digitización y almacenaje iniciales. En vista de lo anterior se decidió analizar únicamente datos posteriores a esta fecha.

Los tiempos en los que existen cambios importantes dentro del periodo 1990.5-1993.0 son, por lo tanto, 1990.8, 1991.3, 1991.4 y 1992.8. Dado que dos de estas fechas se encuentran muy cercanas, es altamente probable que se deban a la misma causa, por lo que se consideraron como relacionadas a un cambio único asignando la fecha más reciente (1991.4) como la correspondiente al término de la variación.

Empleando los datos correspondientes al intervalo 1990.5 a 1993.0 se produjo el mapa mostrado en la Figura 8 en donde, como puede observarse, también existe una zona que muestra una variación (disminución) notable localizada al centro de la zona de mayor densidad de epicentros. Nótese que la variación no es mayor a la cobertura de la red. Este mapa se obtuvo empleando la función LTA con una ventana de 0.5 años y muestra los valores z máximos. La diferencia en ubicación de la zona anómala mostrada en esta Figura comparada a la de la Figura 5, se debe a que los nodos asignados a las mallas

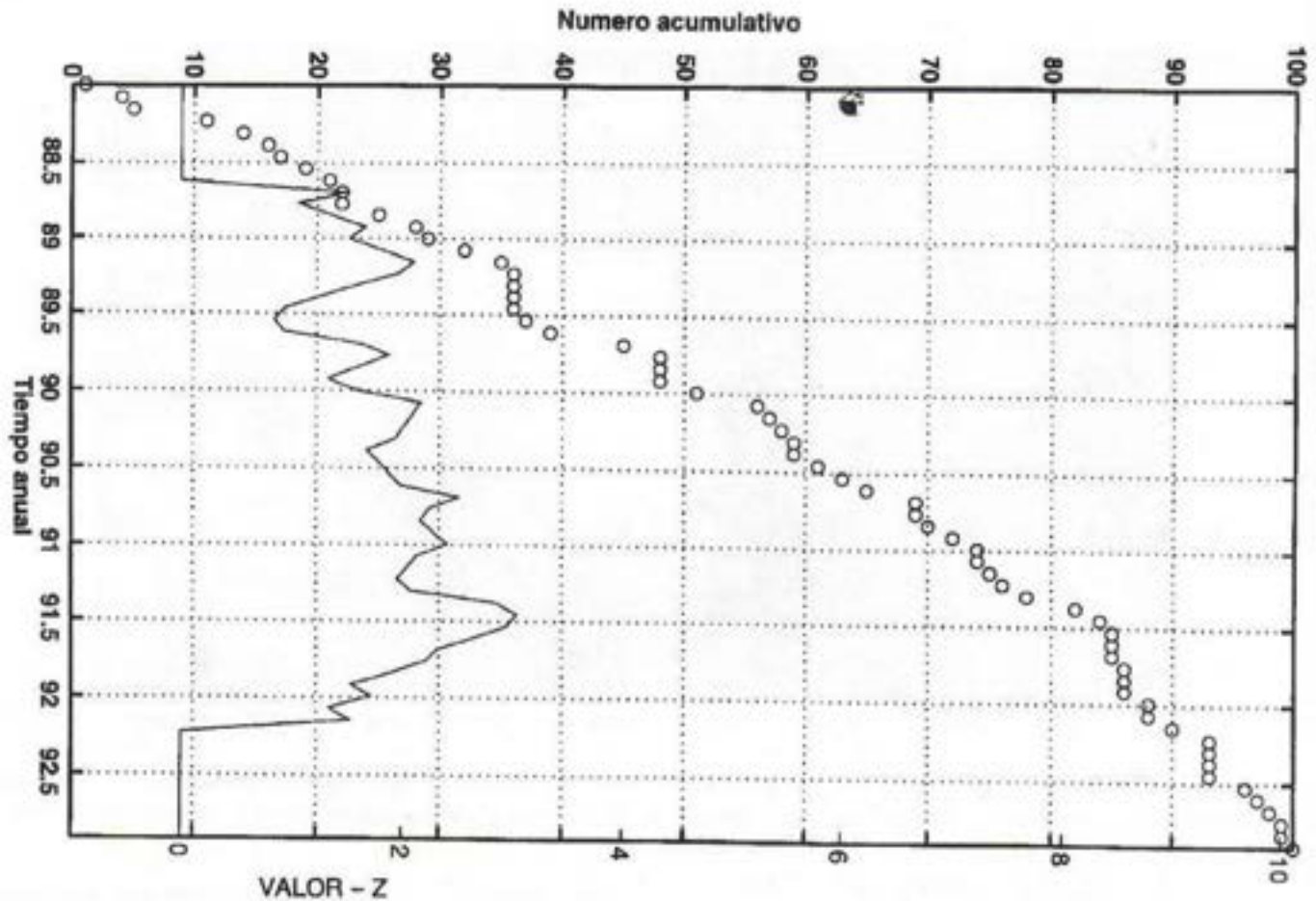


Figura 6. Gráfica que muestra el número acumulado de sismos de magnitud mayor o igual a 4.5 contra tiempo de ocurrencia, para la zona señalada en la Figura 4 como de máxima variación (Latitud 17°N, Longitud 94°W aproximadamente). Se ha tomado 100 como número acumulado máximo. Los sismos han sido seleccionados con base en la cercanía a uno de los nodos ubicados en la zona anterior. Sobrepuesta a esta gráfica, se muestra la función LTA (línea continua) calculada para los mismos datos. Nótese que el máximo en la función LTA ocurre alrededor de la mitad de 1991.

respectivas no se correlacionan directamente, ya que la densidad de eventos por km² es diferente en cada caso, habiendo un mayor número de eventos de pequeña magnitud que se han incluido en el caso del catálogo de Guerrero. Es decir, la precisión de la ubicación empleando estos datos se puede considerar superior a la obtenida con datos regionales.

La Figura 9 muestra curvas acumulativas para diversos cortes de magnitud, empleando todos los datos del catálogo de Guerrero del que se han eliminado réplicas y enjambres, como se hizo anteriormente. Se puede observar que hay un aumento brusco en la tasa de sismicidad, en particular en el rango $M \geq 3.5$, alrededor del inicio de 1991. Posteriormente, hacia fines de 1991, existe una disminución en la tasa promedio, permaneciendo aproximadamente constante hasta el final del catálogo. Ya que se trata de un catálogo que no contiene réplicas, no se puede asociar esta

variación brusca a la ocurrencia de un evento de magnitud mayor. La variación observada parece deberse a una asignación automática de magnitudes empleada durante gran parte de 1991 (J. Domínguez, comunicación personal) ligada a otro cambio operacional. La anomalía asociada al mapa de la Figura 6, por lo tanto, puede ser resultado de los mencionados cambios en operación de la red.

CONCLUSIONES.

Se han mostrado ejemplos de la aplicación de una nueva técnica para el análisis de datos de sismicidad concentrados en algunos catálogos de México. La técnica permite determinar la ubicación y, en menor medida, la extensión de las zonas afectadas por aumentos o disminuciones en la tasa de sismicidad. Estos resultados

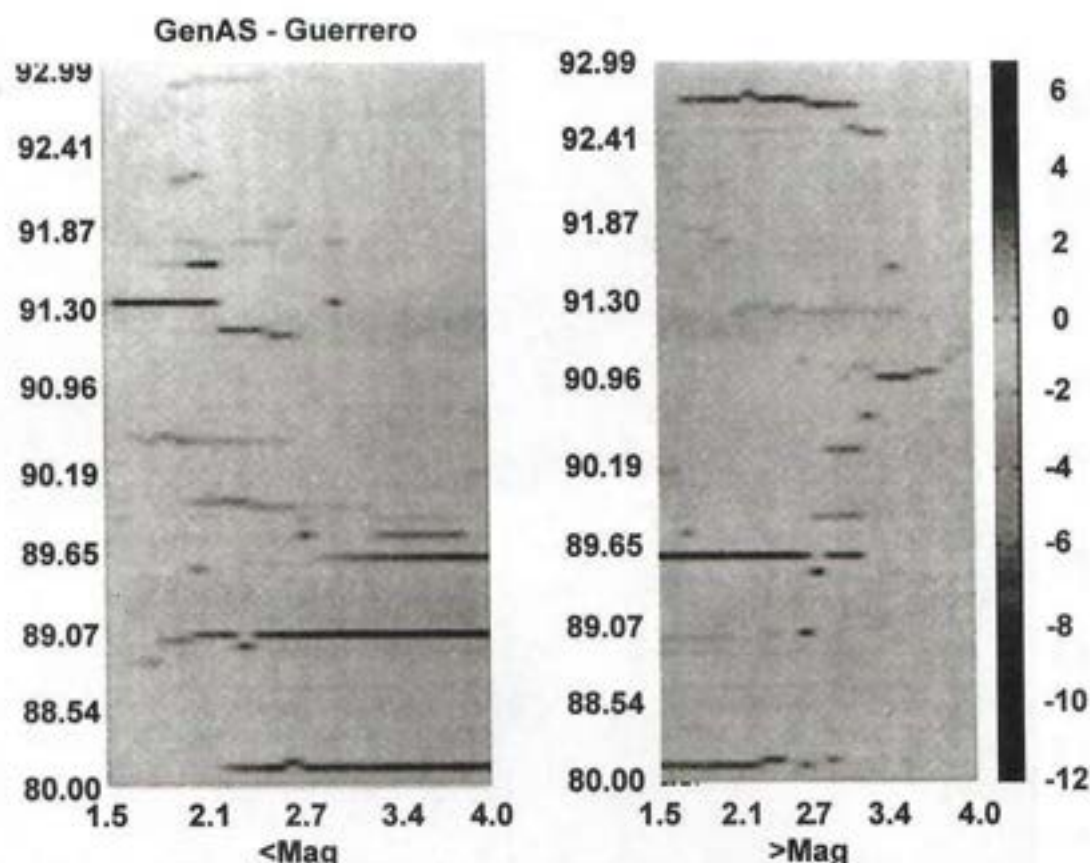


Figura 7. Igual que la Figura 3 pero para los datos del catálogo de la red de Guerrero.

nos ayudan a determinar las causas detrás de las variaciones encontradas, como se vio en los ejemplos presentados, ya que en ocasiones es posible identificar estaciones que dejaron de funcionar o bien cambios en la asignación de los parámetros hipocentrales. El caso del catálogo del SSN es un buen ejemplo del primer tipo de variación mientras que el caso de los datos de Guerrero ejemplifican el segundo tipo. Con base en las características de las variaciones observadas en ambos casos, no se pueden asociar éstas a causas naturales. Mediante el procedimiento descrito los datos contenidos en los catálogos de sismicidad pueden ser evaluados a fin de contar con una estimación del grado de homogeneidad, los periodos de reporte homogéneo y la extensión de los cambios introducidos artificialmente. Si se tiene confianza en que una anomalía representa una variación natural, el método puede ser empleado para evaluar la localización y posible extensión de la zona afectada.

Es posible efectuar correcciones a una catálogo a fin de optimar la homogeneidad en las magnitudes. Sin embargo se debe tener extrema precaución en el manejo de la información a fin de no introducir errores adicionales. Además, es necesario que las modificaciones que se intro-

duzcan tengan un respaldo analítico y una validez susceptible de ser comprobada por algún otro procedimiento. Existen técnicas que permiten obtener relaciones entre las magnitudes calculadas durante una época comparadas con las obtenidas en otro periodo como la técnica de la "firma de magnitud" (Habermann, 1982) y la técnica del "ajuste de valor b " (Zúñiga y Wyss, 1995), entre otras. Estos métodos se complementan con los presentados en este trabajo, de manera que los cambios observados en la tasa de sismicidad de una región pueden ser evaluados de una forma cuantitativa, sistemática y objetiva.

AGRADECIMIENTOS

Queremos expresar nuestra gratitud a Carlos Valdés y Casiano Jiménez por el apoyo en la depuración de la versión del catálogo del Servicio Sismológico Nacional utilizada en este estudio. Jaime Domínguez nos asistió en el empleo de los datos de la red de Guerrero. El apoyo económico de la D.G.A.P.A. para la estancia sabática de R. Zúñiga en la Universidad de Alaska fue preponderante en la realización de los programas de cómputo que sirvieron de base para el presente estudio. Agradecemos también

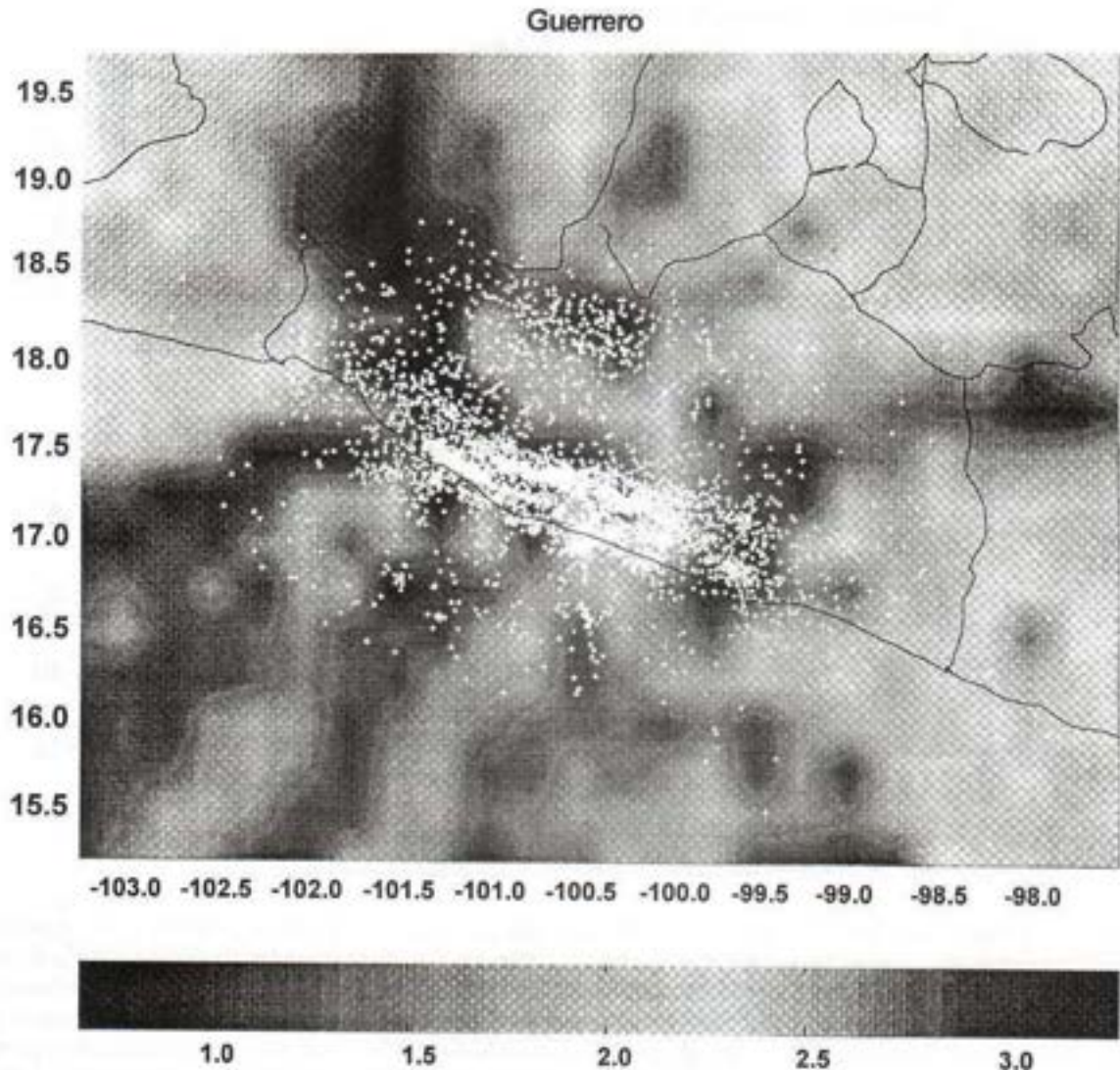


Figura 8. Mapa de valor máximo z para la zona de Guerrero. En este caso se empleó la función LTA con una ventana de 0.5 años de duración. Se pueden distinguir varias zonas de color oscuro que señalan variaciones significativas en la tasa de sismicidad. En particular, la zona de mayor variación se ubica al centro de la región (Latitud 17.25°N , Longitud 100.75°W , aproximadamente).

el apoyo de los Institutos de Geofísica de la UNAM y de la Universidad de Alaska-Fairbanks. Los comentarios de dos árbitros nos ayudaron a describir con mayor claridad varias secciones del manuscrito, así como proporcionaron información de utilidad para estudios subsecuentes.

BIBLIOGRAFIA

- Habermann, R.E., 1982. Consistency of teleseismic reporting since 1963, *Bulletin Seismological Society of America*, 72, 93-112.
- Habermann, R.E., 1983. Teleseismic detection in the Aleutian Island Arc, *Journal of Geophysical Research*, 88, 5056-5064.
- Habermann, R.E., 1988. Precursory seismic quiescence: past, present and future, *Pure and Applied Geophysics*, 126, 279-318.
- Habermann, R.E. and M. Wyss, 1984. Background seismicity rates and precursory seismic quiescence: Imperial Valley, California, *Bulletin Seismological Society of America*, 74, 1743-1755.

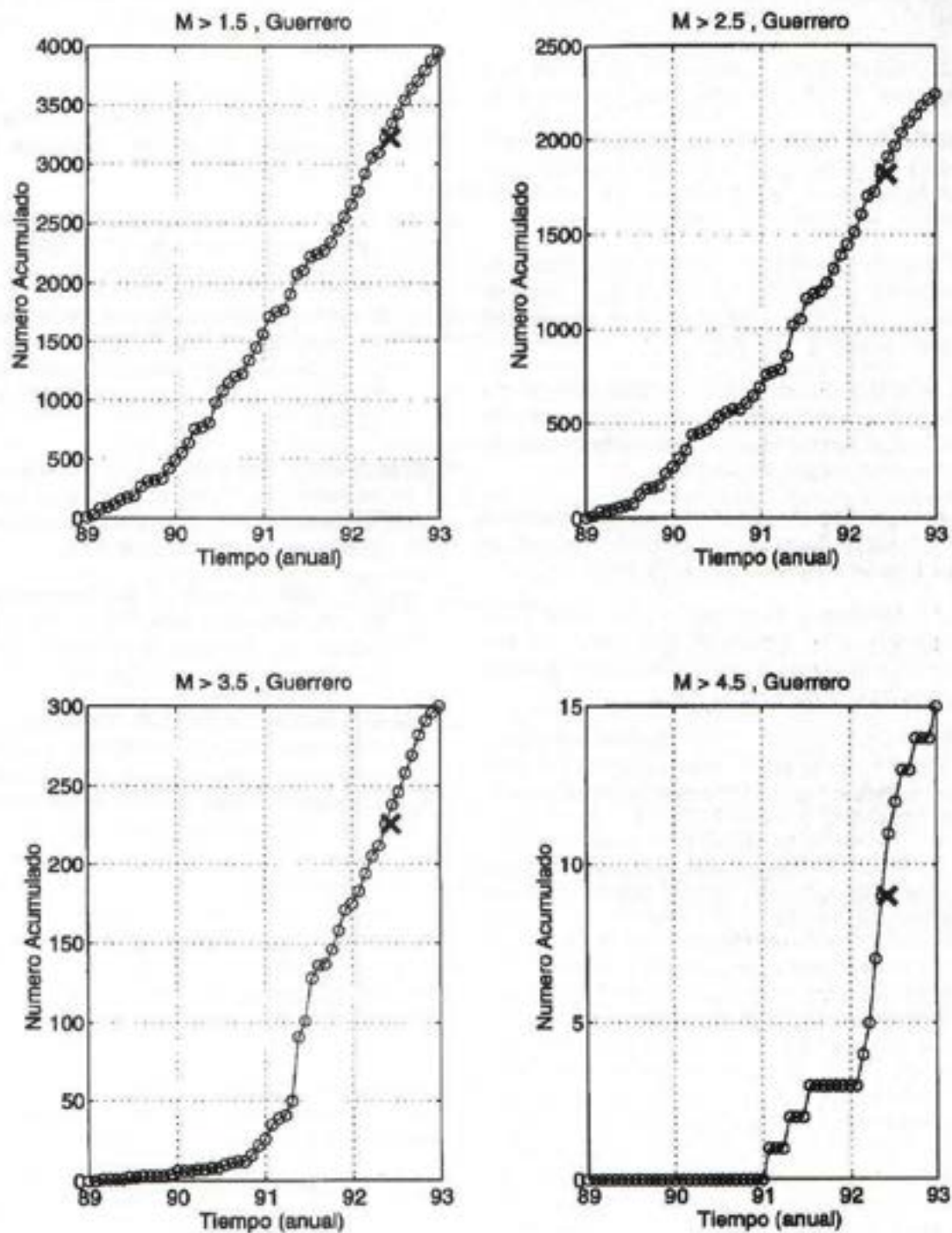


Figura 9. Gráficas de número acumulado contra tiempo, para toda la zona de cobertura de la red, y para diferentes cortes de magnitud.

- Keilis-Borok, V.I., L. Knopoff, I. Rotwain, and C.R. Allen, 1988. Intermediate term prediction of occurrence times of strong earthquakes, *Nature*, 333, 690-694.
- Meyer, S.L., 1975. *Data analysis for scientists and engineers*, 513 pp, John Wiley and Sons, New York.
- Mogi, K., 1969. Some features of recent seismic activity in and near Japan (2): activity before and after great earthquakes, *Bulletin Earthquake Research Institute, Tokyo Univ.* 47, 395-417.
- Ohtake, M., T. Matumoto, and G.V. Latham, 1977. Seismicity gap near Oaxaca, Southern Mexico as a probable precursor to a large earthquake, *Pure and Applied Geophysics*, 115, 375-386.
- Pérez, O.J. and C.H. Scholz, 1984. Heterogeneity of the instrumental seismicity catalog (1904-1980) for strong shallow earthquakes, *Bulletin Seismological Society of America*, 74, 669-686.
- Reasenber, P. A., 1985. Second-order moment of central California seismicity, 1969-1982, *Journal of Geophysical Research*, 90, 5479-5495.
- Suárez, G., T. Monfret, G. Wittlinger, and C. David 1990. Geometry of subduction and depth of the seismogenic zone in the Guerrero gap, Mexico, *Nature*, 345, 336-338.
- Sykes, L.R., and S.C. Jaumé, 1990. Seismic activity on neighboring faults as a long-term precursor to large earthquakes in the San Francisco Bay area, *Nature*, 348, 595-599.
- Varnes, D.J., 1989. Predicting earthquakes by analyzing accelerating precursory seismic activity, *Pure and Applied Geophysics*, 4, 661-686.
- Wesson, R.L. and C. Nicholson 1988. Intermediate-term, pre-earthquake phenomena in California, 1975-1986, and preliminary forecast of seismicity for the next decade, *Pure and Applied Geophysics*, 126, 407-446.
- Wiemer, S. and M. Wyss, 1994. Seismic quiescence before the Landers (M=7.5) and Big Bear (M=6.5) 1992 earthquakes, *Bulletin Seismological Society of America*, 84, 900-916.
- Wiemer, S. and F.R. Zúñiga 1994. ZMAP, a software package to analyze seismicity, *EOS Transactions*, 75, American Geophysical Union, San Fco., California.
- Wyss, M. 1991. Reporting history of the central Aleutians seismograph network and the quiescence preceding the 1986 Andreanof Island earthquake, *Bulletin Seismological Society of America*, 81, 1231-1254.
- Wyss, M., and R.E. Habermann 1988. Precursory quiescence before the August 1982 Stone Canyon, San Andreas fault earthquakes. *Pure and Applied Geophysics*, 126, 333-356.
- Zúñiga, F.R., 1989. A study of the homogeneity of the NOAA earthquake data file in the Mid-America region by the magnitude signature technique, *Geofísica Internacional*, 28, 103-119.
- Zúñiga, F.R. and M. Wyss, 1995. Inadvertent changes in magnitude reported in earthquake catalogs: their evaluation through b- value estimates, *Bulletin Seismological Society of America*, (en prensa).

INFLUENCIA DE LA INTERACCION CINEMATICA EN LOS PARAMETROS DINAMICOS DE SISTEMAS SUELO-ESTRUCTURA

Javier Avilés¹ y Luis E. Pérez-Rocha².

¹ Instituto de Investigaciones Eléctricas, Apdo. 475, Cuernavaca 62000, Morelos.

² Centro de Investigación Sísmica, A. C., Carretera al Ajusco 203, Héroes de Padierna 14200, México, D. F.

RESUMEN

Se sabe que el periodo y amortiguamiento efectivos de un sistema suelo-estructura representan los parámetros dinámicos de un oscilador de reemplazo cuyo cortante basal resonante es igual al de la estructura interactuando con el suelo, para la misma excitación armónica de la base. Al considerar la misma sollicitación para ambos sistemas se están despreciando, automáticamente, los efectos de interacción cinemática. En este trabajo se presentan una solución rigurosa y otra aproximada para tomar en cuenta estos efectos en el periodo y amortiguamiento efectivos de sistemas suelo-estructura. La primera consiste en la determinación exacta de la pseudoaceleración máxima y el periodo resonante del sistema acoplado sometido a la excitación efectiva, los cuales se igualan con los valores correspondientes del oscilador de reemplazo sujeto al movimiento de campo libre. La última consiste en la modificación del periodo y amortiguamiento efectivos del sistema acoplado debidos sólo a la interacción inercial, de forma que el cortante basal resonante del oscilador de reemplazo sometido al movimiento de campo libre en la superficie del terreno sea igual al del sistema acoplado sujeto a la excitación efectiva en la subrasante de la cimentación. Finalmente, se presentan los resultados de un análisis paramétrico que tiene como objeto mostrar la influencia de los parámetros característicos más significativos del problema de interacción suelo-estructura.

INTRODUCCION

Es bien conocido que el alargamiento del periodo fundamental de vibración y el incremento o la reducción del amortiguamiento en estructuras desplantadas sobre terreno blando son producidos por la interacción inercial, debido fundamentalmente a la inercia y elasticidad del sistema suelo-estructura (Veletsos y Meek, 1974). También se sabe que la interacción cinemática reduce la traslación de la cimentación e induce torsión y cabeceo en ella, a la vez que filtra los componentes de alta frecuencia de la excitación, debido esencialmente a la rigidez y geometría de la cimentación (Scanlon, 1976).

Para la mayoría de las estructuras resulta conservador realizar solamente el análisis de interacción inercial, siempre y cuando los efectos debidos a las condiciones de sitio sean considerados en la determinación del movimiento de campo libre en la superficie del terreno, el cual se toma como la excitación efectiva en la subrasante de la cimentación. Aunque este movimiento de control en la superficie libre no tiene componentes de rotación, generalmente es más desfavorable que la excitación efectiva que se obtiene de un análisis de interacción cinemática.

De esta forma, los efectos inerciales se acostumbra considerarlos mediante la utilización de espectros de sitio

derivados de movimientos de campo libre en la superficie del terreno, en conjunto con el periodo y amortiguamiento efectivos del sistema suelo-estructura obtenidos del análisis de interacción inercial (Jennings y Bielak, 1973). En tanto que los efectos cinemáticos suelen despreciarse debido a la complejidad del análisis de interacción cinemática.

En este trabajo se presentan una solución rigurosa y otra aproximada de aplicación práctica para considerar los efectos de interacción cinemática en términos de los efectos de interacción inercial, las cuales consisten esencialmente en la modificación del periodo y amortiguamiento efectivos del sistema suelo-estructura debidos sólo a la interacción inercial, de suerte que el cortante basal resonante del oscilador de reemplazo con apoyo rígido sujeto al movimiento de campo libre en la superficie del terreno sea igual al del sistema acoplado sometido al movimiento efectivo en la base de la cimentación. El periodo y amortiguamiento efectivos así modificados resultan de gran utilidad cuando se recurre a los métodos estático y dinámico de análisis sísmico, a fin de evaluar los efectos de interacción en el modo fundamental de vibración.

Con objeto de verificar la validez de la solución aproximada, se calculan espectros de sitio con efectos de interacción aplicables al oscilador de reemplazo con apoyo rígido, para varios sitios característicos del valle de México, los cuales se calibran con los obtenidos por medio de un

análisis estándar en el dominio de la frecuencia del sistema acoplado. El acuerdo entre los espectros de respuesta exactos y aproximados resulta ser muy bueno para fines prácticos. Además, con base en la solución exacta, se realiza un análisis paramétrico que tiene como objeto mostrar la influencia de los parámetros característicos más significativos del problema de interacción suelo-estructura.

FORMULACION DEL PROBLEMA DE INTERACCION

Para considerar los efectos de interacción puede emplearse un enfoque simplificado que consiste en reemplazar el periodo y amortiguamiento del modo fundamental de la estructura con base rígida por el periodo y amortiguamiento efectivos del sistema suelo-estructura debidos tanto a la interacción inercial como a la interacción cinemática. Con estos parámetros efectivos puede entonces recurrirse a espectros de respuesta de campo libre sin efectos de interacción, a fin de obtener los coeficientes sísmicos de diseño.

Para estructuras con varios grados de libertad que en su condición de base rígida responden esencialmente como un oscilador elemental y depósitos de suelo estratificado que se comportan fundamentalmente como un estrato simple, el sistema suelo-estructura puede idealizarse como se muestra en la Figura 1. La cimentación se supone rígida y tiene dos grados de libertad, uno en traslación lateral y otro en rotación vertical. Este modelo de interacción es apropiado para determinar los efectos inerciales y cinemáticos en el modo fundamental de vibración; la contribución de los modos superiores puede evaluarse con procedimientos estándar despreciando estos efectos.

Los parámetros del oscilador elemental deben interpretarse como los parámetros modales de la estructura con base rígida vibrando en su modo fundamental, esto es: T_s y ζ_s , son respectivamente el periodo y amortiguamiento del modo fundamental, M_s es la masa efectiva que participa en dicho modo y H_s la altura efectiva de la resultante de las fuerzas de inercia correspondientes (Avilés et al., 1992). Por su parte, los parámetros T_s y β_s del estrato simple deben interpretarse respectivamente como el periodo dominante de vibración y la velocidad efectiva de propagación, en ondas de cortante, del depósito de suelo (Avilés y Pérez-Rocha, 1992). Además, M_c es la masa de la cimentación, J_c el momento de inercia de dicha masa con respecto al eje de rotación de la base y D la profundidad de desplante de la cimentación.

El periodo y amortiguamiento efectivos con efectos de interacción cinemática se pueden determinar resolviendo

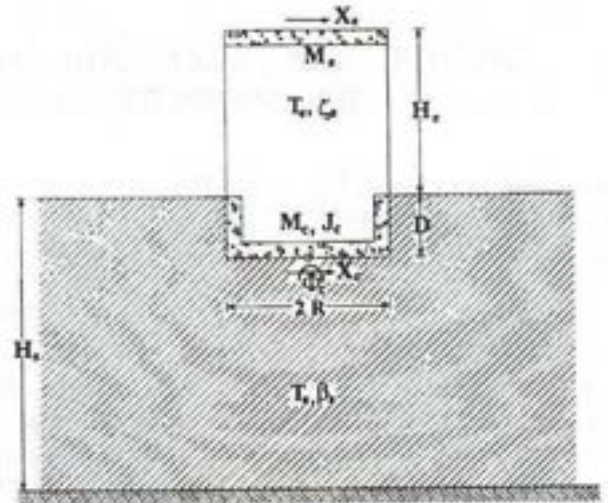


Figura 1. Sistema suelo-estructura para el modo fundamental.

aproximada o rigurosamente las ecuaciones de equilibrio dinámico del sistema suelo-estructura sometido a la excitación efectiva en la base de la cimentación. Considérense como grados de libertad del sistema acoplado la deformación de la estructura, X_s , así como la traslación y rotación relativas de la base de la cimentación, X_c y Φ_c , con respecto a la traslación y rotación efectivas, X_g y Φ_g , respectivamente. En estas condiciones, la ecuación matricial de equilibrio dinámico del sistema acoplado en el dominio de la frecuencia resulta ser

$$[K_s + i\omega C_s - \omega^2 M_s] \{X_s\} = -\ddot{X}_g \{H_s M_s + H_s J_s\} \quad (1)$$

donde $X_s = \{X_s, X_c, \Phi_c\}^T$ es el vector de coordenadas generalizadas del sistema acoplado, ω con la frecuencia de excitación e i la unidad imaginaria. Las funciones de transferencia para los componentes de traslación y rotación de la excitación efectiva son $H_h(\omega) = \ddot{X}_g(\omega) / \ddot{X}_g(\omega)$ y $H_r(\omega) = \ddot{\Phi}_g(\omega) / \ddot{X}_g(\omega)$, respectivamente, siendo X_g el movimiento de control en la superficie del terreno. Además, M_s y J_s son los vectores de carga

$$M_s = \begin{Bmatrix} M_s \\ M_s + M_c \\ M_s(H_s + D) + M_c D / 2 \end{Bmatrix} \quad (2)$$

$$J_s = \begin{Bmatrix} M_s(H_s + D) \\ M_s(H_s + D) + M_c D / 2 \\ M_s(H_s + D)^2 + J_c \end{Bmatrix} \quad (3)$$

mientras que M_s, C_s y K_s , son respectivamente las matrices de masa, amortiguamiento y rigidez del sistema acoplado, las cuales tienen las siguientes formas:

$$M_s = \begin{bmatrix} M_s & M_s & M_s(H_s+D) \\ M_s & M_s+M_s & M_s(H_s+D)+M_s D/2 \\ M_s(H_s+D) & M_s(H_s+D)+M_s D/2 & M_s(H_s+D)^2+J_s \end{bmatrix} \quad (4)$$

$$C_s = \begin{bmatrix} C_s & 0 & 0 \\ 0 & C_s & C_{sr} \\ 0 & C_{sr} & C_r \end{bmatrix} \quad (5)$$

$$K_s = \begin{bmatrix} K_s & 0 & 0 \\ 0 & K_s & K_{sr} \\ 0 & K_{sr} & K_r \end{bmatrix} \quad (6)$$

En estas expresiones, $K_s = 4\pi^2 M_s / T_s^2$ y $C_s = 4\pi \zeta_s M_s / T_s$ son la rigidez y el amortiguamiento de la estructura, respectivamente. El suelo se reemplaza por funciones de impedancia, lo que implica el uso de resortes lineales y amortiguadores viscosos dependientes de la frecuencia de excitación (Avilés y Pérez-Rocha, 1992), esto es: K_h y C_h son la rigidez y el amortiguamiento del suelo en el modo de traslación de la cimentación, K_r y C_r la rigidez y el amortiguamiento del suelo en el modo de rotación de la cimentación y $K_{hr} = K_{rh}$ y $C_{hr} = C_{rh}$ la rigidez y el amortiguamiento acoplados del suelo; las rigideces dinámicas del suelo se calculan mediante el empleo de una cimentación circular equivalente de radio R .

FUNCIONES DE IMPEDANCIA DEL SUELO

Las rigideces dinámicas o funciones de impedancia del suelo se acostumbra expresar mediante la función compleja (Gazetas, 1983)

$$\tilde{K}_m = K_m^0 (k_m(\eta) + i\eta c_m(\eta)) (1 + i2\zeta_s); m = h, r, rh \quad (7)$$

donde K_m^0 es la rigidez estática, k_m y c_m , son respectivamente los coeficientes de rigidez y amortiguamiento dependientes de la frecuencia adimensional $\eta = \omega R / \beta_s$ y ζ_s es el amortiguamiento del suelo.

Como la función de impedancia del suelo se define alternativamente por medio de la expresión compleja (Gazetas, 1983)

$$\tilde{K}_m = K_m(\omega) + i\omega C_m(\omega); m = h, r, rh \quad (8)$$

el resorte y amortiguador equivalentes del suelo, en términos de los coeficientes de rigidez y amortiguamiento, resultan ser iguales a

$$K_m = K_m^0 (K_m - 2\zeta_s \eta c_m); m = h, r, rh \quad (9)$$

$$\omega C_m = K_m^0 (\eta c_m + 2\zeta_s k_m); m = h, r, rh \quad (10)$$

Las rigideces estáticas así como los coeficientes de rigidez y amortiguamiento para los modos de traslación, rotación y acoplamiento de cimentaciones circulares enterradas en un estrato viscoelástico con base rígida se pueden obtener a partir de una base de datos para funciones de impedancia rigurosas elaborada por Avilés y Pérez-Rocha (1992), empleando un eficiente método de elemento finito desarrollado por Tassoulas y Kausel (1983).

EXCITACION EFECTIVA EN LA CIMENTACION

El problema de la interacción cinemática consiste en la determinación de la excitación efectiva en la subrasante de la cimentación, supuesta carente de masa, ante el movimiento de control en la superficie del terreno. Las amplitudes y fases de las funciones de transferencia de la excitación efectiva dependen del tipo de ondas incidentes y el ángulo de incidencia. Para ondas de cortante con incidencia vertical, las fases generalmente se ignoran y las amplitudes usualmente se aproximan como (Kausel et al., 1978):

$$H_s(\omega) = \begin{cases} \cos \frac{\omega D}{\beta_s} & \text{si } \omega \leq 1.1\beta_s / D \\ 0.453 & \text{si } \omega > 1.1\beta_s / D \end{cases} \quad (11)$$

$$H_r(\omega) = \begin{cases} \frac{0.257}{R} \left(1 - \cos \frac{\omega D}{\beta_s} \right) & \text{si } \omega \leq (\pi/2)\beta_s / D \\ \frac{0.257}{R} & \text{si } \omega > (\pi/2)\beta_s / D \end{cases} \quad (12)$$

En cimentaciones superficiales se tiene que $D=0$, lo que implica que $H_h=1$ y $H_r=0$ y por lo que en este caso no tiene lugar la interacción cinemática.

SOLUCION RIGUROSA DEL PROBLEMA DE INTERACCION

Se sabe que el periodo y amortiguamiento efectivos de un sistema suelo-estructura representan los parámetros dinámicos de un oscilador de reemplazo con apoyo rígido cuyo cortante basal resonante es igual al de la estructura interactuando con el suelo, para la misma excitación armónica de la base. Al considerar la misma sollicitación para ambos sistemas se están despreciando, automáticamente, los efectos de interacción cinemática. Para tomarlos en cuenta en el periodo y amortiguamiento efectivos, es necesario determinar la pseudoaceleración máxima y el

período resonante del sistema acoplado (Figura 2) sometido a la excitación efectiva que ocurre en la base de la cimentación, los cuales se igualan con los valores correspondientes del oscilador de reemplazo con apoyo rígido (Figura 3) sujeto al movimiento de control que ocurre en la superficie del terreno.

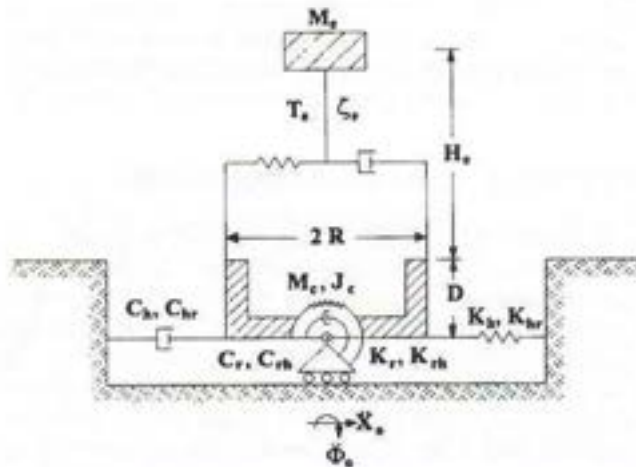


Figura 2. Sistema acoplado sometido a la excitación efectiva

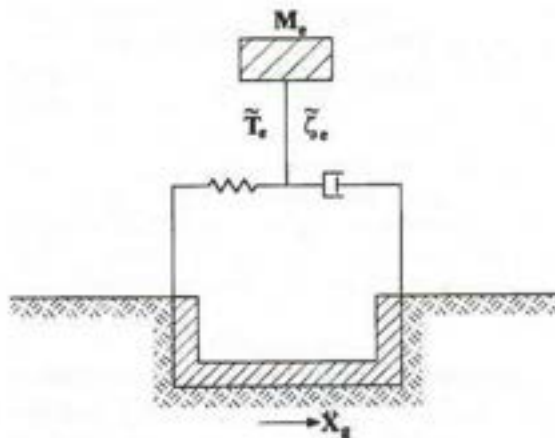


Figura 3. Oscilador de reemplazo sujeto al movimiento de control

Resolviendo la ec 1 se puede encontrar la función de transferencia del sistema acoplado para la pseudoaceleración estructural definida como $H = \omega^2 X_s / \ddot{X}_s$, siendo ω la frecuencia fundamental de la estructura con base rígida. La posición y magnitud del pico resonante de la función de transferencia así obtenida están asociadas con el período y amortiguamiento efectivos, respectivamente.

Iguando las pseudoaceleraciones máximas y los periodos resonantes del sistema acoplado y el oscilador de reemplazo, sin despreciar los términos de

amortiguamiento de segundo orden, el amortiguamiento efectivo resulta ser

$$\tilde{\zeta}_s = \frac{1}{2} \left(1 - \left(\frac{H_{res}^2 - 1}{H_{res}^2} \right)^{1/2} \right) \quad (13)$$

mientras que el período efectivo es igual a

$$\tilde{T}_s = \left(1 - 2\tilde{\zeta}_s^2 \right)^{1/2} T_{res} \quad (14)$$

donde T_{res} representa el período resonante y H_{res} expresa la correspondiente pseudoaceleración máxima.

ANÁLISIS PARAMETRICO

La interacción suelo-estructura depende de numerosos parámetros característicos tanto del suelo como de la estructura, los cuales conviene normalizarlos como se indica a continuación:

1. Relación de masas entre la cimentación y la estructura, $m = M_c / M_s$.
2. Relación de momentos de inercia de masa entre la cimentación y la estructura, $j = J_c / (M_c (H_c + D)^2)$.
3. Densidad relativa de la estructura con respecto al suelo, $\gamma = M_c / (\rho_s \pi R^2 H_c)$, siendo ρ_s la densidad del suelo.
4. Profundidad relativa del depósito de suelo, H_s / R .
5. Profundidad de desplante relativa de la cimentación, D / R .
6. Relación de esbeltez de la estructura, H_c / R .
7. Rigidez relativa de la estructura con respecto al suelo, $k = (H_s T_s) / (H_c T_c)$.

En vista de que m , j y γ no tienen influencia significativa en la respuesta estructural (Avilés et al., 1992), estos parámetros característicos se fijaron en los siguientes valores representativos para edificios y suelos típicos: $m=0.2$, $j=0.05$ y $\gamma=0.15$. Asimismo, los coeficientes de amortiguamiento para el suelo y la estructura se tomaron como $\zeta_s = \zeta_c = 0.05$, el cual es un valor convencional aplicable en situaciones prácticas.

Los parámetros característicos que influyen significativamente en los parámetros dinámicos de sistemas suelo-estructura son ν_s (módulo de Poisson), H_s / R , D / R , H_c / R y k . En las Figuras i. j. ($i=1-3$, $j=1-4$) se presentan periodos y amortiguamientos efectivos con efectos

cinemáticos e inerciales, para sistemas acoplados con $v_i = 1/3$ ($i=1$), 0.45 ($i=2$) y $1/2$ ($i=3$) así como $H/R = 3$ ($j=1$), 4 ($j=2$), 6 ($j=3$) y 10 ($j=4$); en cada figura aparecen resultados para $D/R = 1/2$, $3/4$ y 1 , en renglones, así como $H_e/R = 2$ (-), 3 , 4 y 5 (---). Los periodos efectivos están normalizados con respecto al periodo fundamental correspondiente a la estructura con base rígida asociada. El intervalo de variación de k se estableció entre 0 y 2, con lo que se cubre la mayor parte de sistemas acoplados reales.

De la misma forma que cuando no se toma en cuenta la interacción cinemática, el periodo efectivo crece con la esbeltez de la estructura mientras que el amortiguamiento efectivo se reduce con ella, este último puede llegar a ser menor que el amortiguamiento estructural que se tiene en la condición de base rígida. Asimismo, los efectos de la profundidad de desplante de la cimentación se traducen en incrementos en el amortiguamiento efectivo y reducciones en el periodo efectivo, a medida que aumenta el enterramiento del cimientto.

La influencia de la profundidad del depósito de suelo en el amortiguamiento efectivo es extremadamente importante. Puede verse que la capacidad de amortiguamiento de la cimentación se incrementa notablemente con el espesor del estrato, de suerte que el amortiguamiento efectivo para cimentaciones en depósitos superficiales resulta ser mucho menor que para cimentaciones en depósitos profundos. Por su parte, el comportamiento del periodo efectivo es prácticamente insensible a las variaciones en el espesor del estrato.

SOLUCION APROXIMADA DEL PROBLEMA DE INTERACCION

Aquí se propone una forma de considerar la interacción cinemática que consiste en la modificación del periodo y amortiguamiento efectivos del sistema suelo-estructura, debidos solamente a la interacción inercial, de modo que el cortante basal resonante del oscilador de reemplazo con apoyo rígido sujeto al movimiento de campo libre en la superficie del terreno sea igual al del sistema acoplado sometido al movimiento efectivo en la subrasante de la cimentación, para excitación armónica con amplitud constante. La ventaja práctica de este enfoque es que la respuesta estructural con efectos cinemáticos e inerciales se puede obtener a partir de espectros de respuesta de campo libre sin efectos de interacción. Esta forma de proceder es congruente con la manera en la que se definen los espectros de diseño en las normas sísmicas.

Para fines de ingeniería, la respuesta del sistema suelo-estructura puede aproximarse despreciando la influencia de la masa de la cimentación M_c y su momento de inercia J_c así como el efecto de la rigidez K_{hr} y el amortiguamiento C_{hr} acoplados del suelo. En estas condiciones, la ec 1 toma la siguiente forma simplificada

$$\begin{bmatrix} K_s & 0 & 0 \\ 0 & K_s & 0 \\ 0 & 0 & K_s \end{bmatrix} + i\omega \begin{bmatrix} C_s & 0 & 0 \\ 0 & C_s & 0 \\ 0 & 0 & C_s \end{bmatrix} - \omega^2 \begin{bmatrix} M_s & M_s & M_s(H_s+D) \\ M_s & M_s & M_s(H_s+D) \\ M_s(H_s+D) & M_s(H_s+D) & M_s(H_s+D)^2 \end{bmatrix} \begin{Bmatrix} X_s \\ X_s \\ \Phi_s \end{Bmatrix} = -\ddot{X}_g \left\{ H_s \begin{bmatrix} M_s \\ M_s \\ M_s(H_s+D) \end{bmatrix} + H_r \begin{bmatrix} M_s(H_s+D) \\ M_s(H_s+D) \\ M_s(H_s+D)^2 \end{bmatrix} \right\} \quad (15)$$

Resolviendo este sistema complejo de ecuaciones algebraicas, se puede encontrar que la pseudoaceleración estructural es igual a

$$\omega^2 X_s = -\ddot{X}_g (H_s + (H_s+D)H_r) \cdot \left[1 + i2\zeta_s' - \frac{\omega^2}{\omega_s^2} - \frac{\omega^2}{\omega_s^2} \frac{\Delta_h}{1+4\zeta_s'^2} - \frac{\omega_s}{\omega^2} \frac{\Delta_r}{1+4\zeta_s'^2} \right]^{-1} \quad (16)$$

con $\Delta_h = 1 + 4\zeta_s' \zeta_h + i2(\zeta_s' - \zeta_h)$, $\Delta_r = 1 + 4\zeta_s' \zeta_r + i2(\zeta_s' - \zeta_r)$ y $\zeta_s' = (\omega/\omega_s) \zeta_s$, siendo ζ_s el amortiguamiento viscoso de la estructura con base rígida. Además, las frecuencias naturales ω_h y ω_r correspondientes a la traslación y rotación, respectivamente, de la estructura supuesta rígida se definen como

$$\omega_h^2 = \frac{K_s}{M_s} \quad (17)$$

$$\omega_r^2 = \frac{K_s}{M_s(H_s+D)^2} \quad (18)$$

mientras que los amortiguamientos viscosos del suelo ζ_h y ζ_r en los modos de traslación y rotación de la cimentación, respectivamente, se definen como

$$\zeta_h = \frac{\omega C_s}{2K_s} \quad (19)$$

$$\zeta_r = \frac{\omega C_s}{2K_s} \quad (20)$$

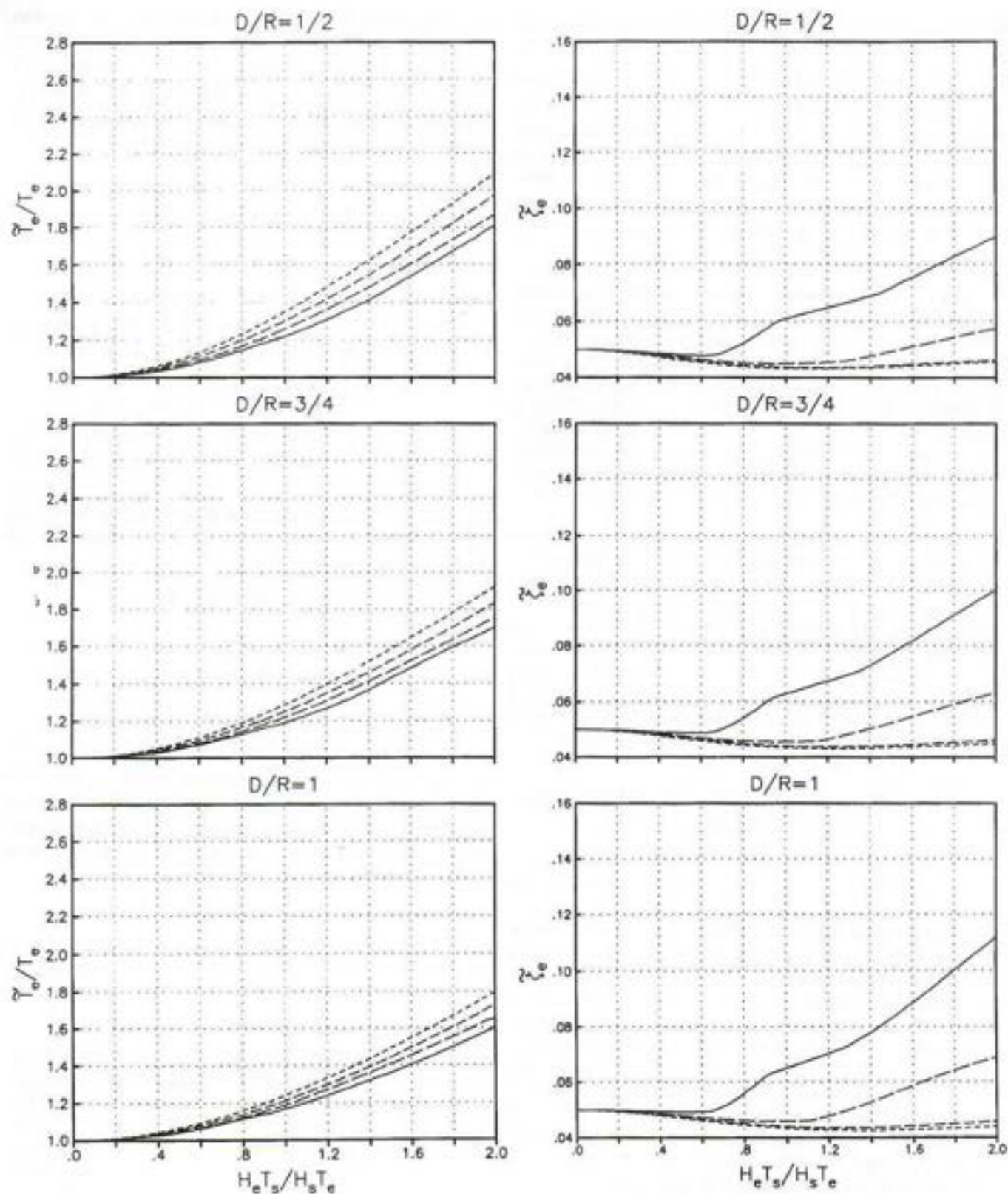


Figura 1.1. Periodos y amortiguamientos efectivos para $\nu_s=1/3$ y $H/R=3$.

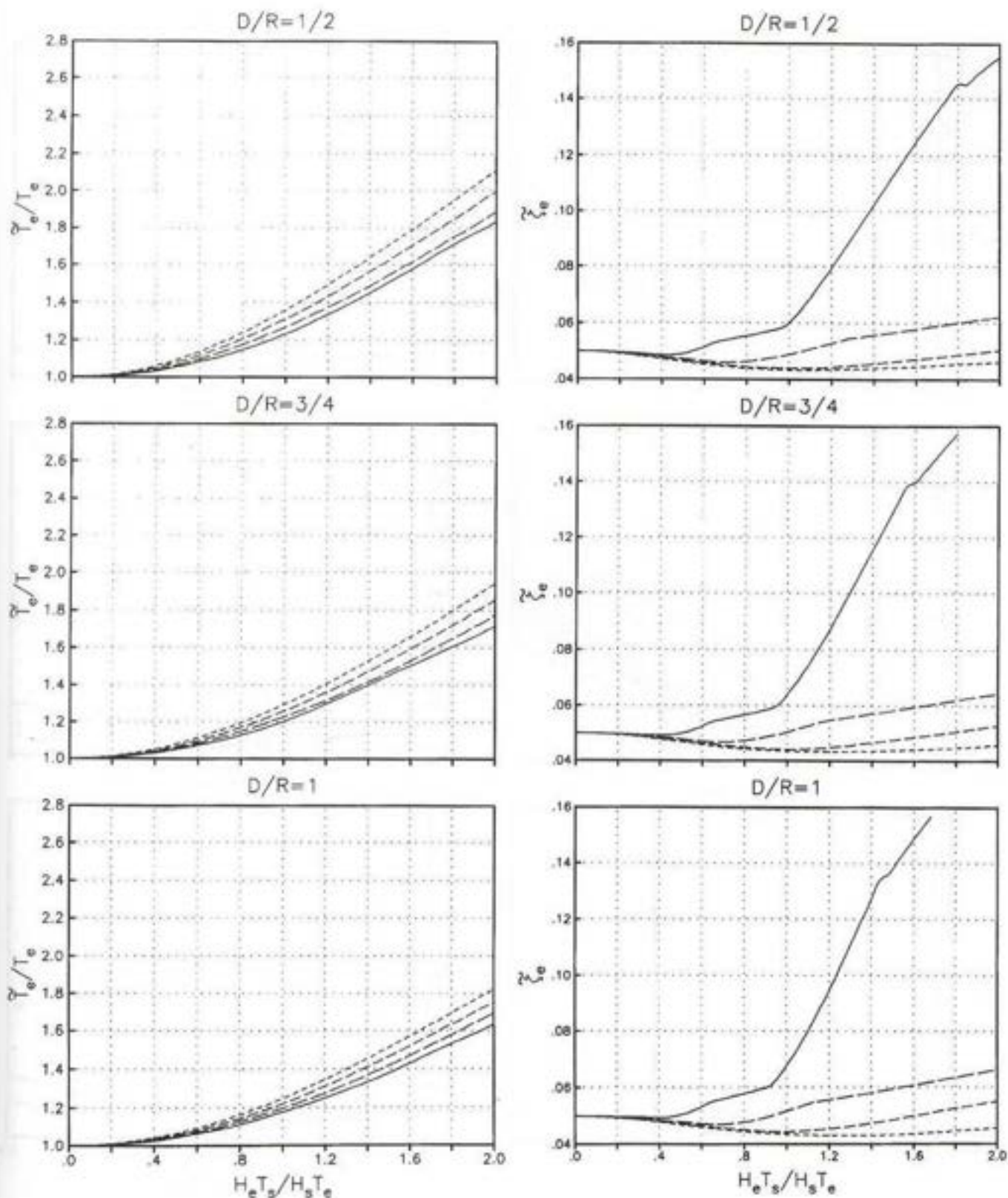


Figura 1.2. Periodos y amortiguamientos efectivos para $v_s = 1/3$ y $H_f/R=4$.

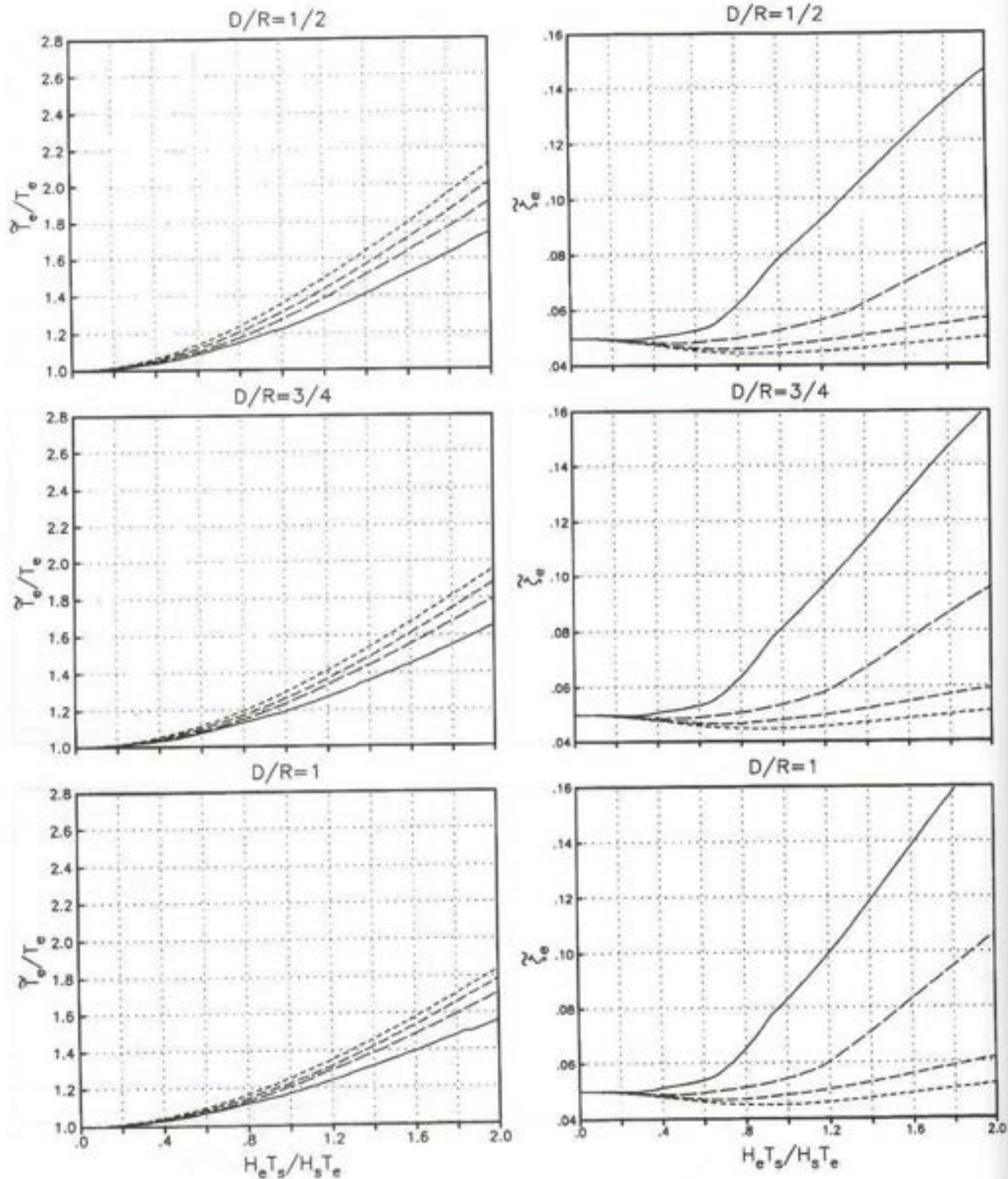


Figura 1.3. Periodos y amortiguamientos efectivos para $\nu_s=1/3$ y $H/R=6$.

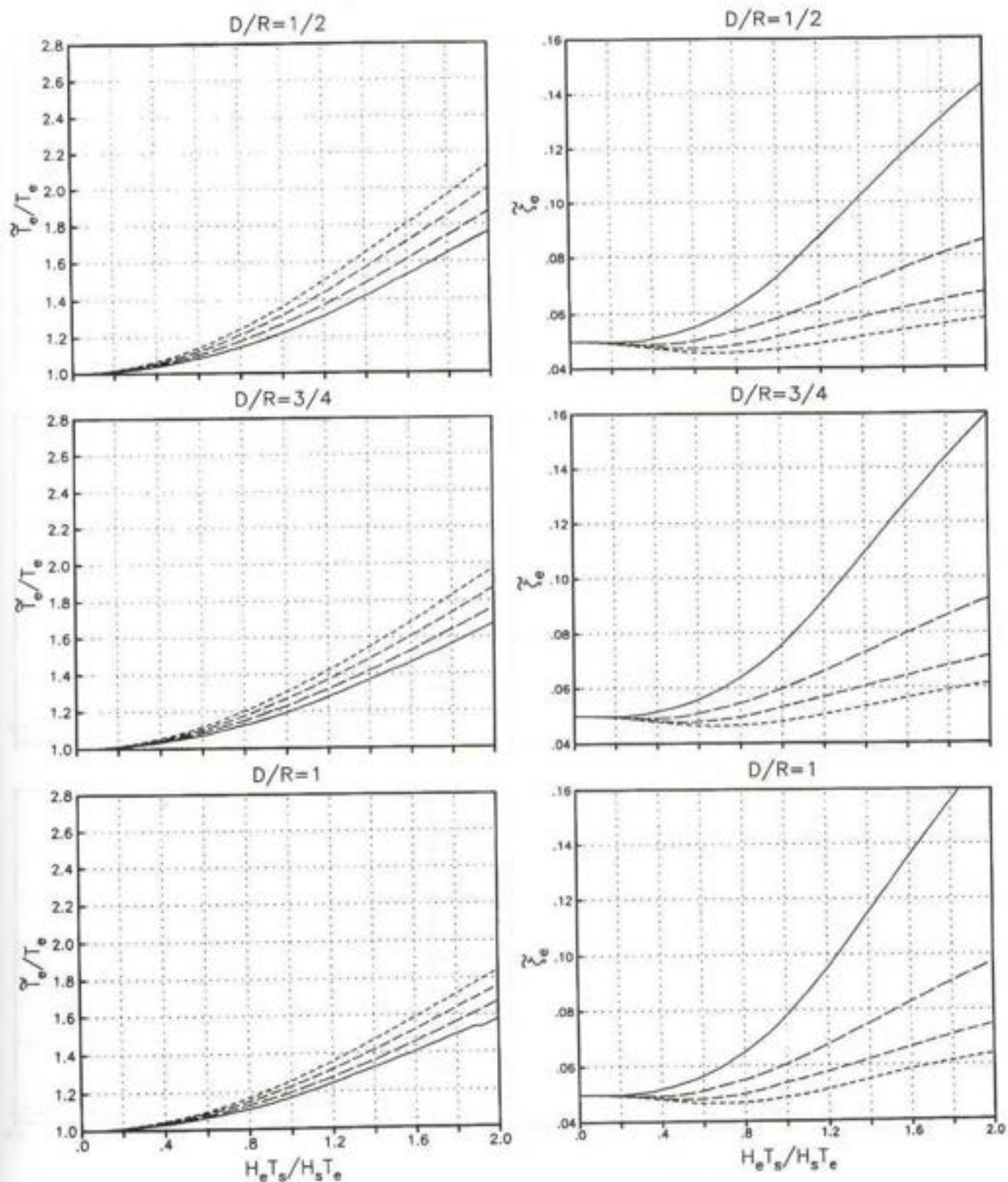


Figura 1.4. Periodos y amortiguamientos efectivo para $\nu_s = 1/3$ y $H/R = 10$.

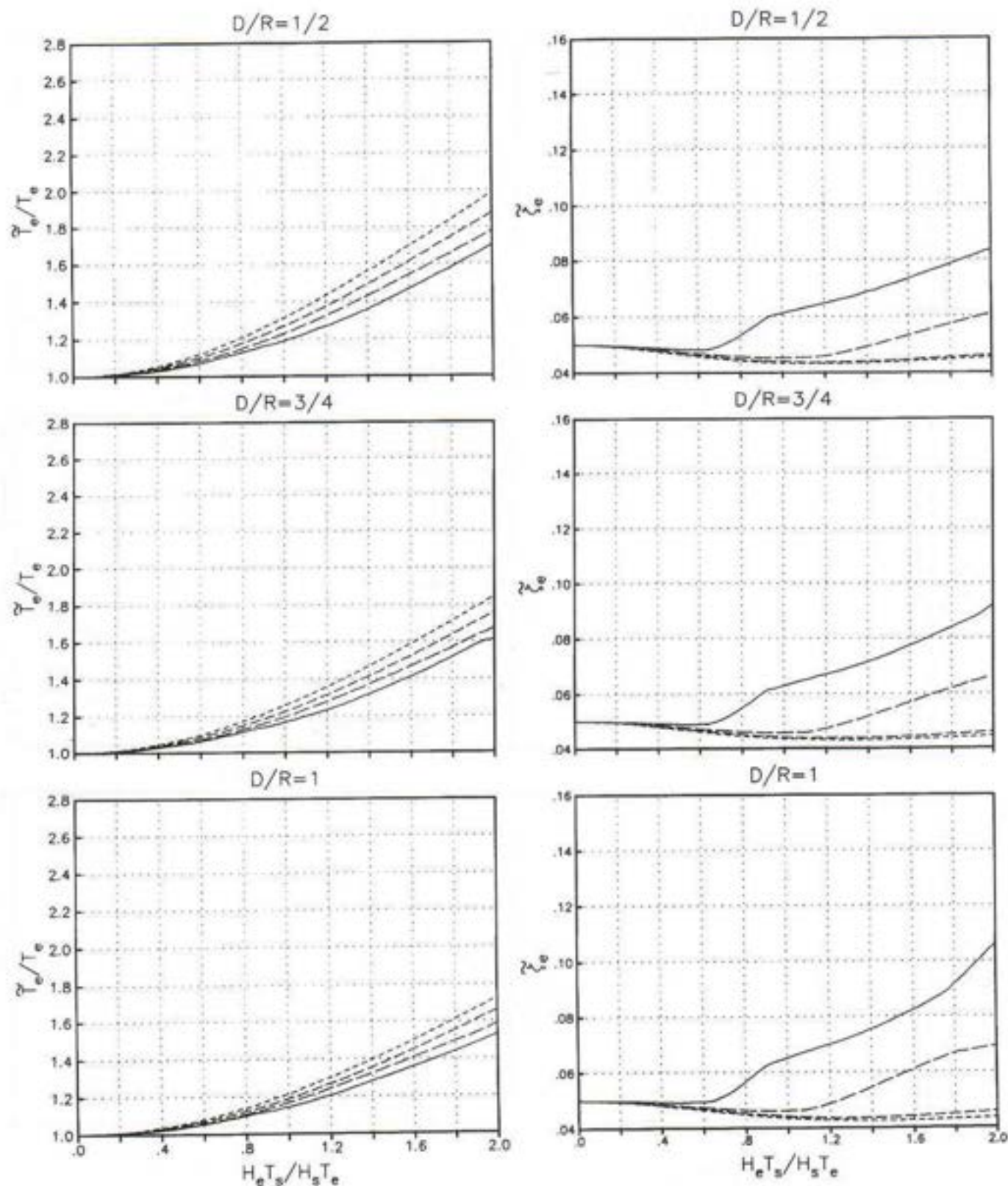


Figura 2.1. Periodos y amortiguamientos efectivos para $\nu_s=0.45$ y $H/R=3$.

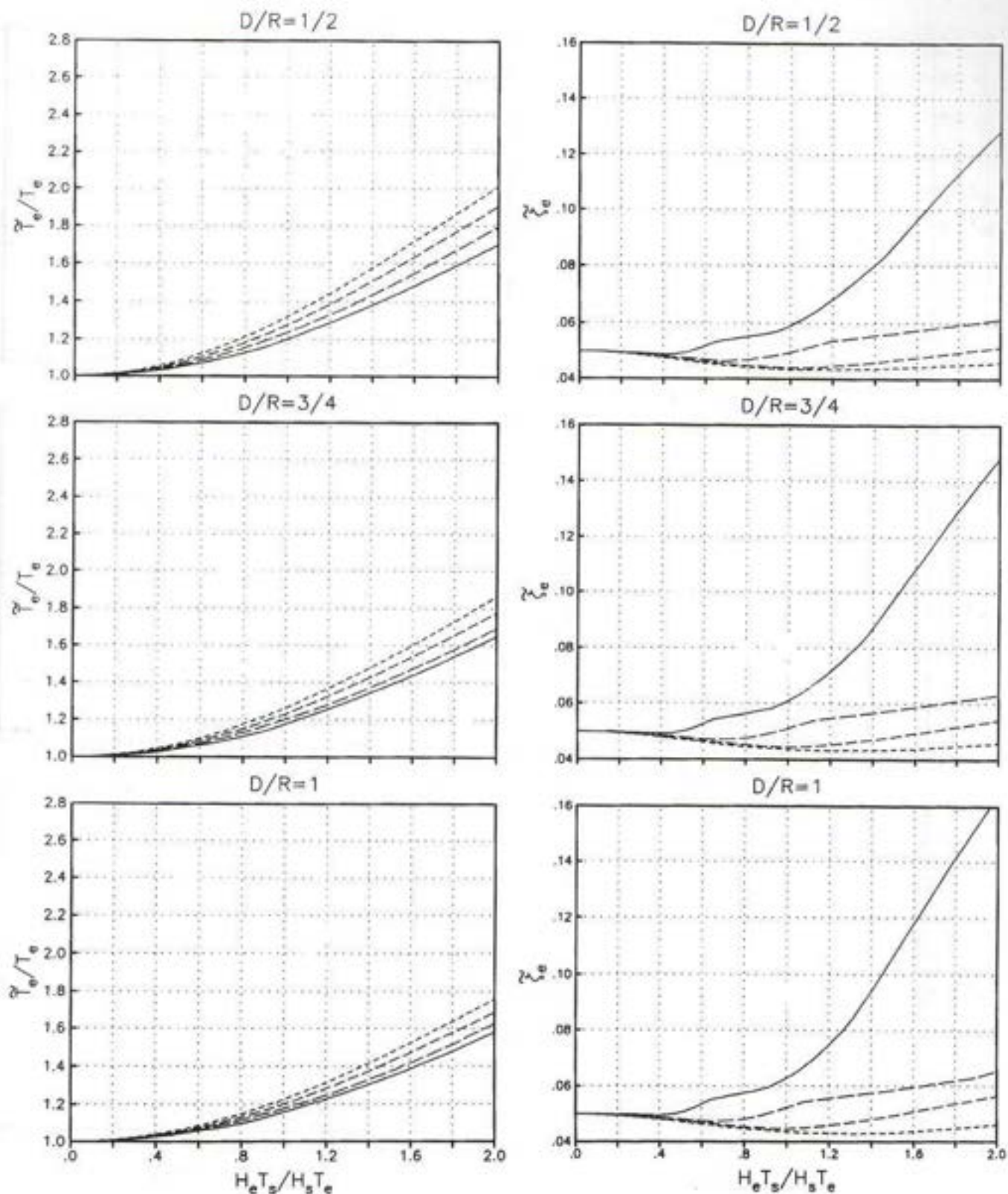


Figura 2.2. Periodos y amortiguamientos efectivos para $\nu_s = 0.45$ y $H_s/R = 4$

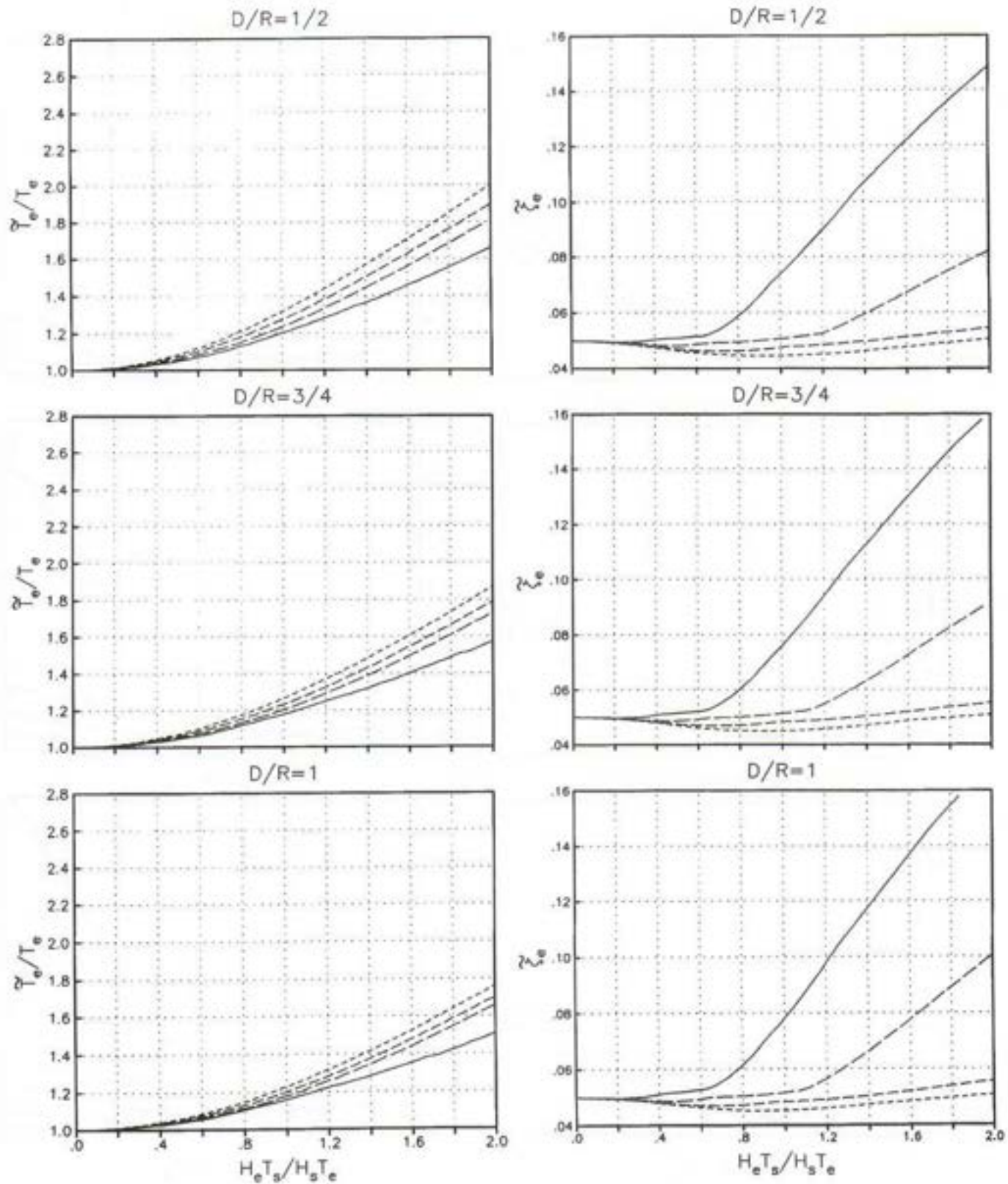


Figura 2.3. Periodos y amortiguamientos efectivos para $\nu_s=0.45$ y $H/R=6$.

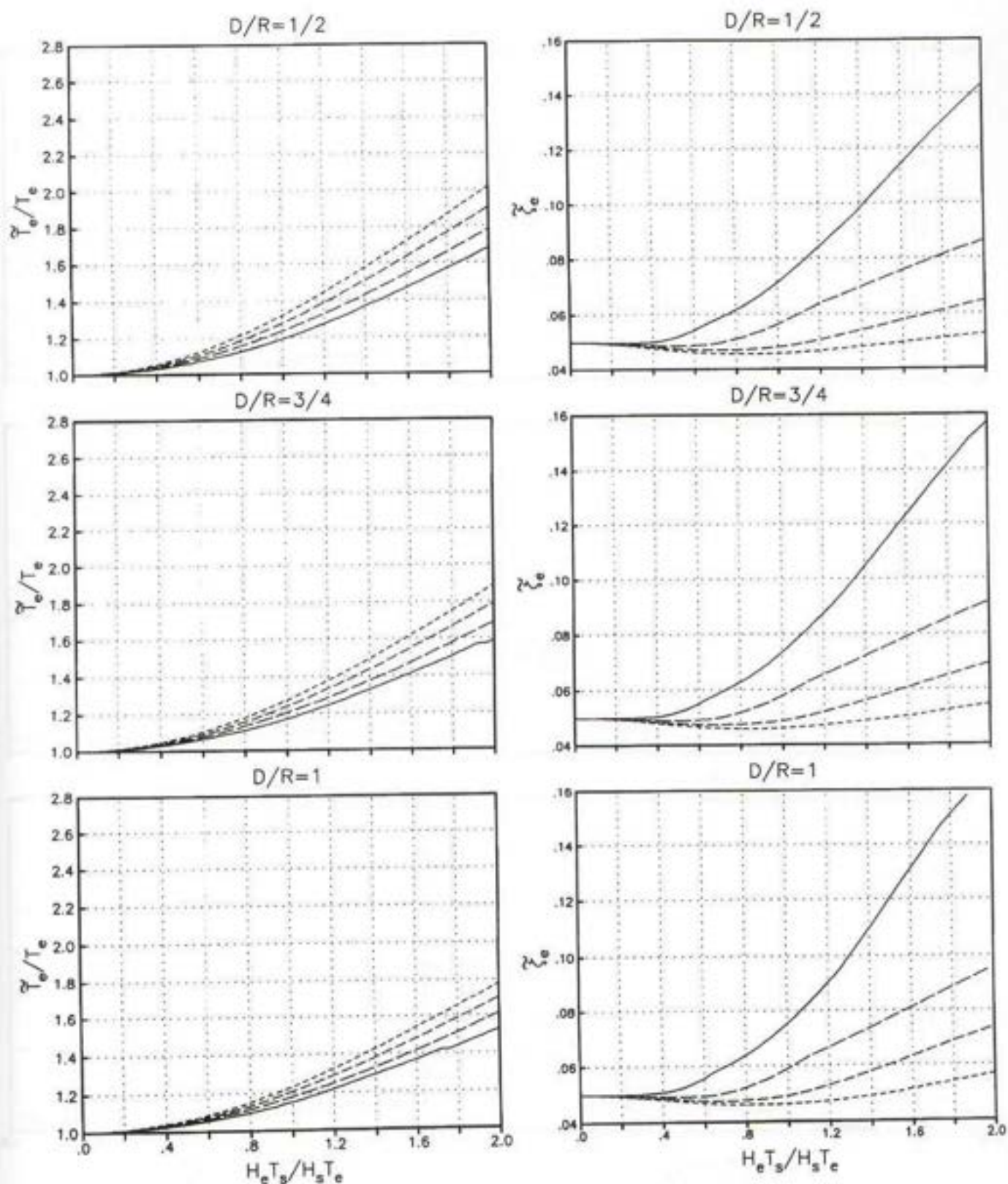


Figura 2.4. Periodos y amortiguamientos efectivos para $v_s=0.45$ y $H_f/R=10$.

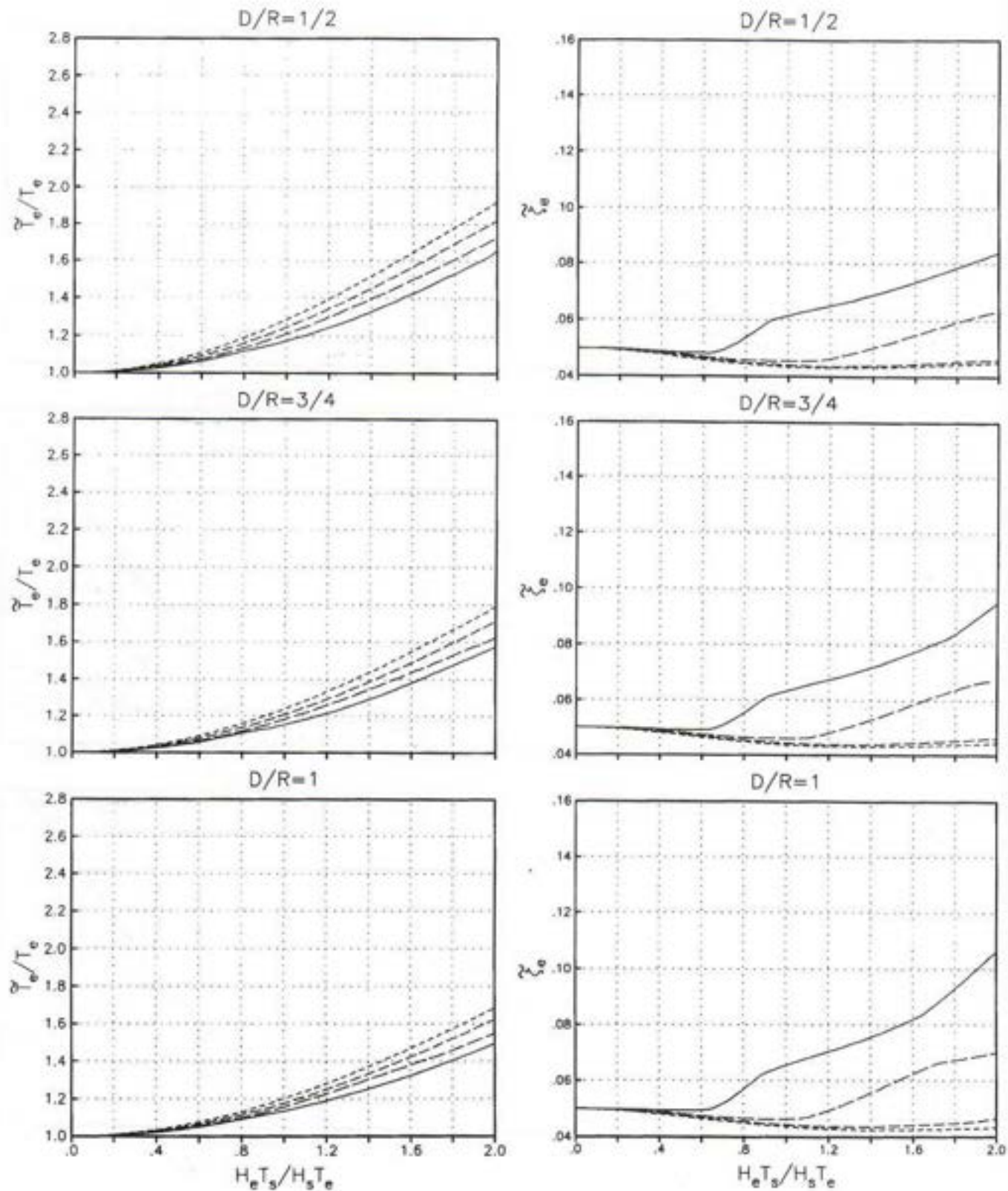


Figura 3.1. Periodos y amortiguamientos efectivos para $\nu_s=1/2$ y $H/R=3$.

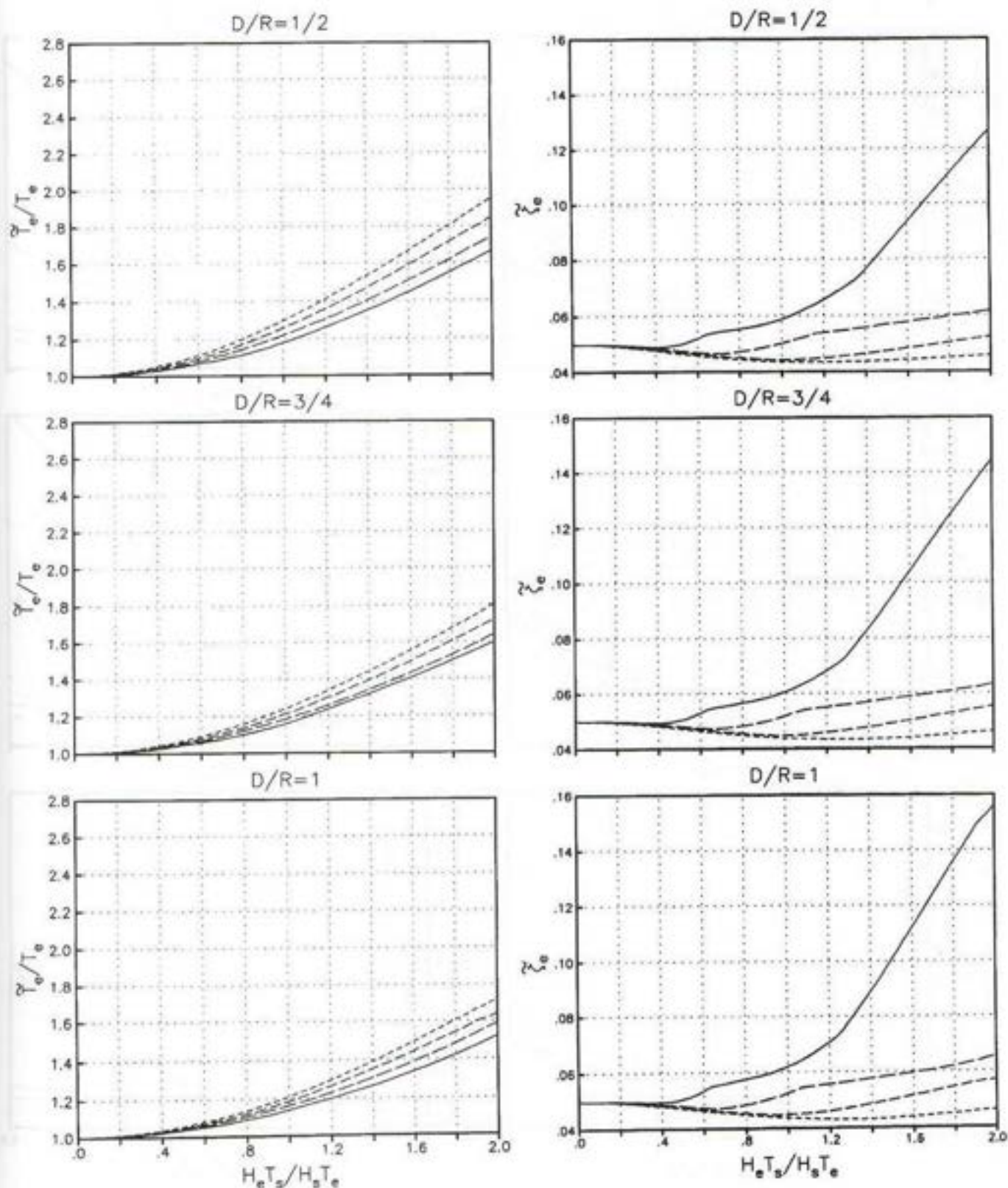


Figura 3.2. Periodos y amortiguamientos efectivos para $\nu_s = 1/2$ y $H_f/R = 4$.

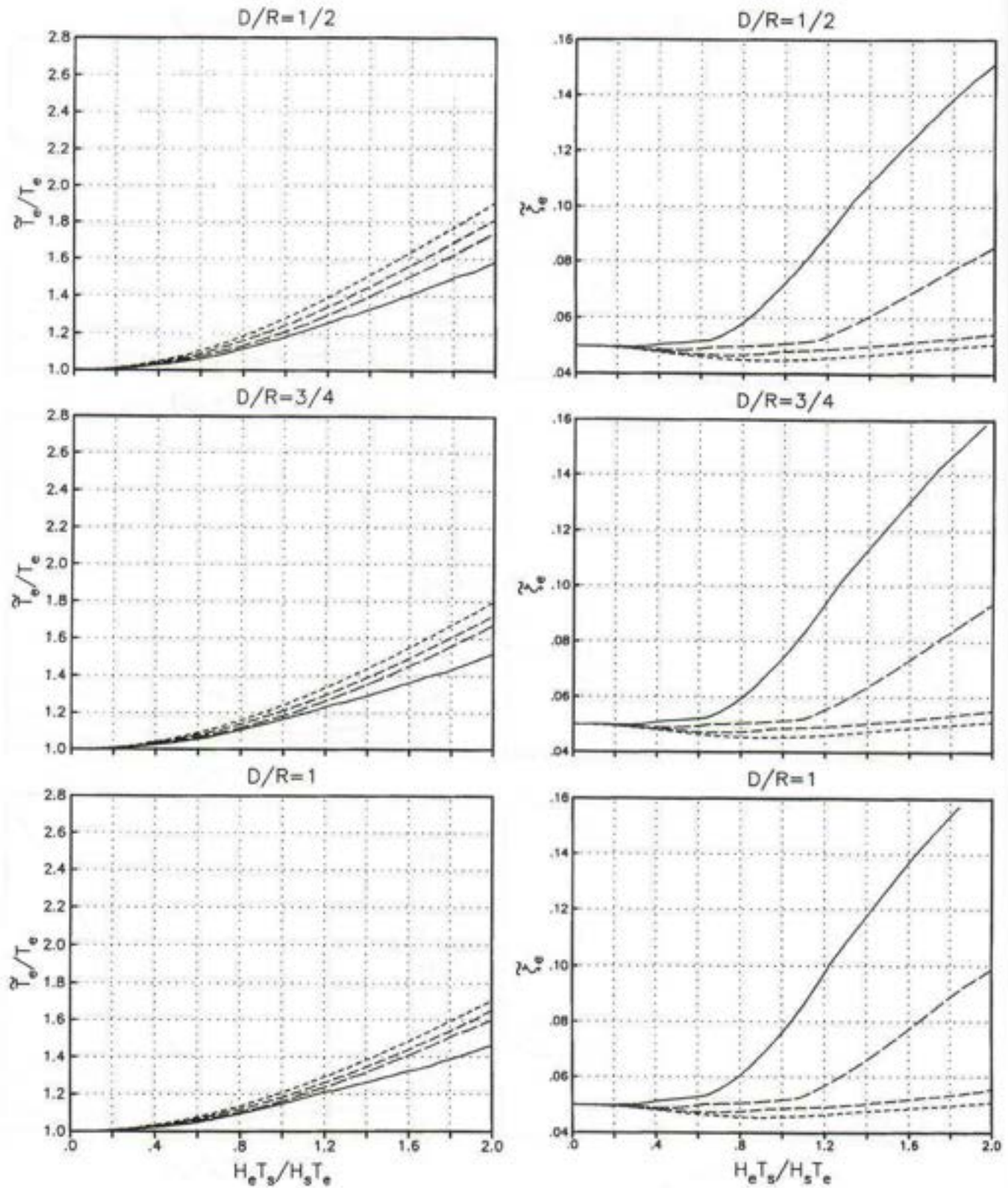


Figura 3.3. Periodos y amortiguamientos efectivos para $\nu_s = 1/2$ y $H/R = 6$.

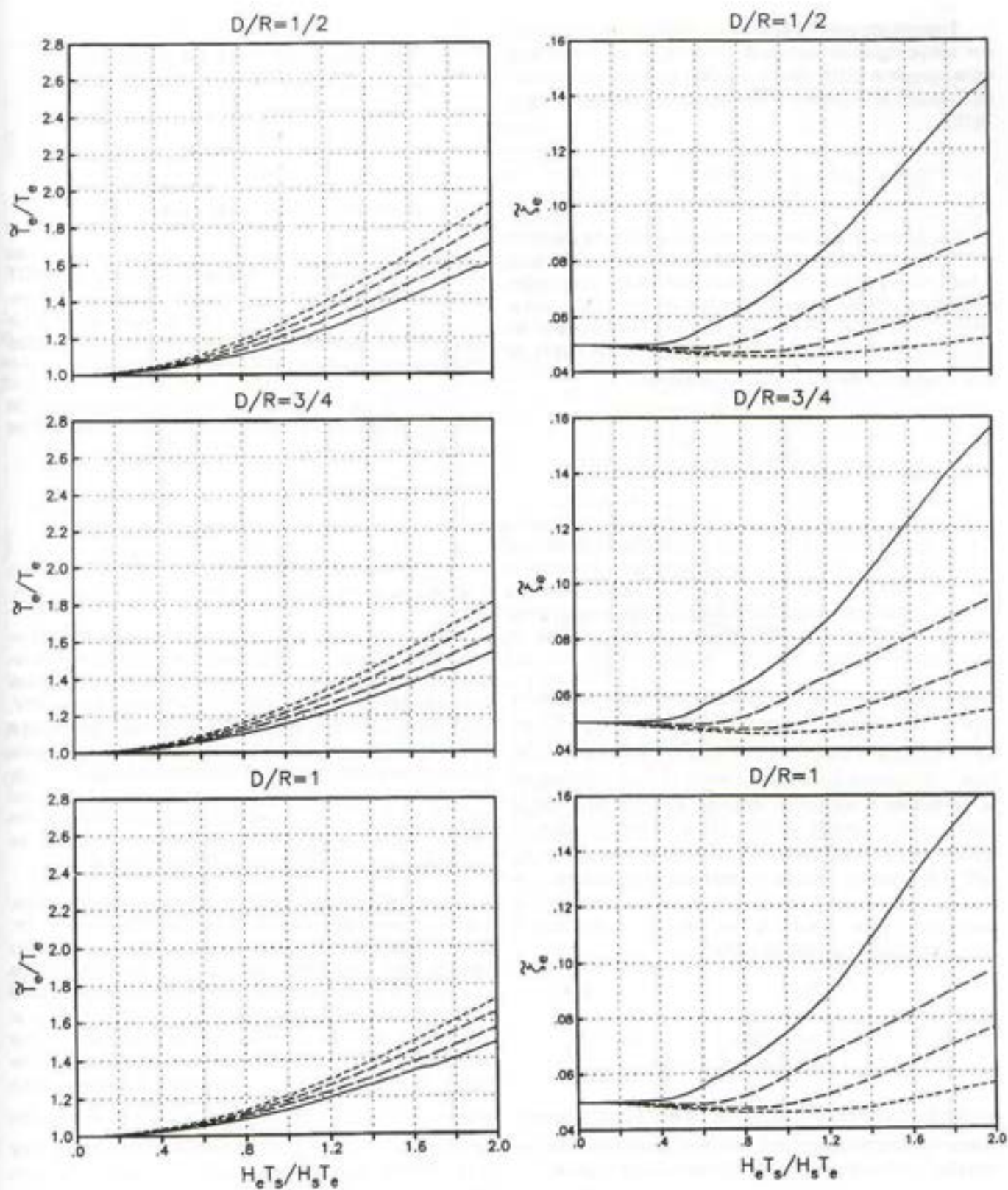


Figura 3.4. Periodos y amortiguamientos efectivos para $\nu_s=1/2$ y $H_f/R=10$

Suponiendo por otro lado que el oscilador de reemplazo con apoyo rígido se somete al movimiento de campo libre en la superficie del terreno, la pseudoaceleración estructural en el estado estacionario está dada por (Clough y Penzien, 1975)

$$\ddot{\omega}_s \tilde{X}_s = -\ddot{X} \left(1 - \frac{\omega_s^2}{\omega_s^2} + i 2 \tilde{\zeta}_s \frac{\omega_s}{\omega_s} \right)^{-1} \quad (21)$$

Considerando que la masa estructural es la misma tanto en el sistema acoplado como en el oscilador de reemplazo la frecuencia y el amortiguamiento efectivos con interacción cinemática pueden obtenerse igualando las partes real e imaginaria de la ec 16 con las correspondientes de la ec 21 para la condición de resonancia $\omega = \bar{\omega}_s$, (Wolf, 1985), lo cual conduce a las siguientes expresiones:

$$\frac{1}{\bar{\omega}_s^2} = \frac{1}{\omega_s^2} + \frac{1}{\omega_s^2} \frac{1 + 4\zeta_s^2 \zeta_s}{1 + 4\zeta_s^2} + \frac{1}{\omega_s^2} \frac{1 + 4\zeta_s^2 \zeta_s}{1 + 4\zeta_s^2} \quad (22)$$

$$\tilde{\zeta}_s (H_s + (H_s + D)H_s)^{-1}$$

$$\left(\zeta_s + \frac{\bar{\omega}_s^2 \zeta_s - \zeta_s^2}{\omega_s^2 (1 + 4\zeta_s^2)} + \frac{\bar{\omega}_s^2 \zeta_s - \zeta_s^2}{\omega_s^2 (1 + 4\zeta_s^2)} \right) \quad (23)$$

donde las amplitudes de las funciones de transferencia H_s y H_r , las relaciones de amortiguamiento ζ_s , ζ_b y ζ_r , así como las frecuencias naturales ω_s y ω_r deben evaluarse para la frecuencia de excitación $\omega = \bar{\omega}_s$. Estas expresiones son similares a las que se obtienen de considerar sólo la interacción inercial (Wolf, 1985), excepto que el amortiguamiento efectivo está dividido entre el factor $H_s + (H_s + D)H_r$ que representa la contribución de la interacción cinemática. En consecuencia, el periodo y amortiguamiento efectivos con efectos cinemáticos e inerciales pueden estimarse como

$$\bar{T}_s^* \equiv \bar{T}_s^* \quad (24)$$

$$\bar{\zeta}_s^* \equiv \frac{\tilde{\zeta}_s}{H_s + (H_s + D)H_r} \quad (25)$$

donde $\bar{T}_s^*$ y $\bar{\zeta}_s^*$ son respectivamente el periodo y amortiguamiento efectivos con efectos inerciales, los que se obtienen al ignorar el análisis de interacción cinemática.

Sitio	Profundidad m	Velocidad efectiva m/s	Relación de Poisson
VIV	12	87	0.45
SCT	38	76	0.45
CAO	56	64	0.50

VERIFICACION DE LA APROXIMACION

Para fines de calibración de la solución aproximada del problema de interacción, se seleccionaron los sitios SCT y CAO en la zona blanda y el sitio VIV en la zona de transición del valle de México. Los perfiles estratigráficos de estos sitios se idealizaron mediante estratos equivalentes cuyas propiedades son las que se indican a continuación:

Según el modelo unidimensional de propagación de ondas S, el periodo fundamental de un manto simple es igual a

$$T_s = \frac{4H_s}{\beta_s} \quad (26)$$

lo que implica que los periodos dominantes sean $T_s = 0.55$ s para VIV, $T_s = 2$ s para SCT y $T_s = 3.5$ s para CAO.

La solución aproximada para considerar los efectos de interacción cinemática en términos de los efectos de interacción inercial puede confirmarse con las comparaciones que se presentan en las Figuras 4, 5 y 6 para los sitios VIV, SCT y CAO, respectivamente. Los resultados se refieren a los espectros de respuesta con efectos de interacción, exactos con línea continua y aproximados con línea discontinua, para sistemas suelo-estructura con $H_s/R=4$ y $D/R=1$ así como $H_e/R=2, 3, 4$ y 5. Como excitaciones se tomaron los componentes EW del temblor de Michoacán del 19 de septiembre de 1985 registrados en esas estaciones.

Los espectros exactos para el sistema suelo-estructura, sujeto al movimiento efectivo en la base de la cimentación, se obtuvieron mediante un análisis riguroso en el dominio de la frecuencia resolviendo la ec 1 y empleando la síntesis de Fourier. En tanto que los espectros aproximados para el oscilador de reemplazo con apoyo rígido, sometido al movimiento de control en la superficie del terreno, se determinaron a partir de los espectros de respuesta de campo libre sin efectos de interacción aplicables a los

valores de $\bar{T}_s^*$ y $\bar{\zeta}_s^*$ obtenidos por medio de la solución aproximada. El acuerdo entre ambos espectros es muy bueno para fines prácticos.

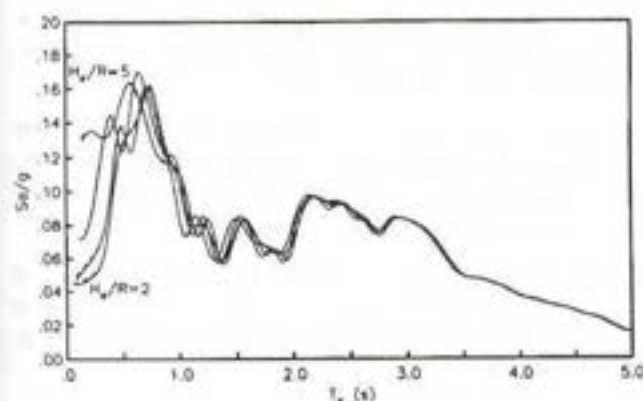


Figura 4. Espectros de respuesta con interacción para el sitio VIV, exactos (línea continua) y aproximados (línea discontinua).

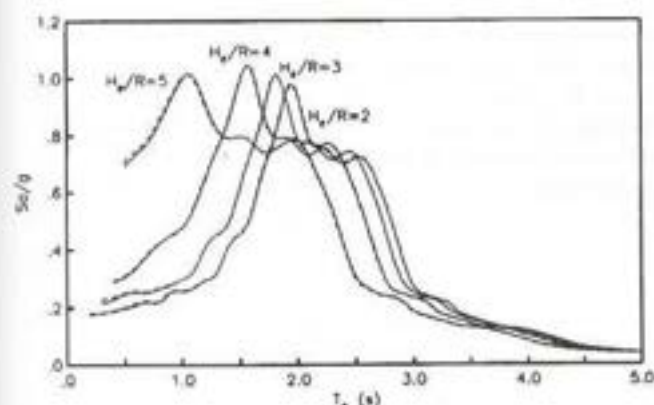


Figura 5. Espectros de respuesta con interacción para el sitio SCT, exactos (línea continua) y aproximados (línea discontinua).

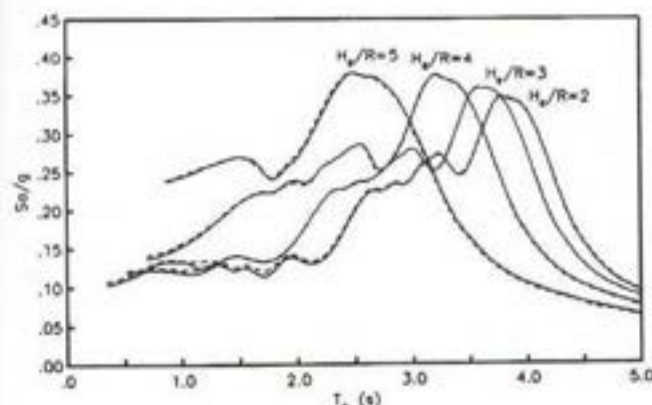


Figura 6. Espectros de respuesta con interacción para el sitio CAO, exactos (línea continua) y aproximados (línea discontinua).

CONCLUSIONES

Se han presentado una solución rigurosa y otra aproximada de aplicación práctica para considerar los efectos de interacción cinemática en términos de los efectos de interacción inercial, las cuales consisten esencialmente en la modificación del periodo y amortiguamiento efectivos del sistema suelo-estructura, debidos solamente a la interacción inercial, a fin de utilizar espectros de respuesta de campo libre sin efectos de interacción en lugar de espectros de respuesta de piso.

La validez de la solución aproximada se comprobó mediante el cálculo de espectros de respuesta con efectos de interacción para varios sitios característicos del valle de México, los cuales se calibraron con los obtenidos por medio de un análisis riguroso en el dominio de la frecuencia usando la síntesis de Fourier. El acuerdo entre los espectros de respuesta exactos y aproximados resulta ser muy bueno para fines prácticos.

Aplicando la solución rigurosa se realizó un análisis paramétrico que permite evaluar la influencia de los parámetros característicos críticos del problema de interacción en el periodo y amortiguamiento efectivos de sistemas suelo-estructura. Tales parámetros son la relación de Poisson del suelo, la profundidad del depósito de suelo, la profundidad de desplante de la cimentación, la esbeltez de la estructura y la rigidez relativa de la estructura con respecto al suelo.

Finalmente, convendría revisar la aplicación de estas soluciones teniendo en cuenta las variaciones con la frecuencia rigurosas de las excitaciones efectivas en la cimentación, para distintos tipos de ondas incidentes y ángulos de incidencia; también convendría considerar el nivel de contacto entre el suelo y las paredes de la cimentación el cual influye fuertemente en el amortiguamiento efectivo de sistemas suelo-estructura con cimientos enterrados.

REFERENCIAS

- Avilés, J. y Pérez-Rocha, E. (1992), Resortes y amortiguadores equivalentes del suelo, Boletín del Centro de Investigación Sísmica, Vol. 2, No. 1, p. 22-81.
- Avilés, J., Pérez-Rocha, E. y Aguilar, R. (1992), Periodos y amortiguamientos efectivos de sistemas suelo-estructura, Boletín del Centro de Investigación Sísmica, Vol. 2, No. 2, p. 17-62.

- Clough, R. and Penzien, J. (1975), Dynamics of structures, McGraw-Hill, Nueva York.
- Gazetas, G. (1983), Analysis of machine foundation vibrations: state of the art, Soil Dynamics and Earthquake Engineering, Vol. 2, No. 1, p. 2-42.
- Jennings, P. and Bielak, J. (1973), Dynamics of building-soil interaction, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 63, p. 9-48.
- Kausel, E., Whitman, R., Morray, J. and Elsabee, F. (1978), The spring method for embedded foundations, Nuclear Engineering and Design, Vol. 48, p. 377-392.
- Scanlon, R. (1976), Seismic wave effects on soil-structure interaction, Earthquake Engineering and Structural Dynamics, Vol. 4, p. 379-388.
- Tassoulas, J. and Kausel, E. (1983), Elements for the numerical analysis of wave motion in layered strata, International Journal of Numerical Methods in Engineering, Vol. 19, p. 1005-1032.
- Veletsos, A. and Meek, J. (1974), Dynamic behavior of building foundation systems, Earthquake Engineering and Structural Dynamics, Vol. 3, p. 121-138.
- Wolf, J. (1985), Dynamic Soil-Structure Interaction, Prentice Hall, Englewood Cliffs, Nueva Jersey.

DISPERSION DE ONDAS SUPERFICIALES Y ATENUACION SISMICA EN LA ZONA DE LAGO DE LA CUENCA DE MEXICO

José Luis Rodríguez-Zúñiga, Evangelina Romero-Jiménez, Jaime Ramos-Martínez y Juan Martín Gómez-González

Centro de Investigación Sísmica, Fundación Javier Barros Sierra, Carretera al Ajusco 203, Col. Héroes de Padierna, México D.F. 14200, México.

RESUMEN

Se presenta un estudio de dispersión de ondas superficiales contenidas en registros de refracción sísmica llevados a cabo en zona de lago de la cuenca de México. Se establecen modelos de velocidad del subsuelo somero mediante la inversión de las curvas de velocidad de fase correspondientes a ondas de Rayleigh. Para dar validez a nuestros resultados se presentan comparaciones con aquellos obtenidos mediante mediciones directas de resistencia de punta de cono eléctrico.

Se calculan algunos parámetros que representan la atenuación sísmica espacial de las ondas superficiales. Mediante el modelado directo, tomando como modelo teórico de distribución de velocidades el obtenido con la inversión, se determinan las velocidades de grupo y la atenuación correspondientes a ese modelo. Los parámetros independientes en este cálculo son los factores de atenuación para las ondas P y S. Mediante un procedimiento de ensayo y error, estos parámetros se llevan a valores tales que permitan el mejor ajuste entre los factores de atenuación observados en las ondas superficiales de los registros y los arrojados por el modelo teórico.

INTRODUCCION

En varios problemas de Geotécnica e Ingeniería Sísmica, es importante contar con descripciones detalladas de los parámetros elásticos del terreno y de su variación en las formaciones de los suelos. Entre estos problemas, el estudio de la respuesta sísmica en configuraciones geológicas locales requiere del conocimiento de las velocidades de propagación de las ondas sísmicas en los distintos estratos del terreno.

Se ha observado que algunas propiedades físicas como la velocidad de propagación de las ondas sísmicas, las constantes elásticas y el espesor de los distintos estratos, influyen de manera significativa en la aparición de algunos fenómenos físicos observables o medibles, como la dispersión de las ondas superficiales, los retrasos en las llegadas del primer arribo de ondas P a un arreglo de detectores en experimentos controlados, o la inclinación inducida en el terreno por la presencia de cargas estáticas (Rodríguez-Zúñiga et al., 1994).

Con base en esto, estudios previos (Jongmans y Demanet, 1993; Al-Eqabi y Herrmann, 1993; Jongmans y Campillo, 1993), han demostrado que, a partir de los registros de refracción sísmica, es posible llevar el análisis más allá de las interpretaciones convencionales de primeros arribos. En efecto, la inversión de las ondas superficiales

contenidas en los registros, se ha presentado como una técnica poderosa en las descripciones de las propiedades mecánicas del medio en el que se generan. Su importancia radica en que las relaciones de las velocidades de fase y grupo de sus modos de propagación con la frecuencia, dependen fuertemente de la distribución de velocidades en el medio. No obstante, se requiere de especial cuidado en la etapa de generación y registro de estas ondas y de técnicas avanzadas de procesamiento e interpretación de la información (Gabriels et al., 1987). En exploración sísmica, se han desarrollado diferentes técnicas de filtrado que permiten identificar la dispersión de las ondas superficiales contenidas en los registros de refracción. Entre ellas la transformada ($p-\omega$) parámetro de rayo-frecuencia; la doble transformada de Fourier ($f-k$), en la cual los datos definidos en los dominios tiempo-espacio, son representados en los dominios frecuencia-número de onda, respectivamente, y el filtrado gaussiano pasabanda, que permite el cálculo y apilamiento de las envolventes de las funciones filtradas, para correlacionar los máximos con las llegadas de las velocidades de grupo. Estas envolventes, son usadas también para hacer análisis de regresión de la amplitud logarítmica contra la distancia, y con esto, estimar valores del coeficiente de atenuación anelástica γ .

Con base en lo anterior, se realizaron series de experimentos que comprendieron tiros de refracción sísmica teniendo especial cuidado en la generación y registro de

ondas superficiales. Se seleccionó la zona virgen del Lago de Texcoco, ubicada dentro del proyecto Texcoco de la Comisión Nacional del Agua. Esta zona, es de especial interés debido, por un lado, a que su estratigrafía es representativa de las de otros sitios de interés en la zona de lago de la Ciudad de México y, por el otro, a que ofrece la posibilidad de realizar los experimentos con un buen control y con ruido urbano relativamente insignificante. Aunado a esto, la estratigrafía plana de la zona cumple con las hipótesis que implica el modelado con el problema directo. Esto convierte a la zona en gran laboratorio natural que ofrece la posibilidad de realizar estudios multidisciplinarios.

Por lo tanto, nuestro objetivo es el de estudiar la dispersión de las ondas superficiales contenidas en los registros de refracción sísmica generados con fuente controlada. La inversión de las curvas de velocidad de fase de los distintos modos de Love y Rayleigh excitados, permitirá establecer modelos de velocidad del subsuelo somero, así como parámetros representativos de la atenuación sísmica del medio en estudio. Para validar los resultados obtenidos con esta técnica se presentan comparaciones con aquellos obtenidos de mediciones directas de resistencia de punta de cono eléctrico, para un pozo de 60 m de profundidad localizado en la misma zona.

INVERSION DE ONDAS SUPERFICIALES CON DATOS DE REFRACCION SISMICA EN LA CUENCA DE MEXICO

ANTECEDENTES

Con base en experimentos previos de refracción sísmica realizados en el valle del Silencio en Toluca, Estado de México, y en la cuenca de Xochimilco-Chalco Gómez-González et al. (1993) mostró la importancia de controlar variables que debido a limitaciones del equipo utilizado hasta entonces, no pudieron considerarse. La más importante fue contar con geófonos cuya respuesta está definida en frecuencias menores a las de los geófonos utilizados en la refracción convencional.

ADQUISICION DE DATOS

Los primeros experimentos realizados tenían como propósito fundamental adquirir experiencia en la obtención de datos de buena calidad, que permitieran la aplicación óptima de las técnicas de procesamiento de datos para la extracción de las curvas de dispersión.

Los sitios de interés en la ciudad de México, de acuerdo con sus características geológicas, están ahora densamente poblados y por lo tanto carecen de las condiciones necesarias para la realización de experimentos de este tipo. La cuenca de Xochimilco-Chalco, en una zona cercana al

cerro del Xico, al sureste de la ciudad de México, cumplía con los requisitos básicos para efectuar los experimentos. Además, esta región es de origen lacustre con características dinámicas similares a la zona de lago de la ciudad de México.

El equipo utilizado para éste y posteriores experimentos fue un sísmógrafo digital de alta resolución *Geometrics modelo ES-2401* con capacidad de 40 Mbytes y entrada para 12 y 24 canales diseñado para usarse en estudios de reflexión, refracción y tomografía sísmica. No obstante, la dificultad radicaba en los sensores (horizontales y verticales), ya que su respuesta en frecuencia (15-60 Hz), no permitía detectar la aparición de las ondas superficiales generadas con fuente artificial. Esto se tradujo en un buen análisis de primeros arribos de energía, pero no fue posible la aplicación adecuada de la inversión de ondas superficiales (Gómez-González et al., 1993). Otras de las enseñanzas de este experimento, fue la selección adecuada del espaciado entre estaciones, de la distancia fuente-receptor, así como del tiempo de registro, el cual debe ser suficiente para permitir la detección de ondas superficiales, que en medios como las arcillas del sitio estudiado, viajan con velocidades muy bajas.

Posteriormente, se realizaron nuevos experimentos en la zona virgen del lago de Texcoco. En una primera etapa, se realizó un tendido ubicado a 200 m del camino Peñón-Texcoco, con una dirección aproximada N10°E. En este experimento se utilizaron geófonos verticales cuya respuesta en frecuencia está centrada en 4.5 Hz. Con ellos se pueden registrar señales hasta de 1.5 Hz aproximadamente. Como fuente sísmica, se utilizaron explosivos enterrados a una profundidad de un metro. El tendido máximo para el registro de ondas P fue de 230 m con un equiespaciado entre detectores de 10 m. En los diferentes perfiles solamente se modificó la posición de la fuente con respecto al primer detector (5, 10, 15 y 60 m).

La Figura 1 muestra un registro de ondas P de 12 trazas con una duración de 8 s y una distancia fuente receptor de 60 m. En estos registros se observa un arribo de ondas con una velocidad muy lenta y amplitudes enormes comparadas con los primeros arribos del registro. Estas ondas corresponden a las ondas superficiales de Rayleigh.

Posteriormente, se realizó otro experimento al oriente de la primera zona. En esta ocasión se trató de generar arribos directos de ondas P y S. La distancia fuente-receptor fue de 10 y 30 m, y de 2 y 5 m, respectivamente.

En las Figuras 2a y 2b se muestran un par de registros de campo para estos dos tipos de ondas. Nuevamente, se utilizaron explosivos como excitación y sensores verticales para el caso de ondas P, y martillo y sensores horizontales para las ondas S.

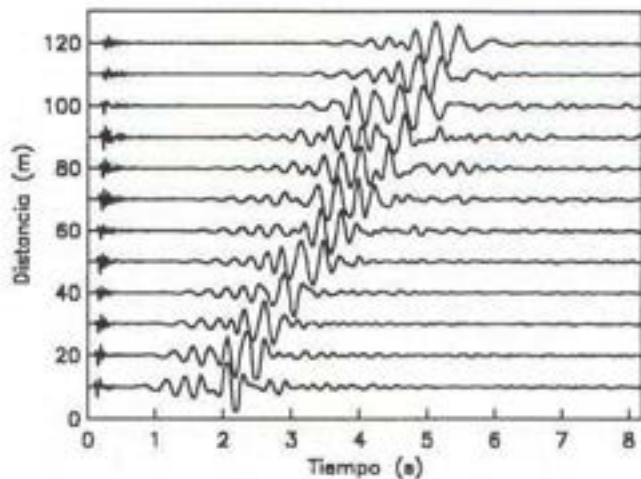


Figura 1. Registro 1 normalizado de ondas P con duración de 8 segundos. Distancia fuente-receptor de 60m y equiespaciamiento entre detectores ($\Delta\chi$) de 10 m.

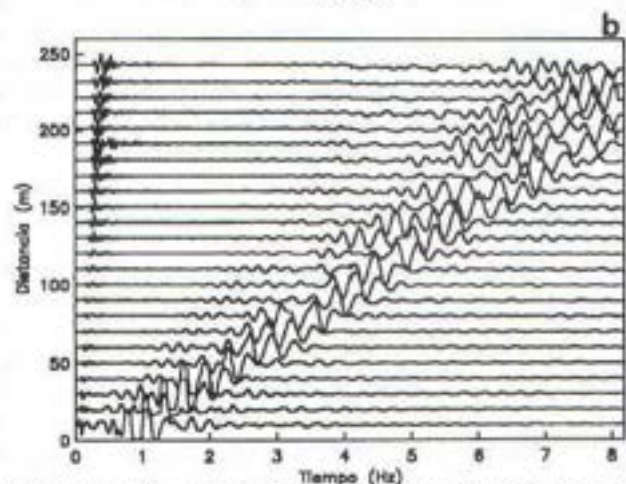
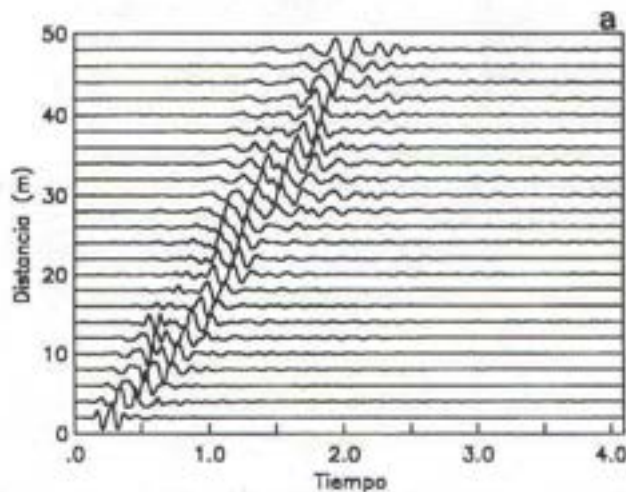


Figura 2. Registros de refracción: a) Registro 2 de ondas P (8 s). Distancia fuente receptor de 30 m y $\Delta\chi = 10$ m. b) Registro 3 ondas de S (4 s). Distancia fuente-receptor de 5 m y $\Delta\chi = 2$ m.

PROCESAMIENTO DE LOS DATOS

PRIMEROS ARRIBOS DE ENERGÍA

Para la determinación de los modelos de velocidad iniciales, los cuales sirven como información *a priori* en un esquema de inversión, se analizaron los primeros arribos de los tres registros recolectados. La Figura 3a muestra el análisis para el Registro 1 y el correspondiente a su tiro inverso, donde la pendiente de cada una de las rectas corresponde a la velocidad de cada estrato.

Las velocidades obtenidas de los tiros inverso y directo son muy parecidas, lo que sugiere la presencia de estratos casi planos horizontales a lo largo del perfil. La Figura 3b presenta el modelo de velocidad obtenido del promedio de análisis de este registro y otros con menor duración realizados en el mismo sitio. El análisis de primeros arri-

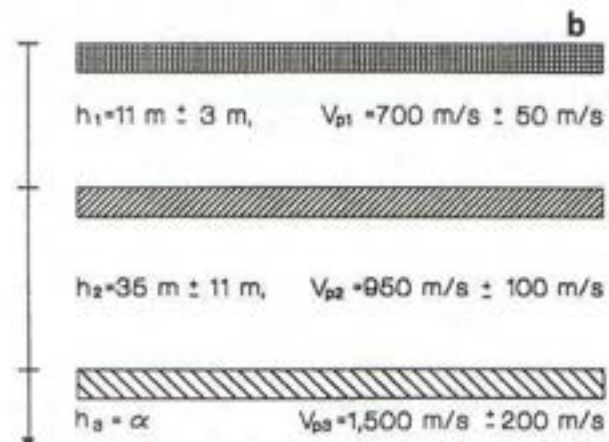
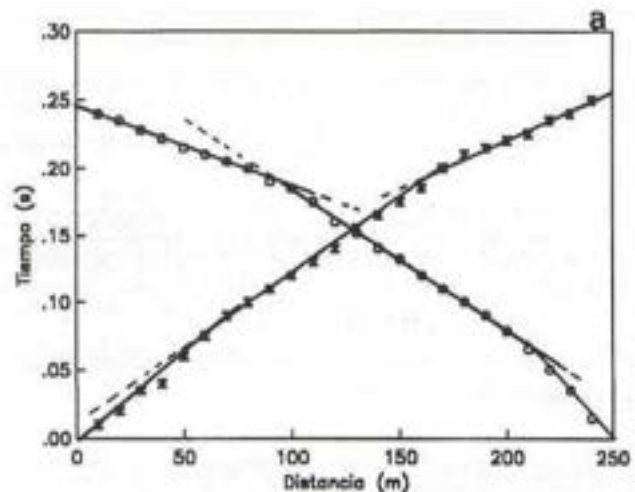


Figura 3. a) Domochronics correspondientes al registro 1. b) Modelo inicial promedio de velocidad obtenido con primeros arribos.

Los sólo permite determinar velocidades de ondas P. Las velocidades de ondas S utilizadas en la inversión se calcularon suponiendo un valor de la relación de Poisson en los estratos de 0.498 (Marsal y Graue, 1969). Las velocidades de ondas S obtenidas con este valor para los dos primeros estratos y el semiespacio fueron 38 m/s, 63 m/s y 101 m/s, respectivamente.

Se aplicó el mismo análisis a los registros de la segunda etapa (Registros 2 y 3). En este caso si fue posible medir directamente velocidades de ondas S mediante el análisis de primeros arribos. El modelo inicial para esta zona se describe en la Figura 4.

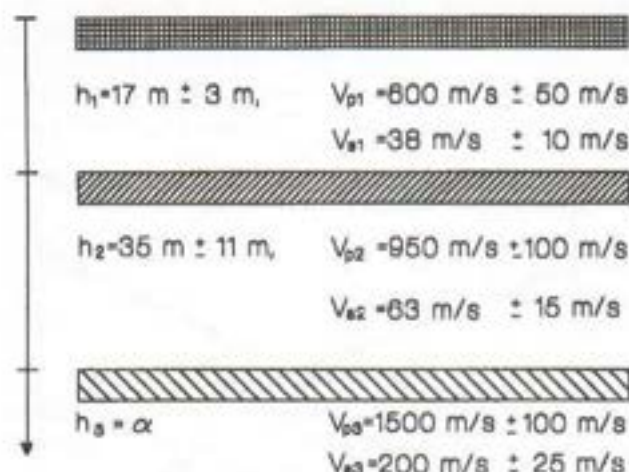


Figura 4. Modelo inicial de velocidades obtenido con los registros de ondas P y S.

EXTRACCION DE CURVAS DE DISPERSION DE VELOCIDAD DE FASE.

Para la determinación de modelos de velocidad de ondas S a partir de la inversión de ondas superficiales, es necesaria la obtención de curvas de dispersión de velocidad de fase. Por lo tanto, se utilizó la transformación de los datos al dominio parámetro de rayo-frecuencia ($p-\omega$) (McMechan y Yedlin, 1981). El parámetro de rayo p corresponde al vector lentitud y es el recíproco de la velocidad de fase c . En este caso se requiere sumar (apilar) todas las amplitudes dentro de un abanico de energía sobre todas las trazas de un registro de campo, a lo largo de todos los rayos previamente definidos. Esto permite situar los datos en el dominio parámetro de rayo-tiempo de intercepción ($p-\tau$), en el que basta aplicar una transformada de Fourier en la dirección τ para obtener su equivalente en el dominio de la frecuencia ω . Lo anterior conduce al cálculo de las curvas de dispersión en las que es posible separar los modos de propagación de las ondas superficiales, las cuales proporcionan las características dinámicas de la estratigrafía (Herriman, 1987). Una descripción detallada

de esta técnica y su aplicación a sismogramas sintéticos y reales se puede encontrar en Gómez-González y Calderón (1992).

La transformación $p-\omega$ se aplicó a los Registros 1 a 3. Los resultados se presentan en forma de contornos de energía en el plano frecuencia-velocidad de fase ($f-c$). Las Figuras 5 a 7 muestran estos contornos para los Registros 1 a 3, respectivamente. En los dos primeros casos las velocidades de fase corresponden a ondas de Rayleigh. En el último caso se trata de ondas de Love.

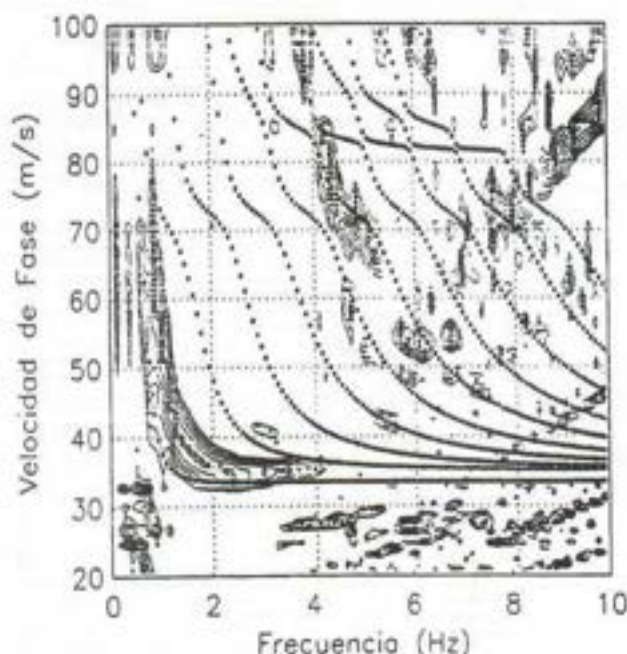


Figura 5. Curvas de dispersión de velocidad de fase para ondas de Rayleigh para el registro 1. Siguiendo los valores máximos de contornos se definen las curvas observadas en los datos. Con línea discontinua se muestran las curvas de dispersión teóricas para el modelo final de la Figura 8.

INVERSION DE CURVAS DE DISPERSION

Una vez calculadas las curvas de dispersión mediante la transformación $p-\omega$, se procedió con la inversión de éstas para determinar la estratigrafía de los sitios estudiados. Para la aplicación del esquema de inversión, es necesario contar con un buen algoritmo que resuelva el problema directo. El problema directo consiste en determinar las curvas de dispersión de velocidades de fase dadas las propiedades dinámicas de los estratos. Estos parámetros se modifican de forma tal que las curvas de dispersión teóricas se ajusten a aquellas extraídas de los datos. Este procedimiento se realiza en forma automática mediante la construcción de un esquema de inversión cuasi lineal para resolver un

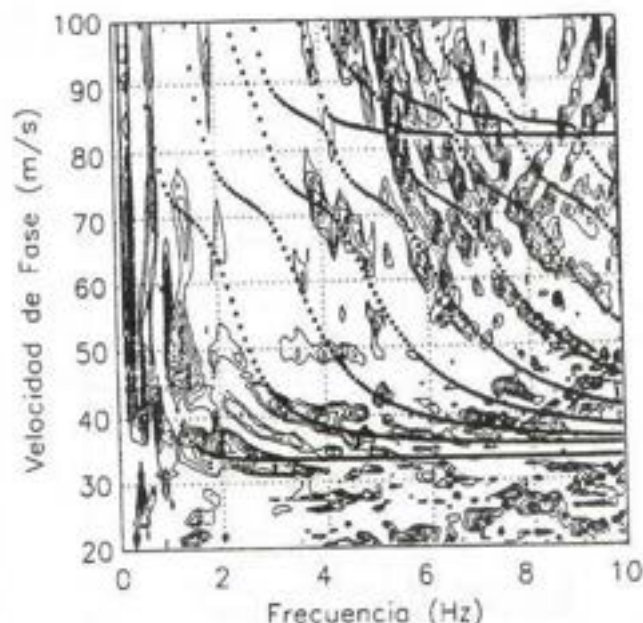


Figura 6. Curvas de dispersión de ondas de Rayleigh observadas para el registro 2. Con línea discontinua se muestran el modo fundamental y 9 modos superiores obtenidos del modelado directo.

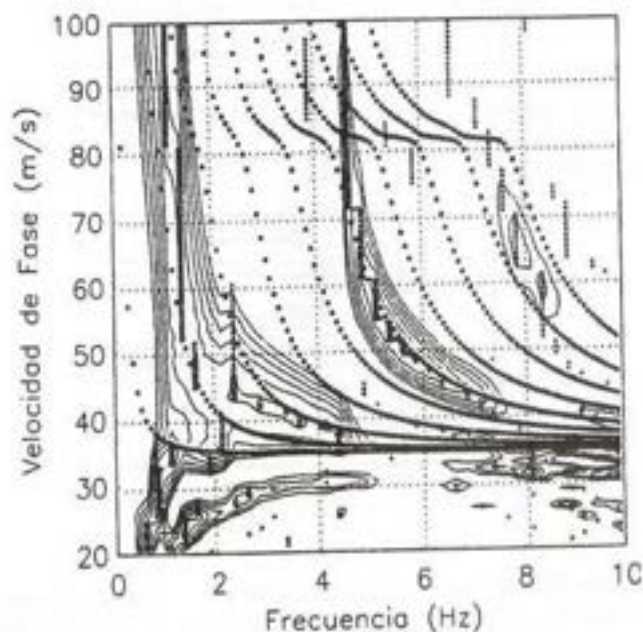


Figura 7. Curvas de dispersión de ondas de Love observadas en el Registro 3. Con línea discontinua se observan las curvas de dispersión teóricas para el modo fundamental y 9 modos superiores del modelo final de la Figura 9.

problema no lineal (Tarantola, 1987). El problema se reduce a resolver un sistema de ecuaciones en el que la matriz de coeficientes contiene las derivadas parciales de la velocidad de fase con respecto a los parámetros que se desean invertir (pueden ser espesores de los estratos, velocidades de ondas S, densidades, etc).

El vector de términos independientes contiene las diferencias entre las velocidades de fase observadas y las calculadas a partir del modelo inicial proporcionado, en este caso, por el análisis de primeros arribos. El vector de incógnitas contiene los valores de las correcciones para minimizar el vector de términos independientes. Este proceso es iterativo y termina cuando el vector de términos independientes del sistema es cercano a cero o menor que una cierta tolerancia. Como se mencionó anteriormente, los modelos iniciales (Figuras 3b y 4) provienen de análisis de primeros arribos de los registros. Las Figuras 5 a 7 muestran el ajuste de las curvas de dispersión teóricas (línea discontinua) con las observadas en los datos (curvas que se pueden seguir a lo largo de los valores máximos de los contornos). Estas curvas teóricas corresponden a los modelos finales proporcionados por la inversión (Figuras 8 y 9) para los dos sitios en los que se realizaron los experimentos.

Con el objeto de contar con un parámetro de comparación, que permita validar los resultados obtenidos en este trabajo, la Figura 10 presenta un registro de resistencia de punta de cono eléctrico, correspondiente a la misma zona de estudio. En esta figura se presenta también el perfil de velocidad de ondas de cortante producto de la interpretación del registro.

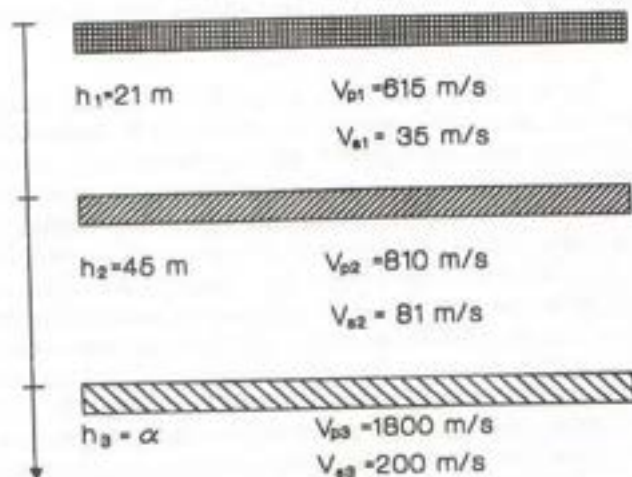


Figura 8. Modelo final de velocidad a partir de la inversión de las curvas de dispersión observadas en el Registro 1 (perfil 1).

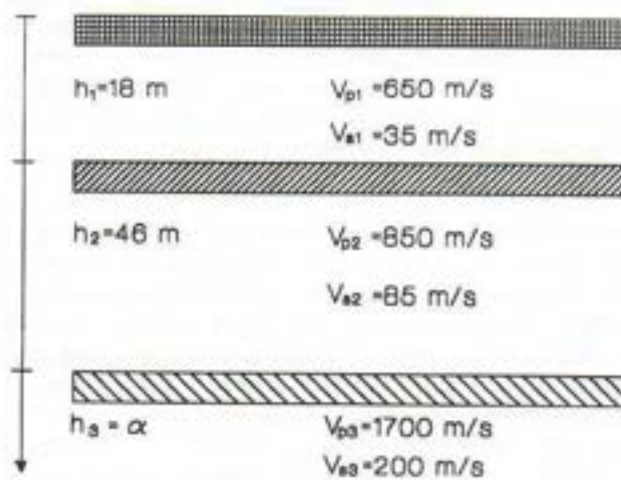


Figura 9. Modelo final de velocidad a partir de la inversión de las curvas de dispersión observadas en los Registros 2 y 3 (perfil 2).

ATENUACION SISMICA DE ONDAS SUPERFICIALES EN ZONA DE LAGO DE LA CUENCA DE MEXICO

ANTECEDENTES

Otro parámetro prominente en la caracterización geológica de los estratos superficiales que componen las arcillas de la cuenca de México, es el factor de calidad Q , que representa una medida de la atenuación sísmica. Su importancia radica en la influencia que presenta este valor sobre la amplitud y la duración del movimiento durante terremotos.

En la literatura reciente, es posible encontrar varias aproximaciones interesantes al estudio de la atenuación sísmica a partir de registros del movimiento del terreno, entre ellos, Jongmans y Campillo (1993) determinan valores de Q con prospección sísmica, validando sus resultados mediante comparaciones con simulaciones numéricas usando el método del número de onda discreto. En este tipo de aproximaciones, se puntualiza la importancia de variar la velocidad de las ondas sísmicas y la atenuación en el modelado directo, con el fin de obtener el mejor ajuste entre el movimiento del terreno calculado y observado. Por otro lado, si se dispone de registros de aceleración a profundidad y en la superficie del terreno, la estimación del factor de calidad del medio entre ambos registros se lleva a cabo de manera directa, mediante el cociente de la diferencia temporal y la pendiente medida sobre el logaritmo de la razón espectral entre ambos registros (Rodríguez, 1993).

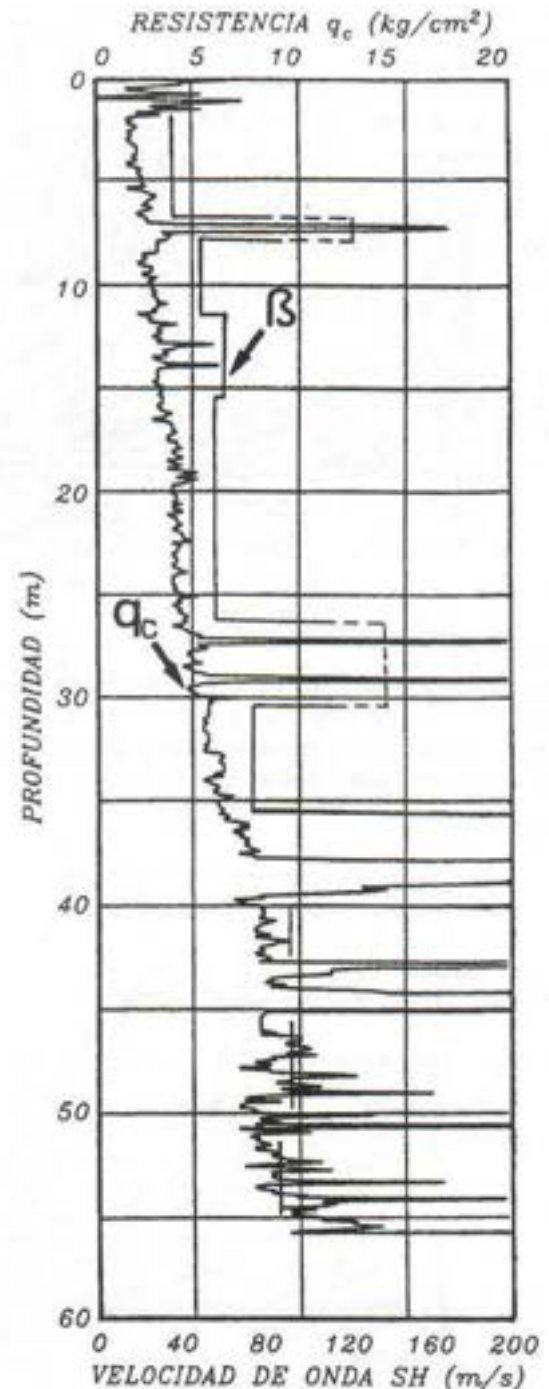


Figura 10. Valores de resistencia de punta de un registro de cono eléctrico realizado en la zona de estudio. Se presenta también el perfil de velocidad de onda S interpretado.

En esta sección, se presentan algunas estimaciones de la atenuación sísmica de las ondas superficiales captadas en los registros de refracción sísmica antes mencionados. Se puntualiza la importancia de la capacidad

de estos materiales para disipar energía y sus repercusiones en la evaluación de la respuesta sísmica tan peculiar, observada durante terremotos.

ATENUACION ANELASTICA Y AMPLITUD DE ONDAS SISMICAS

Las ondas sísmicas sufren atenuación en su amplitud durante su propagación a través de materiales reales que por su origen se denomina anelástica. Los mecanismos de este fenómeno pueden ser muy complejos, sin embargo, no es necesario conocerlos, debido a que puede expresarse mediante el coeficiente de disipación específica, o factor de calidad, cuyo inverso es la fricción interna que representa la fracción de energía disipada durante un periodo en cada onda:

$$\frac{1}{Q(\omega)} = \frac{\Delta E}{2\pi E} \quad (1)$$

E representa la energía promedio almacenada durante un ciclo a la frecuencia considerada, y ΔE es la energía disipada por el ciclo debido a las imperfecciones en la elasticidad del material (Aki y Richards, 1980).

En un medio elástico, con relaciones lineales esfuerzo-deformación la velocidad máxima de una partícula es proporcional a E^0 , entonces,

$$\frac{1}{Q(\omega)} = -\frac{\Delta A}{\pi A} \quad (2)$$

Así, si suponemos una onda plana propagándose en la dirección x , entonces podremos seguir un pico particular a lo largo de una distancia dx y observar el decaimiento espacial de la amplitud en una frecuencia dada:

$$\Delta A = \frac{dA}{dx} \lambda, \quad (3)$$

$$\lambda = \frac{2\pi c}{\omega} = \text{longitud de onda, } c = \text{velocidad de fase}$$

Sustituyendo en la ecuación (2),

$$\frac{1}{Q} = -\frac{2c}{\omega A} \frac{dA}{dx} \quad (4)$$

o bien,

$$\frac{dA}{dx} = -\frac{\omega A}{2cQ} \quad (5)$$

Cuya solución exponencial es:

$$A(x) = A_0 e^{-\omega x / 2cQ} \quad (6)$$

Al estimar los valores de Q , producto de la elasticidad no perfecta, deben considerarse también los efectos en la atenuación espacial debidos al esparcimiento geométrico de la onda. Lo anterior provoca que las determinaciones de la Q intrínseca se limiten a medios con estratos planos horizontales, o bien que los factores calculados representen la contribución de ambos efectos.

ONDAS SUPERFICIALES

Como en el caso de las ondas de cuerpo, las ondas superficiales que se propagan una cierta distancia x sufren una disminución de su amplitud, que puede expresarse como:

$$A = A_0 \frac{e^{-\gamma x}}{\sin \Delta}, \quad \text{con } \gamma = \frac{\omega}{2Q_s U} \quad (7)$$

El factor $\sin \Delta$ representa la disminución de energía por unidad de área debido a la expansión geométrica del frente de onda. γ es el factor de atenuación anelástica de las ondas superficiales, función de la frecuencia (ω), la velocidad de grupo (U) y el factor Q_s .

A partir de dos amplitudes registradas sobre una misma trayectoria a distancias x_0 y x_1 de la fuente, el cociente entre las amplitudes de las ondas superficiales es,

$$\frac{A_0}{A_1} = \frac{\sin \Delta_1}{\sin \Delta_0} e^{-\gamma(x_1 - x_0)} \quad (8)$$

El valor del factor Q_s , así obtenido, se relaciona con los factores correspondientes a las ondas P y S (Q_p y Q_s). Cuando estos últimos son constantes se tiene,

$$\frac{1}{Q_s} = \frac{m}{Q_p} + \frac{1-m}{Q_s} \quad (9)$$

donde m es función de los cocientes c/α y c/β (Udias y Mézcua, 1986). En la práctica, Q_p y Q_s varían con la profundidad y se consideran constantes con la frecuencia. Sin embargo a otra escala, en sismología, al menos dentro de la astenósfera, se ha observado Q aproximadamente proporcional a la frecuencia para ondas P y S en varios trayectos y en la banda entre 0.3 y 20 Hz (Solomon, 1972).

Por otro lado, Q_s si es función de la frecuencia, debido a que con la frecuencia varía la penetración efectiva de las ondas superficiales, y con esto, la profundidad de la cual contienen información. Por lo tanto, las observaciones de Q_s con la frecuencia permiten establecer modelos de la distribución de Q_p y Q_s con la profundidad.

PROCESAMIENTO DE LOS DATOS

Con la identificación de las ondas superficiales contenidas en los registros de refracción, realizados en la zona virgen del lago de Texcoco, nuestro objetivo fue el de estimar la atenuación espacial de estas ondas mediante los valores del factor Q_s . De los registros obtenidos, se presenta el análisis del correspondiente a ondas P, con duración de 8 s, distancia fuente-receptor de 60 m y espaciamiento entre detectores de 10 m (Figura 1)

Los detectores empleados fueron geófonos cuya respuesta en frecuencia está centrada en 4.5 Hz y de componente vertical, por lo que las fases de gran amplitud y baja velocidad observadas al final del registro, corresponden a la componente vertical de ondas superficiales de Rayleigh.

Se calculó la transformada de Fourier de cada una de las trazas del registro, lo que permitió expresar los resultados en el dominio de la frecuencia. En este dominio se aplicó un análisis de filtrado múltiple que consiste básicamente en el paso de cada espectro de entrada por un filtro gaussiano pasabanda. Con esto se calcula la envolvente de los espectros filtrados, se muestrean a lo largo de líneas de velocidad de grupo constante y se normalizan y apilan. Con base en que la envolvente debe presentar los máximos en las llegadas de las velocidades de grupo, el algoritmo utiliza las cuatro amplitudes más largas apiladas, las cuales deberían corresponder a las velocidades de grupo de cada modo. Con las velocidades de grupo de cada traza, se calcularon las velocidades de grupo promedio y su error estándar (detalles del método pueden verse en Romero-Jiménez, 1992).

La Figura 11 muestra el resultado de este análisis. Se observa que solamente la curva promedio de velocidad de grupo de onda de Rayleigh de mayor amplitud está bien definida (aquella representada por los cuadrados), mientras que los otros tres conjuntos de símbolos, para la segunda, tercera y cuarta amplitud máxima (círculos, cruces y rombos, respectivamente) presentan una dispersión tan grande que no es posible definir alguna curva coherente.

La estimación del coeficiente de atenuación γ se llevó a cabo mediante regresiones del logaritmo de la amplitud con la distancia de las funciones envolventes sin normalizar. La Figura 12 ilustra los resultados de este cálculo. Los valores de γ correspondientes a la banda de frecuencia captada de manera confiable por los sensores, varían entre 1 y $3 \cdot 10^{-3}$ (1/m), con algunos valores espurios que pueden ser desechados. En la Tabla 1 se presenta, de manera resumida, los valores del coeficiente de atenuación γ , la velocidad de grupo promedio (U) y el factor de calidad (Q_s) como funciones de la frecuencia extraídas mediante este análisis.

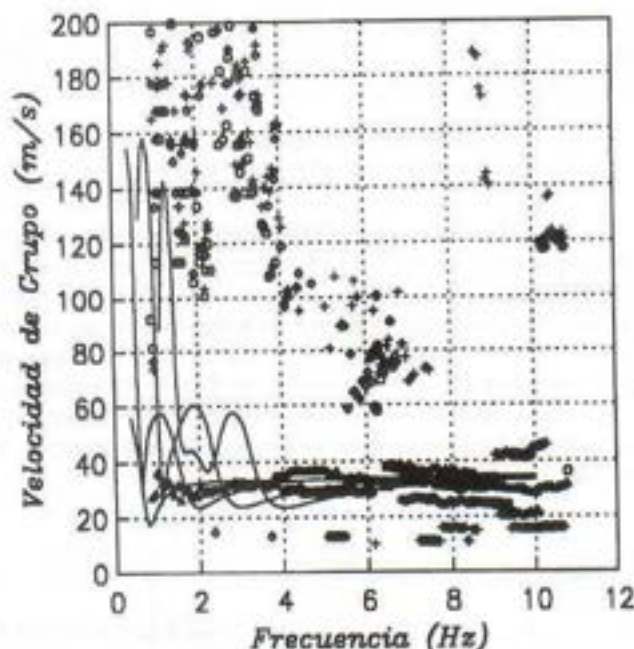


Figura 11. Curvas de dispersión de velocidad de grupo de ondas de Rayleigh calculadas con filtrado múltiple de los datos de refracción en zona virgen del Lago de Texcoco (símbolos). Las líneas continuas representan curvas teóricas.

Los análisis de primeros arribos e inversión de las curvas de dispersión de velocidad de fase, tratados en la sección anterior, produjeron el modelo de velocidades de la Figura 8. Este resultado conforma aquí la distribución de velocidades teórica, a partir de la cual, el modelado directo permitió el cálculo de las curvas de dispersión de velocidad de grupo y de su atenuación. Las líneas continuas de la Figura 11 muestran las curvas de velocidad de grupo teóricas para el modo fundamental y 3 modos superiores de ondas de Rayleigh. Asimismo, las curvas continuas en la Figura 12 muestran el valor del coeficiente de atenuación correspondiente a estas cuatro curvas de velocidades de grupo teóricas.

Los cálculos teóricos de las Figuras 11 y 12 se realizaron suponiendo valores de los factores de calidad para las ondas de cuerpo Q_p y Q_s . Mediante un procedimiento de ensayo y error, los valores de Q_p y Q_s que proporcionaron el mejor ajuste entre Q_s teórico y observado fueron $Q_p = Q_s = 42$. Este ajuste puede ser verificado mediante la superposición de las curvas teórica y observada del factor de atenuación γ como función de la frecuencia, Figura 12. Sin embargo, las Figuras 13 y 14 permiten una mejor inspección visual del grado de ajuste entre ambos cálculos, en ellas se muestra el factor de atenuación γ contra la frecuencia, mediante la exponencial $e^{-\gamma x}$. Las curvas continuas de la Figura 13 corresponden al valor de esta exponencial para el modo fundamental y los 3 siguientes modos superiores de

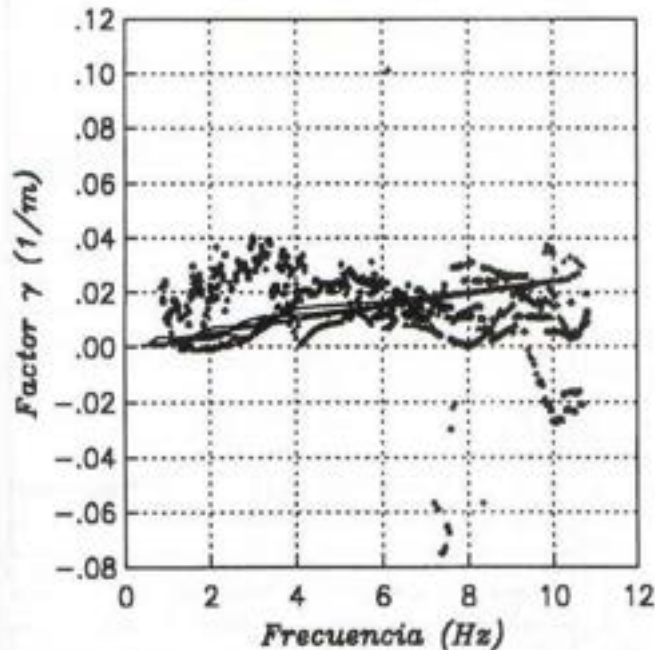


Figura 12. Factor de atenuación γ correspondiente a las curvas de dispersión mostradas en la Figura 11 (símbolos). Con línea continua se muestran los correspondientes valores teóricos.

Tabla 1. Coeficiente de atenuación γ y velocidad de grupo v y factor Q_s como funciones de la frecuencia extraída de los datos de refracción.

Frec. (Hz)	γ (1/m)	U (m/seg)	Q_s (adim)
2.0	0.0020	33.0	95
2.5	0.0030	30.0	87
3.0	0.0050	32.0	58
3.5	0.0100	32.0	34
4.0	0.0120	34.0	31
4.5	0.0140	36.0	26
5.0	0.0150	36.0	29
5.5	0.0180	34.0	28
6.0	0.0190	33.0	30
6.5	0.0190	33.0	33
7.0	0.0200	34.0	32
7.5	0.0200	35.0	34
8.0	0.0200	35.0	36

velocidad de grupo de onda de Rayleigh en el modelado directo; mientras que en la Figura 14 esta curva continua representa la atenuación del tercer modo superior. En ambos casos, la curva definida con símbolos, corresponde al valor de la misma exponencial calculada con el factor de atenuación γ producto del promedio de las atenuaciones de

las curvas de velocidad de grupo contenidas en los datos. Las distancias analizadas fueron 60, 100, 140, 170, 210 y 250 m.

Con el objeto de determinar la profundidad, a partir de la cual las curvas de dispersión de velocidad de grupo (presentes en los datos de refracción) contienen información, se procedió a calcular las formas modales o desplazamientos en función de la profundidad para el componente vertical de ondas de Rayleigh. En la Figura 15 se presentan las formas modales del modo fundamental y los tres primeros modos superiores obtenidos para el modelo de velocidades teórico de la Figura 8. Para cada modo, los periodos representados (0.2, 0.25 y 0.333 seg) corresponden al rango de periodos del cual los datos de refracción presentan buena definición.

Se puede observar que, en este rango de periodos, el modo fundamental no se presenta como el más energético, y su atenuación con la profundidad es inmediata. Los tres siguientes modos presentan una mayor amplitud en el primer estrato. No obstante, en la frecuencia central de definición de los sensores (0.25 seg) todos ellos se atenúan con la profundidad al principio del segundo estrato.

Las anteriores observaciones teóricas, permitieron inferir la profundidad a la cual se asignaron los valores de γ y Q extraídas de los registros. Efectivamente, éstos pueden ser representativos de un promedio de los primeros 20 o 25 m de las arcillas en estudio.

DISCUSION DE LOS RESULTADOS

Las Figuras 5 y 6 muestran que el modo fundamental de propagación de ondas de Rayleigh sólo es posible observarlo en una pequeña banda de frecuencias, debido a que el periodo dominante del sitio es de aproximadamente 3.5 a 4 seg (Chávez-García et al., 1993), muy superior al periodo máximo que los sensores utilizados pueden registrar (0.66 seg). En cambio, en el caso de las ondas de Love se tiene información del primero, quinto y octavo modo superior. Por otro lado, el hecho de que hacia las bajas frecuencias se observen velocidades infinitas en cada uno de los modos, sugiere la presencia de un estrato con una velocidad muy superior a las obtenidas en los estratos someros. Esto indica que con este estudio, no se alcanzó la profundidad suficiente para encontrar la base de las arcillas, debido a que no se pudo determinar esta alta velocidad. Conclusiones similares son reportadas por Chávez-García et al. (1993) en un estudio paralelo utilizando sismómetros Lennartz de 3 componentes cuya respuesta en frecuencia está centrada en 1 Hz.

No obstante, las comparaciones de los resultados obtenidos en este trabajo con las interpretaciones de la velocidad de ondas S, de los registros de cono eléctrico (Figura 10), condujeron a valores muy similares para los dos estratos inferidos. Lo que sugiere que es posible la descripción, con una buena resolución, de los estratos utilizando inversión de ondas superficiales en registros de refracción.

Por otra parte, en las curvas de dispersión de velocidad de grupo extraídas de los datos (Figura 11), es posible asociar solamente un conjunto de símbolos con alguna curva de dispersión, sin embargo, no sería correcto asociar esta curva con un modo de propagación particular, debido a que en el rango de frecuencias de definición de los datos en el modelo en estudio, las velocidades de grupo de los distintos modos son muy parecidas. El modelado directo (líneas continuas Figura 11) indica que los mínimos en las curvas de dispersión de los distintos modos se presentan muy juntos, es precisamente en este intervalo de frecuencia (donde aparece este mínimo) en el que cada curva de dispersión es más energética y exhibe las fluctuaciones más grandes de velocidad. No obstante, con base en las

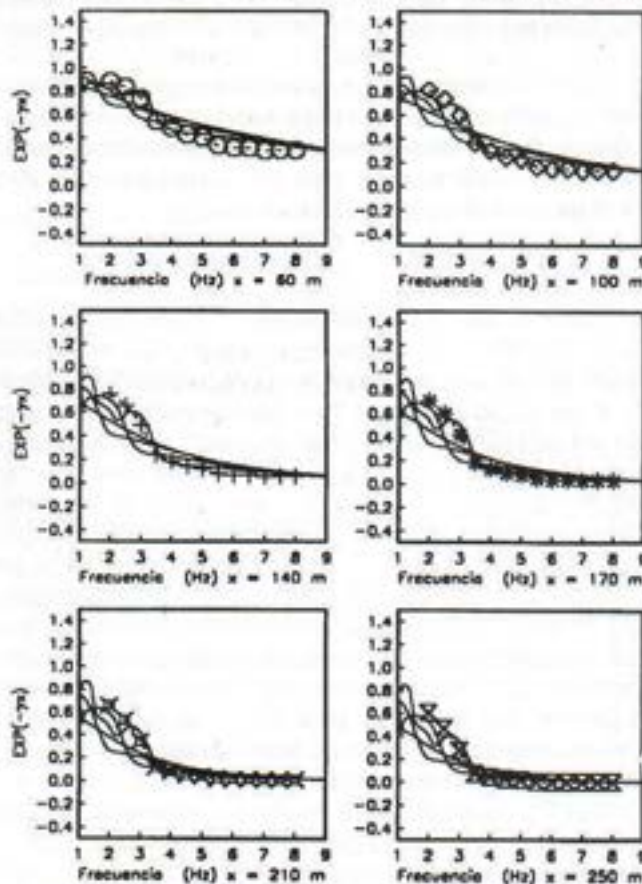


Figura 13. Atenuación $e^{-\gamma x}$ con el valor de γ de los 4 primeros modos de dispersión de grupo del modelo teórico (líneas continuas) y con el valor de γ extraído de los datos de refracción (símbolos).

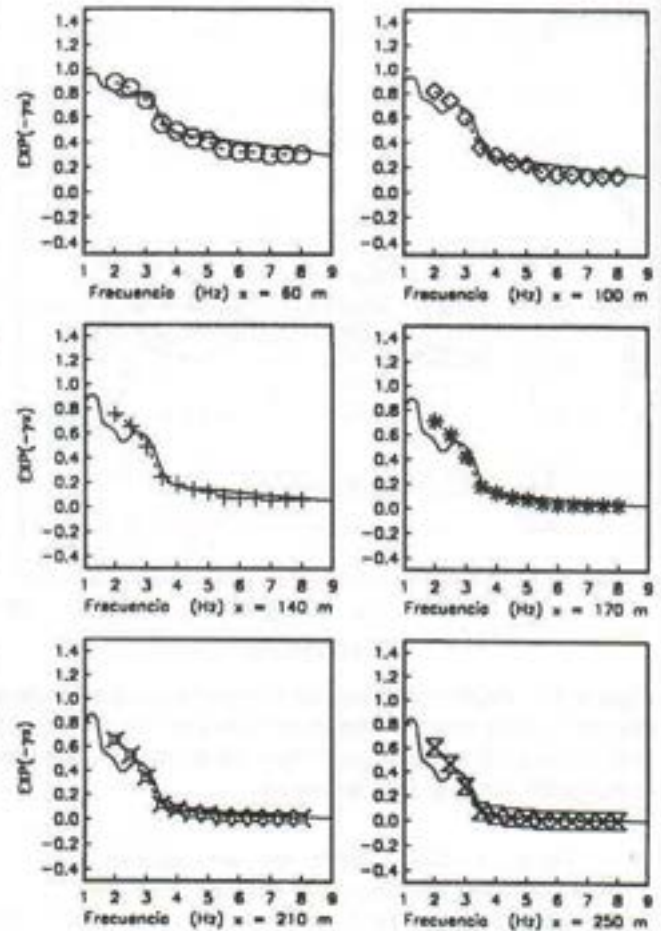


Figura 14. Atenuación $e^{-\gamma x}$ con el valor de γ del 3er. modo superior de dispersión de grupo del modelo teórico (línea continua) y con el valor de γ extraído de los datos de refracción (símbolos). La atenuación de este modo ajusta mejor con las observaciones.

observaciones de que el máximo contenido en los datos y puesto en evidencia por el filtrado múltiple, presenta una tendencia relativamente plana para frecuencias mayores a 1.5 Hz, se podría asociar esta curva al primero, segundo o tercer modo superior, o a un promedio de los tres, ya que según el modelado directo, es a partir de estas frecuencias que estos modos presentan una tendencia plana, mientras que los siguientes modos superiores exhiben este nivel plano a frecuencias cada vez mayores. Además, la frecuencia mínima captada por los geófonos utilizados en el experimento (1.5 Hz) no permite que los registros contengan información confiable a frecuencias menores, por ejemplo alrededor de la frecuencia dominante del sitio (0.25 Hz) lo que impide *a priori* observar el modo fundamental de las ondas de Rayleigh. Lo anterior, y la comparación entre las curvas teórica y observada de la Figura 14, dan validez a la aseveración de que la curva de dispersión definida por los datos y su correspondiente valor

de atenuación anelástica γ , corresponden al tercer modo superior de propagación de ondas de Rayleigh. Sin embargo, para este caso en particular, las variaciones obtenidas en los resultados finales si esta curva observada se asociara al segundo o cuarto modo superior, serían casi imperceptibles.

CONCLUSIONES

Se invirtieron las curvas de dispersión de ondas superficiales obtenidas de registros de refracción sísmica, recolectados en la zona virgen del lago de Texcoco. Para la detección de las ondas superficiales utilizadas en la inversión fue necesario el uso de geófonos de baja frecuencia. Se utilizaron explosivos como fuente en la generación de ondas de Rayleigh y martillo para las ondas de Love. Esto

inversión de ondas superficiales para el cálculo de las propiedades mecánicas del subsuelo. Además, esta técnica es de fácil empleo bajo costo, características que la hacen una herramienta importante a considerar en estudios de exploración geofísica aplicados a la ingeniería.

Con el mismo conjunto de datos, se presentaron estimaciones de la atenuación sísmica de ondas superficiales. Mediante un análisis de filtrado múltiple fue posible definir una curva de velocidad de grupo representativa de los primeros modos superiores de ondas de Rayleigh. El análisis de regresión del logaritmo de la amplitud contra la distancia, en las funciones envolventes producto del filtrado, permitió inferir el valor de atenuación anelástica γ como función de la frecuencia para estas ondas. Con el modelado directo, tomando como modelo teórico de distribución de velocidades el obtenido con la inversión de curvas de dispersión de fase, se determinaron las velocidades de grupo y las atenuaciones correspondientes al modelo en estudio. En este cálculo, los parámetros independientes fueron los factores de atenuación de ondas P y S (Q_p y Q_s), los cuales, mediante un procedimiento de ensayo y error, fueron llevados a valores tales que permitieran el mejor ajuste entre las atenuaciones calculadas y observadas de las ondas superficiales producidas en el medio. Una vez hecho el ajuste, la profundidad de asignación de los valores de atenuación obtenidos fue calculada mediante un análisis de la profundidad de penetración que, para los períodos en los que se definen los datos, presentan en el modelo teórico los "cuatro" primeros modos de propagación.

Los resultados consignados en este trabajo son de carácter preliminar. Representan, sin embargo, las bases de un procedimiento sustentado en consideraciones físicas para determinar, a partir de mediciones en la superficie de las ondas superficiales excitadas con explosivos, los valores de la atenuación anelástica del subsuelo somero.

BIBLIOGRAFIA

- Aki, K. y P. G. Richards (1980). *Quantitative Seismologie, Theory and Methods*, W. H. Freeman and Co., San Francisco.
- Al-Eqabi, G. I. y R. B. Herrmman (1993). Ground roll: A potential tool for constraining shallow shear-wave structure, *Geophysics* 58, 713-719.
- Chávez-García, F.J., J. Lermo y H. Mijares (1993). Observación de ondas superficiales en el valle de México. Implicaciones para la evaluación de los efectos de sitio. *Memorias del X Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica*, Puerto Vallarta, Jal.

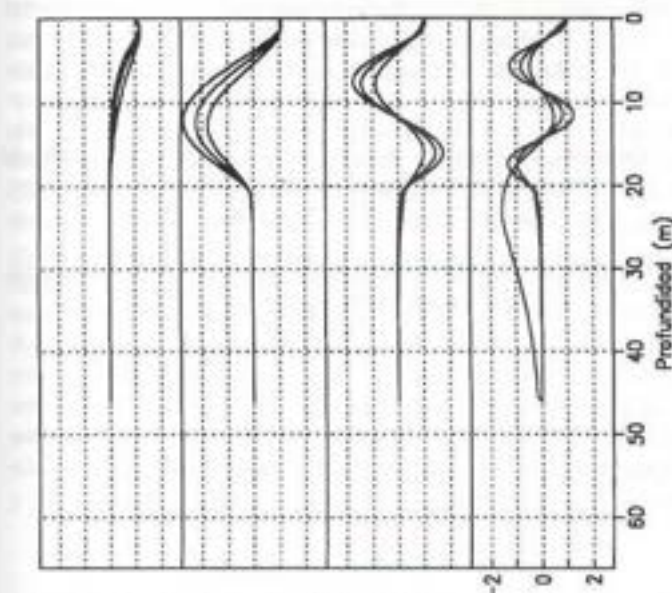


Figura 15. Amplitud teórica del desplazamiento vertical de ondas de Rayleigh para los 4 primeros modos de propagación. En cada modo, las 3 curvas corresponden a la amplitud calculada para 3 períodos (0.20, 0.25, 0.33 seg).

permitió la descripción vertical de las formaciones arcillosas del lago de Texcoco, representativas de las arcillas de la zona de lago en la ciudad de México, en la que se encuentra una gran cantidad de asentamientos humanos. Las curvas de dispersión obtenidas muestran velocidades de fase de estas ondas superficiales muy bajas. Estas ondas se propagan con una gran amplitud en estratos someros en los que el contraste de sus propiedades mecánicas con los estratos subyacentes es enorme. Las comparaciones de los resultados obtenidos en este trabajo, con la información proveniente de los registros de resistencia de punta de cono eléctrico, muestran la confiabilidad de la

- Gabriels, P. R., Snieder y G. Nolet (1987). In situ measurements of shear-wave velocity in sediments with higher-mode Rayleigh waves, *Geophysical Prospecting* 35, 187-296.
- Herrman, R B (1987). *Computer programs in seismology*, University of Saint Louis, Mo.
- Gómez-González, J.M. y C. Calderón-Macías (1992). Extracción de curvas de dispersión en el dominio ($p-\omega$) con datos de refracción sísmica, *Boletín del Centro de Investigación Sísmica*, Fundación Javier Barros Sierra 2, 3-16.
- Gómez-González, J.M., C. Calderón-Macías, E., Romero-Jiménez, S. Chávez-Pérez y J. Ramos Martínez (1993). Surface wave imaging of shallow seismic refraction data in the Xochimilco-Chalco region, Mexico City basin (resumen), *Seismological Research Letters* 64, 39.
- Jongmans, D. and M. Campillo (1993). The determination of soil attenuation by geophysical prospecting and the validity of measured Q values for numerical simulations. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering* 12, 149-157.
- Jongmans, D. and D. Demanet (1993). The importance of surface waves in vibration study and the use of Rayleigh waves for estimating the dynamic characteristics of soils, *Engineering Geology* 34, 105-113.
- Marsal, R.J. y R. Graue (1969). El subsuelo del Lago de Texcoco, Volumen Nabor Carrillo. *Sociedad Mexicana de Mecánica de Suelos*, (SMIS), México.
- McMechan, G.A. and M.L. Yedlin (1981). Analysis of dispersive waves by wave field transformations, *Geophysics* 46, 689-704.
- Rodríguez-Zúñiga, J.L., R. Gaulon, P. A. Blum y F.J. Sánchez-Sesma (1994). Application of in situ measurements of ground inclination to determine shallow elastic parameters, *International Journal of Rock Mechanics & Mining Sciences*. En prensa.
- Rodríguez, M. (1993). Modelo preliminar de la atenuación sísmica en el Valle de México. *Memorias del X Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica*, Puerto Vallarta, Jal., 288-293
- Romero-Jiménez, E. (1992). *Análisis de Dispersión de Registros de Aceleración en la Cuenca de México*. Tesis, Facultad de Ingeniería, UNAM.
- Solomon, S. C. (1972). Seismic wave attenuation and partial melting in the upper mantle of North America, *Journal of Geophysical Research*, V. 77, 1483-1502.
- Tarantola, A. (1987). *Inverse Theory Problem. Methods for Data Fitting and Model Parameter Estimation*, Elsevier, Amsterdam, Holanda.
- Udías, A. y Mézcua, J. (1986). *Fundamentos de Geofísica*, Ed. Alhambra, S. A., Madrid, España.

DISPERSION DE ONDAS SUPERFICIALES EN EL VALLE DE MEXICO Y SU INFLUENCIA EN LA RESPUESTA SISMICA DE LA ZONA DE LAGO EN SEPTIEMBRE DE 1985

Francisco J. Chávez-García^{1,2}.

¹ Instituto de Ingeniería, UNAM, Ciudad Universitaria, Apdo. Postal 70-472, 04510 Coyoacán, D.F., México.

² Centro de Investigación Sísmica, Fundación Javier Barros Sierra, Carretera al Ajusco 203, 14200 Tlalpan, D.F., México.

RESUMEN

El objetivo de este trabajo es caracterizar las ondas superficiales que pueden propagarse en el Valle de México y explorar su contribución al movimiento del valle durante los grandes temblores. Se analizan datos de tres fuentes: los registros de aceleración obtenidos en el valle para el sismo de Michoacán, del 19 de septiembre de 1985; registros de tiros de refracción con dimensiones de tendido del orden de la centena de metros; y temblores lejanos registrados en arreglos de estaciones sísmológicas digitales instalados sobre sedimentos blandos en el valle. El análisis de los acelerogramas del sismo de Michoacán muestra que la composición de ondas superficiales del movimiento sísmico consistió en los modos fundamentales de ondas de Love y de Rayleigh en la banda de 6 a 10 s de período. En la banda de períodos de 3 a 6 s aparecen los modos superiores de ondas superficiales, así como pulsos de ondas de Love propagándose en direcciones distintas a la dirección epicentral con velocidades de fase entre 400 y 800 m/s. Por otra parte, los registros de tiros de refracción indican que las ondas guiadas por las capas blandas superficiales sufren una fuerte atenuación durante su propagación. Ello implica que las ondas superficiales generadas por las heterogeneidades laterales de la capa de arcilla no contribuyen de manera significativa a la respuesta sísmica global del valle, aunque localmente pueden modificar significativamente el movimiento sísmico. Finalmente, la observación de temblores lejanos con arreglos de estaciones sísmológicas instaladas en la zona de lago muestra que el movimiento registrado sobre la arcilla para esos eventos consiste fundamentalmente de ondas de cuerpo entre 0.4 y 3 Hz. En conclusión, la respuesta sísmica del Valle de México se ve fuertemente afectada por ondas superficiales guiadas por estratos profundos (del orden de 1 a 4 km). La larga duración del movimiento sísmico observado en la zona de lago sería la consecuencia de la interacción entre esas ondas superficiales y la respuesta unidimensional de las capas blandas de arcilla superficial.

INTRODUCCION

El riesgo sísmico en la Ciudad de México se ve fuertemente afectado por los efectos de sitio. Los efectos en el movimiento sísmico de las capas blandas de suelo fueron demostrados dramáticamente durante los sismos del 19 y 21 de septiembre de 1985. Como fue ampliamente discutido por Campillo et al. (1989) y Chávez-García et al. (1994a), a la catástrofe vivida por la Ciudad de México en 1985 contribuyeron tanto efectos ligados directamente a la fuente como aquellos debidos al trayecto de las ondas entre la costa del Pacífico y ese lugar. A pesar de ello, no se presentó daño alguno sobre terreno firme. Todos los daños ocurrieron en la zona de lago, sobre una delgada (espesor promedio de 40 m) capa de arcilla lacustre extremadamente blanda que cubre decenas de km² en el valle. La aceleración máxima observada sobre esta capa para el evento principal ($M_s=8.1$, distancia epicentral de

350 km) fué de cerca de 0.2 g, tres veces mayor que la observada en terreno firme (zona de lomas), y casi igual a la registrada en la zona epicentral, directamente sobre el plano de falla. La aceleración máxima, sin embargo, no fué la única diferencia importante entre los registros acelerográficos en zona de lomas y en zona de lago. Los registros obtenidos en zona de lago muestran arribos tardíos de gran amplitud (comparables a la fase más intensa del acelerograma) que incrementaron la duración del movimiento sísmico hasta casi tres veces el observado en terreno firme. Estos arribos tardíos de energía no han recibido hasta ahora una explicación satisfactoria.

La respuesta sísmica del Valle de México ha sido estudiada con detenimiento desde hace más de 30 años. Gracias a esos estudios, se sabía mucho antes de 1985 que el contraste de impedancia entre la capa de arcilla superficial y los sedimentos que la subyacen ocasionaría una amplificación importante del movimiento (Zeevaert,

1964; Newmark y Rosenblueth, 1971). Sin embargo, se esperaba que durante temblores grandes, la degradación no lineal del módulo de rigidez al cortante de la arcilla redujera significativamente la respuesta en la superficie. La comparación entre el evento principal y la réplica del día siguiente mostró claramente que esto no sucedió en 1985 (Singh et al., 1988) y que la arcilla se había comportado casi linealmente a pesar de las grandes deformaciones inducidas por el sismo de Michoacán. Dada la importancia que tiene una delgada capa de material blando superficial en el movimiento del terreno, el modelo más lógico que podemos utilizar para reproducir las amplificaciones del movimiento sísmico observadas en el Valle de México es el modelo unidimensional de propagación de ondas. El trabajo más completo que se ha presentado basado en un modelo 1D es el estudio de Seed et al. (1988). Estos autores analizaron los registros obtenidos en la Ciudad de México en 1985 en términos de espectros de respuesta para 5% de amortiguamiento. Ellos obtuvieron un buen acuerdo entre el promedio de componentes horizontales observadas en cada sitio y los espectros de respuesta que predice un modelo 1D, utilizando como excitación el promedio de todos los registros observados en terreno firme. El buen acuerdo obtenido por Seed et al. (1988) fue cuestionado por Kawase y Aki (1989), quienes mostraron que, aún cuando los modelos 1D permiten reproducir la amplificación observada entre terreno firme y zona de lago, son completamente inadecuados para explicar las diferencias en la duración del movimiento fuerte entre ambas zonas. Esto implica que se requiere de modelos más complejos para explicar el movimiento observado en el Valle de México.

Consideración aparte requiere la explicación a la gran duración del movimiento en zona de lago propuesta por Singh y Ordaz (1993). Estos autores sugieren que las diferencias en duración entre las zonas de lomas y lago son aparentes y que se deben a la falta de instrumentación adecuada. Recientemente, un sismógrafo de banda muy ancha fue instalado en Ciudad Universitaria, en zona de lomas en la Ciudad de México. Basados en registros obtenidos con este instrumento, Singh y Ordaz (1993) proponen que la gran duración del movimiento también está presente en zona de lomas y que no fue registrada debido a que los acelerógrafos, por falta de sensibilidad, se apagaron antes del fin del movimiento. De acuerdo con Singh y Ordaz (1993), ese movimiento que no registraron los acelerógrafos en zona de lomas, al ser amplificado hasta 50 veces por las capas de suelo blando que cubren la zona de lago, dió origen a los arribos tardíos de energía discutidos arriba. Esta explicación es plausible, pero antes de poder aceptarla deben resolverse algunos problemas. Durante el sismo de Michoacán en 1985, el acelerógrafo situado en TY en la zona de lomas (Figura 1) registró de forma continua durante casi tres minutos con amplitudes muy pequeñas. Hasta ahora no ha sido posible reproducir los registros obtenidos en zona de lago utilizando el registro

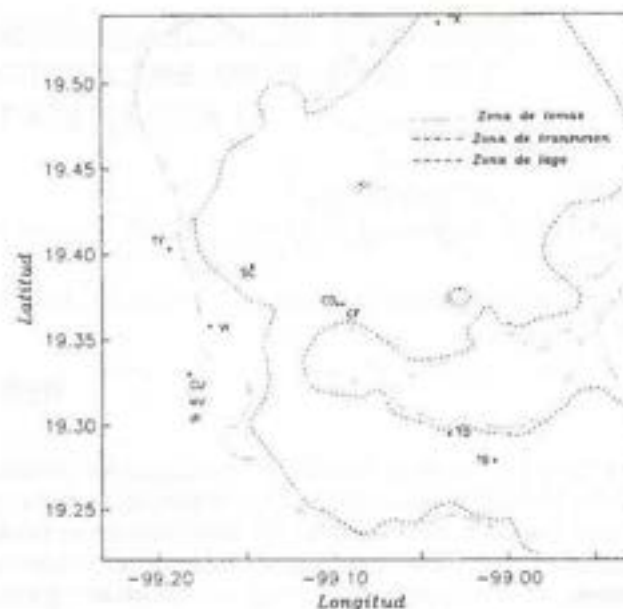


Figura 1. Mapa que muestra las 11 estaciones acelerográficas que registraron el sismo del 19 de septiembre de 1985 en la Ciudad de México. Las líneas punteadas muestran la zonificación geotécnica de la ciudad.

de TY como excitación en un modelo 1D (ver por ejemplo Sánchez-Sesma et al., 1988). Por otra parte, parece poco probable que todas las diferencias entre los diversos registros obtenidos en zona de lago se deban a diferencias en las estratigrafías 1D bajo cada estación. Este problema es particularmente relevante para los registros obtenidos en las estaciones CF y CD, muy diferentes entre sí, a pesar de haberse obtenido a menos de 2 km de distancia. Un problema adicional es el que la zonificación de la Ciudad de México está basada en la distribución espacial de los sedimentos más superficiales. En la zona de lomas, estos sedimentos consisten en las lavas expulsadas durante el último millón de años, periodo en que se formó la Sierra Chichinautzin (DeCserna et al., 1988). Bajo las capas de lava basáltica existen estratos de arcilla y depósitos aluviales (Mooser y Molina, 1993). Los registros de pozo obtenidos en la zona de lomas muestran una capa de baja velocidad bajo el basalto, con una inversión de velocidad de 830 m/s a 570 m/s a 17 m de profundidad (Jaime, 1987). Ordaz y Singh (1992) presentaron evidencias indiscutibles de amplificación del movimiento sísmico sobre las capas de lava basáltica (hasta por un factor de 10 entre 0.2 y 2 Hz) en terreno firme en la Ciudad de México. Es muy probable que efectos de sitio que amplifican de manera tan considerable la amplitud del movimiento tengan una fuerte repercusión también en la duración del mismo. Ordaz y Singh (1992), sin embargo, no hacen referencia alguna a la duración del movimiento sísmico. Es por ello que, aún en caso de que la hipótesis de Singh y Ordaz (1993) sea

correcta, ésta no contribuye a resolver las preguntas importantes que subsisten sobre las causas de la peculiar respuesta sísmica del Valle de México.

Se ha señalado la necesidad de contar con un modelo del Valle de México más completo que el que es posible construir con la aproximación 1D. El Valle de México es evidentemente una estructura geológica compleja con variación en 3D de sus propiedades y geometría. Esta misma complejidad geológica sin embargo constituye un fuerte obstáculo para la formulación de un modelo completo. En efecto, la información geológica y geotécnica disponible muestra que existen heterogeneidades laterales tanto en la geometría como en las propiedades de los materiales, sin embargo los datos son insuficientes para construir un modelo. Un obstáculo adicional lo constituye la capa de arcilla superficial de la zona de lago, la cual tiene un espesor despreciable respecto a su extensión horizontal y una influencia sumamente importante en el movimiento sísmico de la superficie. El contraste de velocidad de ondas de cortante en la base de esta capa de arcilla, junto con su geometría, introduce enormes dificultades numéricas en cualquiera de los métodos disponibles para el modelado sísmico de valles aluviales. Debido a estas limitaciones, los estudios de simulación numérica de la respuesta sísmica del Valle de México han utilizado modelos 2D, simplificados de la realidad. Con estos modelos se ha buscado explicar la duración del movimiento sísmico en la zona de lago.

Se han invocado diferentes factores como causas posibles de las llegadas tardías de energía en los registros de aceleración durante el sismo de Michoacán. Estos factores son: la propagación de ondas de gravedad debido a fenómenos altamente no lineales en la capa de arcilla (Lomnitz, 1990); la resonancia de ondas P propagándose lateralmente (Seligman et al, 1989; Mateos et al, 1993); y la propagación de ondas superficiales generadas por la heterogeneidades laterales (Bard et al, 1988; Campillo et al., 1988; Sánchez-Sesma et al, 1988; Kawase y Aki, 1989). Estas diferentes posibilidades fueron analizadas en detalle por Chávez-García y Bard (1993a, 1993b y 1994) usando modelado numérico. Chávez-García y Bard (1993a y b) mostraron que la probabilidad de que las ondas de gravedad afecten de manera significativa el movimiento sísmico en la Ciudad de México es muy baja, aún en el remoto caso de que la capa de arcilla se comporte como un fluido viscoso. El efecto de las heterogeneidades laterales en modelos elásticos fué analizado en detalle a diferentes escalas por Chávez-García y Bard (1994). Ellos mostraron que la resonancia de ondas P propagándose lateralmente no puede ocurrir en el Valle de México debido a sus dimensiones y a la estructura de velocidad en función de la profundidad. En efecto, Seligman et al. (1989) y Mateos et al. (1993) proponen que en el Valle de México se presenta el fenómeno de resonancia bidimensional (Bard y

Bouchon, 1985). Sin embargo, al calcular la respuesta del modelo de valle propuesto por Seligman et al. (1989), la frecuencia de resonancia bidimensional resulta ser demasiado baja para ser de interés en ingeniería sísmica. La energía difractada por las heterogeneidades laterales para frecuencias mayores de 0.1 Hz consiste de ondas superficiales para cualquier modelo realista del valle. Finalmente, en lo que respecta a la generación de ondas superficiales debido a las heterogeneidades del valle, Chávez-García y Bard (1994) concluyen que estas ondas se generan eficientemente en los bordes del valle y en presencia de heterogeneidades locales en el seno de la capa de arcilla. Sin embargo, dichas ondas se atenúan rápidamente durante su propagación y no constituyen un factor importante en la duración del movimiento fuerte a distancias mayores de 1.5 a 2 km del borde de la cuenca. Ello se debe a una dispersión muy importante (consecuencia del alto contraste de impedancia en la base de la capa de arcilla) y al valor del amortiguamiento material en esta capa. Los resultados de Chávez-García y Bard (1994) sin embargo son válidos únicamente para el rango de valores de los parámetros utilizados en sus modelos. Estos parámetros (velocidades de propagación y factores de atenuación) fueron obtenidos de mediciones en laboratorio de muestras de arcilla (Dobry y Vucetic, 1987; Jaime, 1987). No es sino recientemente que comienzan a aparecer algunos resultados de mediciones *in situ* de las propiedades mecánicas en el rango de frecuencias del movimiento destructor de 1985 (Ramos-Martínez et al, 1994). Otros estudios se han enfocado recientemente a la medición de la dispersión y la atenuación de las ondas superficiales en el Valle de México en el rango de frecuencias de interés (Chávez-García et al, 1994b).

El objetivo de este trabajo es contribuir a la comprensión de los efectos de sitio en el Valle de México, en particular en lo que concierne a la caracterización de las ondas superficiales que pueden propagarse en el Valle de México y las causas de la gran duración del movimiento sísmico observado en zona de lago. Los datos que se utilizaron en este estudio forman tres grupos distintos: los registros de aceleración obtenidos en el Valle de México para el sismo de Michoacán del 19 de septiembre de 1985; registros digitales de tiros de refracción a pequeña escala sobre las arcillas del ex-lago de Xochimilco; y finalmente, sismogramas registrados en arreglos temporales de estaciones digitales de tres componentes. Los registros del sismo de Michoacán permitieron analizar el movimiento sísmico observado durante este temblor y caracterizar la propagación de ondas superficiales en el rango de periodos de 3 a 10 s. Los registros de tiros de refracción a pequeña escala permitieron determinar curvas de dispersión para ondas superficiales que se propagan en las capas de arcilla en la zona de lago. Finalmente, el registro de temblores lejanos en arreglos de estaciones permitió estudiar la velocidad y dirección de propagación de los trenes de onda

registrados a lo largo de los sismogramas. Los resultados obtenidos permitirán concluir sobre el papel de las ondas superficiales en la respuesta sísmica del Valle de México.

ANÁLISIS DE LOS ACELEROGRAMAS OBTENIDOS EN 1985

El análisis detallado de los acelerogramas obtenidos en el Valle de México para el sismo de Michoacán fue presentado por Chávez-García et al. (1994b). En esta sección se presentan los resultados más relevantes de ese estudio. El 19 de septiembre de 1985 se obtuvieron 11 registros de aceleración dentro del valle. De éstos, 8 son digitales y son únicamente éstos los que se discutirán a continuación pues los tres restantes no son confiables (Singh et al, 1988). La Figura 2 muestra los 8 componentes verticales registrados, filtrados en pasa-bajas con una frecuencia de corte de 0.167 Hz (6 s de periodo). Los registros no cuentan con tiempo absoluto, y los hemos defasado arbitrariamente para hacer coincidir el pulso prominente que se observa en todos ellos. Chávez-García et al. (1994b) demostraron que el pulso que observamos en la Figura 2 corresponde al modo fundamental de ondas de Rayleigh, el cual se observa también en el componente radial. Como ejemplo de ello, la Figura 3 muestra los resultados del análisis de dispersión de los componentes vertical y radial del registro TY. Hemos superpuesto con líneas continuas las curvas teóricas que pueden calcularse del modelo de corteza propuesto por Campillo et al. (1989). Basados en análisis adicionales para un temblor reciente, registrado en el sismógrafo de banda muy ancha instalado recientemente en Ciudad Universitaria, hemos hecho coincidir las observaciones para TY mostradas en la Figura 3 con las curvas teóricas a 7.5 s de periodo. Podemos observar que tenemos un buen acuerdo en la banda de 5 a 10 s de periodo. Esto permitió asignar un tiempo común a todos los registros, simplemente calculando el retraso del pulso correspondiente al modo fundamental de ondas de Rayleigh a 7.5 s de periodo, dada la distancia de cada estación en la dirección epicentral. Un análisis similar para el componente transversal permitió identificar a baja frecuencia el modo fundamental de ondas de Love.

Al disponer de una base de tiempo común, fué posible identificar otros pulsos comunes a las 8 estaciones analizadas. Se trata de dos pulsos de ondas de Love con velocidades de propagación de 400 y 800 m/s en la banda de periodos de 3 a 5 s. Las direcciones de propagación fueron determinadas y son diferentes a la dirección epicentral. La amplitud de estos pulsos de ondas de Love es similar a la del registro completo en la estación Tacubaya. Chávez-García et al. (1994b) concluyen que el modelo de Campillo et al. (1989) representa adecuadamente

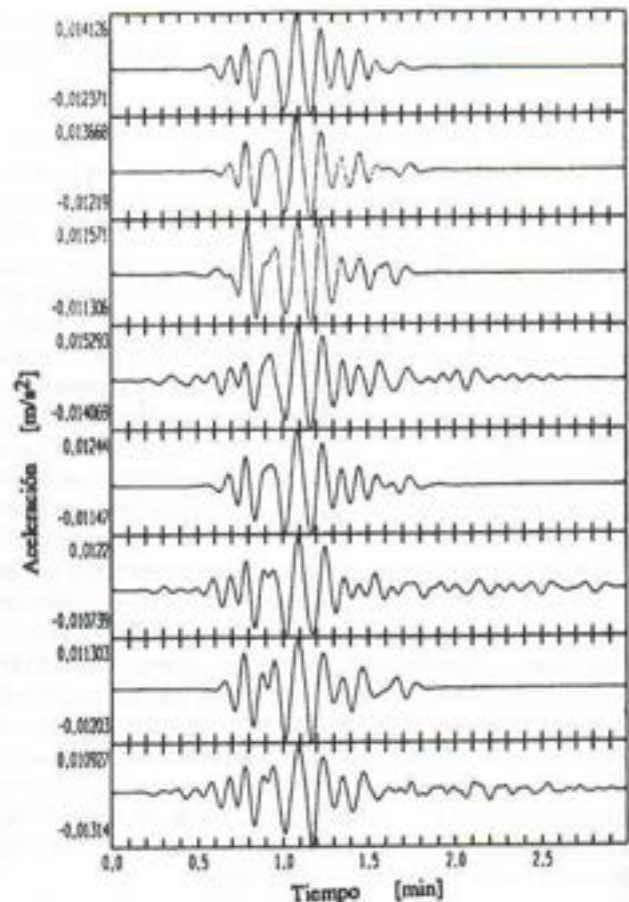


Figura 2. Componentes verticales de los acelerogramas digitales obtenidos en la Ciudad de México para el sismo del 19 de septiembre de 1985. Las trazas han sido filtradas para eliminar frecuencias superiores a 0.167 Hz (6s de periodo). Las trazas han sido defasadas arbitrariamente para alinear el pulso prominente en todas ellas.

la propagación promedio del modo fundamental de ondas de Rayleigh entre la costa del Pacífico y el Valle de México. De acuerdo con ellos, el campo incidente al Valle de México durante el temblor de Michoacán consistió en los modos fundamentales de ondas de Love y de Rayleigh entre 7 y 10 s de periodos y en modos superiores entre 3 y 6 s.

REFRACCION SISMICA

La realización de experimentos de refracción sísmica es una técnica común para la determinación de las propiedades elásticas del subsuelo. La técnica estándar consiste en determinar tiempos de viaje a un conjunto de receptores situados a diferentes distancias de la fuente (usualmente golpes de marro o la detonación de pequeñas cargas de dinamita). En general, no se estudia todo el

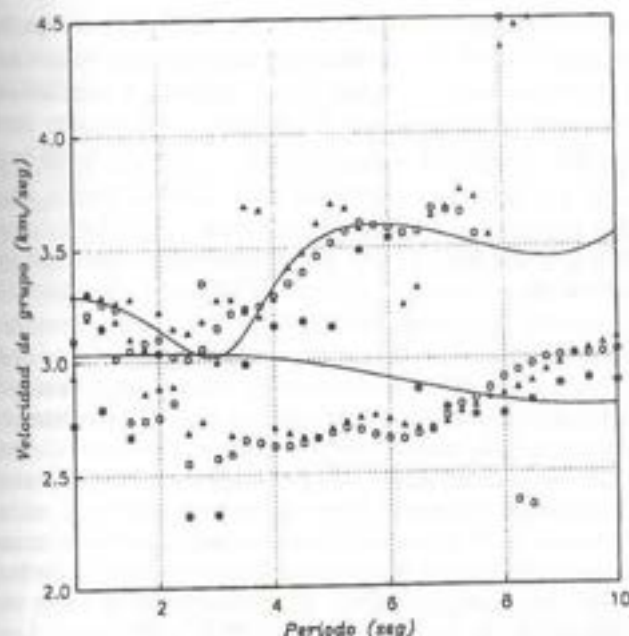


Figura 3. Líneas: curvas teóricas de dispersión de velocidad de grupo para los modos fundamental y primer armónico de ondas de Rayleigh. Círculos y triángulos: dispersión observada en los componentes vertical y radial del acelerograma registrado en TY para el sismo de Michoacán. Asteriscos: dispersión observada en el componente radial del registro de banda ancha obtenido en Ciudad Universitaria para un sismo reciente.

sismograma registrado sino solamente el primer punto del tren de ondas. En suelos blandos, las llegadas de mayor amplitud en los sismogramas consisten en ondas superficiales. Si el equipo de registro es digital, es posible analizar los trenes de ondas superficiales obtenidos con el fin de recuperar información de las características mecánicas y geométricas de los materiales del subsuelo (por ejemplo Al-Eqabi y Herrmann, 1993; Jongmans y Demanet, et al., 1993). Hemos realizado experimentos de refracción en dos zonas del Valle de México: al oriente del aeropuerto de la ciudad, en el ex-lago de Texcoco, y al sur de la Sierra Santa Catarina, en el ex-lago de Xochimilco. Las técnicas de análisis y los resultados obtenidos en el área de Texcoco fueron discutidos en Chávez-García et al. (1993) y Ramos-Martínez et al. (1994). En los siguientes párrafos presentaremos los nuevos resultados obtenidos recientemente en el área de Xochimilco. Ello nos permitirá discutir las semejanzas y diferencias que se observan en la propagación de ondas superficiales en dos áreas distintas de la zona de lago de la Ciudad de México, y permitirá extrapolar nuestros resultados al área urbana.

ADQUISICION DE DATOS

El área seleccionada para el estudio consistió en una zona desocupada en la que aflora la arcilla virgen en el ex-lago de Xochimilco, en el ejido de San Gregorio. El equipo utilizado fueron ocho sismógrafos digitales PRS-4 de Scintrex, acoplados a sismómetros triaxiales de 1 Hz de frecuencia natural, LE-3D de Lennartz. Adicionalmente, se utilizaron dos sismógrafos DR-100 de Sprengnether, acoplados cada uno a tres sismómetros (uno por cada componente de movimiento) Kinematics de 5 s de periodo natural. El espaciado entre receptores fué de 25 m. Se detonaron tres cargas de cerca de 1 kg de dinamita como fuente. Se registraron dos tiros directos con offset de 70 y 50 m y un tiro inverso con offset de 50 m. La Figura 4 muestra los componentes verticales registrados para el primer tiro directo (offset 70 m). Los equipos situados a 150 y 225 m de la fuente son los DR-100, cuyas ganancias no coinciden con los demás registros. Los equipos situados a 200 y 300 m de la fuente no funcionaron. La Figura 4 muestra que las máximas amplitudes registradas se propagaron con velocidades muy bajas (del orden de 60 m/s). El análisis del movimiento de partícula indica que se trata de modos de ondas de Rayleigh generadas por la explosión.

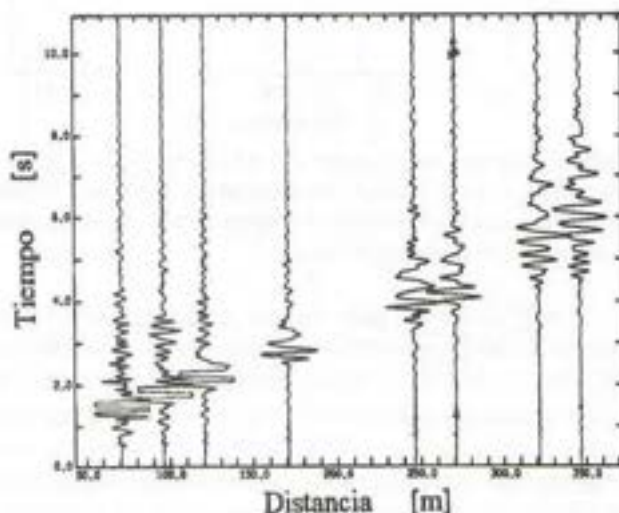


Figura 4. Componentes verticales obtenidas para el primer tiro directo (offset de 70 m) del experimento de refracción en Xochimilco.

DETERMINACION DE CURVAS DE DISPERSION.

Los registros obtenidos se analizaron para determinar curvas de dispersión de velocidades de fase y de grupo. La velocidad de grupo se determinó utilizando la técnica de filtrado múltiple (Dziewonski et al, 1969; Herrmann, 1987). La Figura 5 muestra las velocidades de grupo obtenidas de los componentes verticales y radiales registrados en el tiro 1. Podemos observar que la velocidad con que se propaga

la energía es muy baja, y está comprendida en el intervalo de 40 a 80 m/s. Observamos una coincidencia aceptable entre los resultados para ambos componentes de movimiento, lo que concuerda con nuestra observación de que se trata de ondas de Rayleigh. Observamos que no es posible identificar curvas de dispersión, pues parece que hay un gran número de modos superpuestos en el intervalo de frecuencias analizado. A bajas frecuencias la dispersión de los puntos aumenta, sugiriendo los mínimos de las curvas de dispersión y sus ramas ascendentes. Estos datos no tienen la resolución necesaria para utilizarlos en un proceso de inversión.

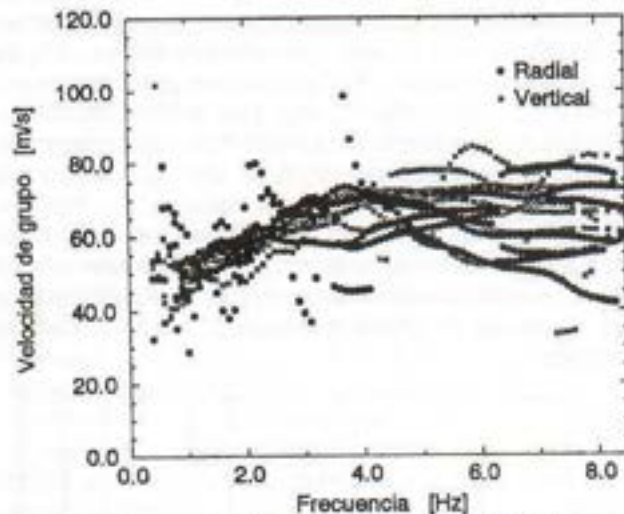


Figura 5. Curvas de dispersión de velocidad de grupo estimadas a partir de los componentes vertical y radial registrados para el primer tiro directo del experimento de refracción en Xochimilco.

La velocidad de fase de las ondas superficiales identificadas en los registros se obtuvo con el procedimiento de stack en el dominio $p-\tau$ (p =parámetro de rayo, τ =tiempo de interceptación) seguido de una transformación al dominio $p-\omega$ (ω =frecuencia angular). Este procedimiento, descrito por McMechan y Yedlin (1981) y Herrmann (1987) permite obtener la distribución de la energía en el plano $f-c$ (f =frecuencia, c =velocidad de fase). Los máximos de la energía en ese plano deben corresponder a la velocidad de fase de las señales registradas. Por otra parte, la longitud de onda, λ , está dada por el cociente c/f . Esto implica que líneas rectas, con un extremo en el origen en el plano $c-f$ corresponden a longitudes de onda constantes. Esto es importante pues el arreglo de estaciones utilizado para registrar el tiro de refracción muestrea espacialmente las señales, por lo que se presenta el problema de *aliasing* espacial para longitudes de onda menores a un cierto valor, dado por el teorema del muestreo. En nuestro caso, la longitud de onda mínima teórica es de 50 m. Como ejemplo de los resultados obtenidos para la velocidad de fase, la

Figura 6 muestra la distribución de los máximos de la energía en el plano $f-c$ obtenidos de la superposición de los componentes verticales registrados en 8 estaciones para el tiro inverso. En la Figura 6 hemos indicado con línea discontinua las rectas correspondientes a $\lambda=50$ m y $\lambda=20$ m. Observamos que tenemos bien definidos dos modos de ondas de Rayleigh, uno entre 0.5 y 1.5 Hz y otro entre 3 y 4.5 Hz. Como esperábamos, al disminuir la longitud de onda aumentan los errores en la estimación de c y por debajo de la recta $\lambda=20$ m los puntos están completamente dispersos. Podemos observar que, para los dos modos detectados, el extremo a baja frecuencia de la curva de dispersión sale de la gráfica. Esto indica que existe un fuerte contraste de velocidad entre las capas superficiales y las rocas subyacentes, y también, que los datos registrados no tienen la resolución suficiente para determinar el valor de la velocidad de propagación en esas rocas subyacentes. El extremo a alta frecuencia de las curvas de dispersión tiende asintóticamente al valor de velocidad de ondas S en la capa más superficial. Las curvas de la Figura 6 sugieren que este valor es de alrededor de 60 m/s, en buen acuerdo con las observaciones de velocidad de grupo.

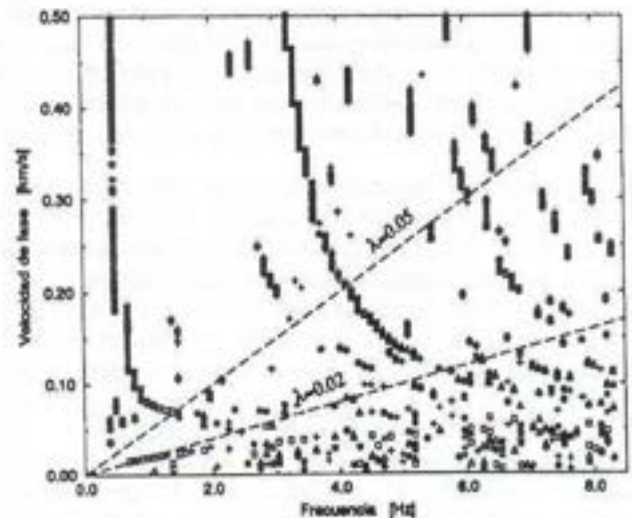


Figura 6. Curvas de dispersión de velocidad de fase estimadas a partir de los 8 componentes verticales registrados en el tiro inverso del experimento de refracción en Xochimilco.

INVERSION DE CURVAS DE DISPERSION.

Las curvas de dispersión de ondas de Rayleigh dependen a través de una función no lineal de la distribución de las velocidades de propagación de ondas S de las capas del subsuelo. Esto permite, mediante un proceso iterativo, y a partir de un modelo inicial, corregir paulatinamente el modelo de velocidades para obtener un mejor ajuste entre las curvas de dispersión observadas y las predichas

por el modelo. La teoría del método de inversión utilizado ha sido descrita en detalle por Aki y Richards (1980), Horike (1985) y Herrmann (1987).

El modelo inicial se obtuvo de reunir información de diversas fuentes: lectura de primeros arribos de los registros obtenidos para los tres tiros, resultados de líneas de refracción sísmica realizadas por CFE en la zona (Benhumea y Vázquez, 1988), y resultados de refracción sísmica a muy pequeña escala realizada en la misma zona como prácticas de la materia de Prospección Sismológica por los alumnos de Ingeniería Geofísica de la Facultad de Ingeniería, UNAM. Los datos de velocidad de fase obtenidos en los tres tiros de refracción se concentraron en un solo archivo para el proceso de inversión. Esto implicó promediar aquellos valores de velocidad de fase obtenidos para un solo valor de frecuencia. Asimismo, se reunieron las observaciones de los componentes verticales con aquellas de los componentes radiales.

El modelo de velocidad resultante del proceso de inversión se muestra en la Tabla 1. Cabe señalar que los datos utilizados para la inversión no tienen resolución a profundidades mayores a 40 m mientras que el espesor de las formaciones arcillosas en Xochimilco puede ser mayor a 100 m (Benhumea y Vázquez, 1988). La Figura 7 muestra el ajuste final obtenido entre observaciones de dispersión de velocidad de fase y las curvas teóricas calculadas con el modelo de la Tabla 1. El acuerdo entre observaciones y teoría es bueno. La Figura 8 presenta los resultados correspondientes para la dispersión de velocidad de grupo. Observamos que el espaciamento entre modos es pequeño y que el mínimo de la velocidad de grupo coincide para diferentes modos. Esto explica por que no fué posible identificar curvas de dispersión en la Figura 5.

ARREGLOS DE ESTACIONES

Los arreglos de estaciones son una herramienta de uso común en Sismología para medir velocidades de propagación de ondas. La primera vez que se utilizaron fué en 1956 (Press, 1956) para determinar velocidad de fase y dirección de propagación de ondas de Rayleigh para un temblor de Samoa registrado por tres estaciones en California. En el tiempo transcurrido desde entonces el campo ha conocido un desarrollo importante (ver p. ej. Aki y Richards, 1980, cap. 11). La importancia de los arreglos de estaciones es que permiten estudiar con detalle las características de la propagación de campos de ondas a través del arreglo, así como mejorar la relación señal/ruido con base en las diferencias de propagación entre señal y ruido (Aki y Richards, 1980). Para ver como es esto posible, supongamos un arreglo de estaciones en el plano x-y. Cualquier campo de ondas, $f(x, y, t)$ puede descomponerse en ondas planas mediante la transformada de Fourier

Tabla 1. Modelo final obtenido del proceso de inversión.

H [m]	α [m/s]	β [m/s]	ρ [g/cm ³]
9.9	425.0	61.8	1.18
11.4	425.0	70.3	1.18
12.2	425.0	81.6	1.18
1.3	1000.0	96.2	1.18
4.4	1000.0	124.6	1.18
3.7	1000.0	77.3	1.18
1.6	1000.0	81.6	1.18
4.9	1000.0	101.8	1.18
12.6	1000.0	164.1	1.20
12.8	1000.0	281.2	1.25
13.0	1000.0	276.5	1.25
14.9	1000.0	511.1	1.50
Semi-espacio	2500.0	1749.7	1.80

H=espesor del estrato

α =velocidad de propagación de ondas P

β =velocidad de propagación de ondas S

ρ =densidad

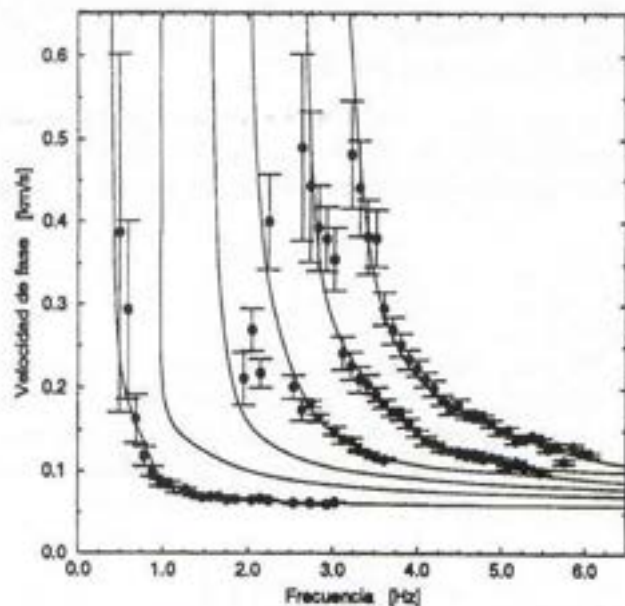


Figura 7. Líneas: curvas teóricas de dispersión de velocidad de fase calculadas para diferentes modos con el modelo resultante del proceso de inversión. Círculos: valores medios con su correspondiente barra de error de las observaciones de velocidad de fase utilizadas como entrada al proceso de inversión.

$$f(x, y, t) = \iiint f(k_x, k_y, \omega) e^{i(\alpha x + \beta y - \omega t)} d\omega dk_x dk_y / 8\pi^3$$

en donde $f(k_x, k_y, \omega)$ es el espectro frecuencia número de onda (llamado comúnmente espectro f - k , siendo f la frecuencia y k el número de onda horizontal), ω es la frecuencia angular y k_x y k_y son los números de onda en la dirección x e y respectivamente. El espectro f - k representa

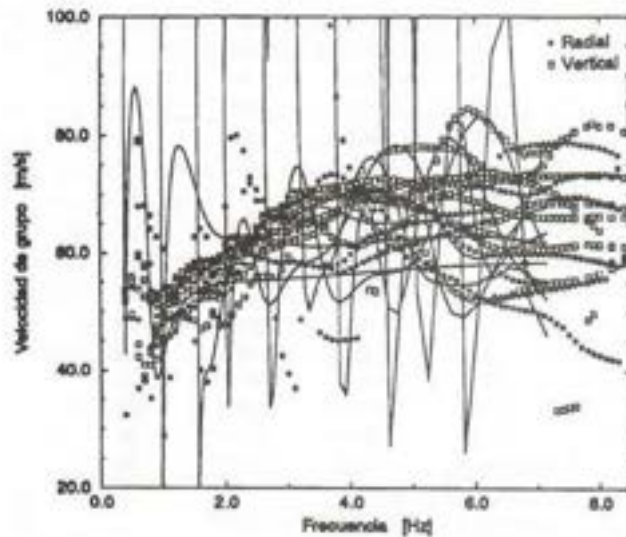


Figura 8. Líneas continuas: curvas teóricas de dispersión de velocidad de grupo calculadas para diferentes modos con el modelo resultante del proceso de inversión. Circulos: observaciones de velocidad de grupo mostradas en la Figura 5.

la amplitud y fase de ondas planas que se propagan con una velocidad de fase (o velocidad aparente en el plano x - y) c , en la dirección especificada por el ángulo acimutal ϕ :

$$k_x = \omega \cos \phi / c$$

$$k_y = \omega \sin \phi / c$$

Es decir, si el campo de ondas consiste por ejemplo, en una sola onda plana propagándose hacia el Norte, debemos observar en el espectro f - k correspondiente un pico sobre la parte positiva del eje k_y . La velocidad de fase con que se propagaría dicha onda está dada por

$$c = 2\pi f / (k_{x0}^2 + k_{y0}^2)^{1/2}$$

en donde son (k_{x0}, k_{y0}) son las coordenadas del pico en el dominio del número de onda horizontal. Si logramos estimar $f(k_x, k_y, \omega)$ a partir de $f(x, y, t)$, es decir las señales de tiempo registradas en un gran número de estaciones sismológicas situadas en los puntos (x, y) , podremos interpretar el campo de ondas como el resultado de la superposición de ondas planas sencillas.

Dadas las ventajas de esta técnica, en el curso de esta investigación se planteó la utilización de arreglos de estaciones para estudiar con detalle el campo de ondas que se propaga en la zona de lago durante temblores. El objetivo principal fué indentificar trenes de ondas superficiales y

caracterizar su propagación en términos de curvas de dispersión. Durante este proyecto se desplegaron dos arreglos temporales de estaciones digitales. En 1993 se ocupó una parte de la zona federal del Proyecto Texcoco (Comisión Nacional del Agua). Durante 1994 se desplegó un arreglo similar en la misma zona estudiada en refracción sísmica, en el ex-lago de Xochimilco. Los arreglos estuvieron en operación durante tres meses en cada uno de los sitios, y se logró registrar varios sismos procedentes de la zona de subducción del Pacífico mexicano o aún más lejanos. Las técnicas de análisis utilizadas consistieron en la estimación del espectro f - k , para diferentes ventanas de frecuencia, y para diferentes ventanas de tiempo a lo largo del sismograma registrado.

Como ejemplo de los resultados obtenidos, se discuten en detalle los registros obtenidos en el arreglo de estaciones instalado en Xochimilco para un sismo lejano. El arreglo de estaciones dispuesto en el campo se muestra en la Figura 9. El espaciado entre estaciones fué de 25 m. El equipo de registro fué nuevamente PRS-4 con sensores LE-3D. La Figura 10 presenta los componentes verticales registrados para el evento del 15 de marzo de 1994 a las 03:39 ($M_s=5.7$) cuyo epicentro ocurrió cerca de las Costas de Nicaragua, en Centroamérica. La distancia fuente-receptor es de casi 1500 km ($\Delta=13.44^\circ$) con un acimut de 308.13° . Los componentes horizontales fueron rotados para analizar el movimiento en las direcciones radial y transversal. El objetivo del análisis fué medir velocidades de fase y direcciones de propagación de los trenes de onda registrados. Para ello realizamos la estimación de espectros en el dominio f - k . Las diferentes técnicas utilizadas para estimar el espectro f - k utilizando arreglos de captadores fué discutido en detalle por Dudgeon y Mersereau (1984) y con menos detalle por Horike (1985). Basados en estas discusiones, preferimos la estimación que proporciona el método de máxima verosimilitud. Este método, conocido como MLM ó Maximum Likelihood Method, fué introducido por Capon (Capon, 1969), y está discutido en detalle en Dudgeon y Mersereau (1984). En este estudio se utilizaron los programas de cómputo usados por Horike (1985).

El procedimiento seguido fué el siguiente. Se dividieron las señales registradas en ventanas de 1024 ó 2048 puntos (el intervalo de muestreo fué de 0.01 s). Para cada ventana se calculó la coherencia y fase entre las señales en función de la distancia y para 21 ventanas en frecuencia, equiespaciadas entre 0.4 y 3 Hz. En este intervalo está comprendida la energía de las señales registradas. La Figura 11 muestra, por ejemplo, la coherencia para la ventana de tiempo de 75.56 a 85.79 s del componente transversal. La coherencia es alta (mayor a 0.6) en todo el rango de frecuencias. Cabe hacer notar que la gran mayoría de las observaciones corresponde a distancias

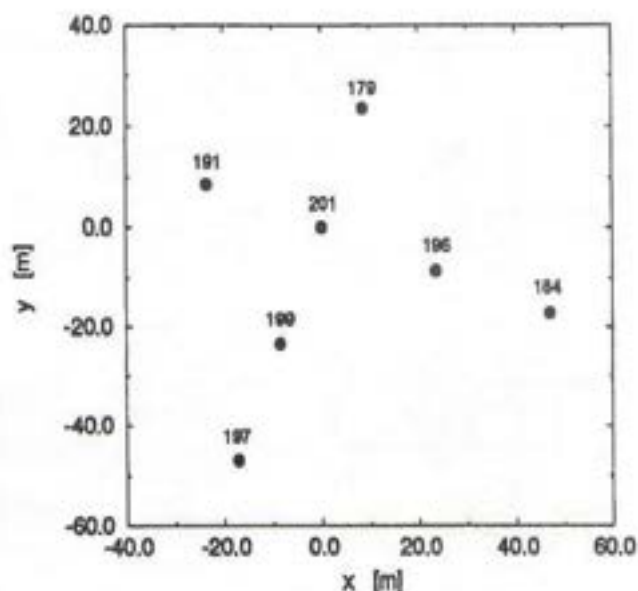


Figura 9. Disposición espacial del arreglo de estaciones en el ex-lago de Xochimilco. El espaciamiento entre estaciones es de 25 m. El eje y es positivo hacia el Norte.

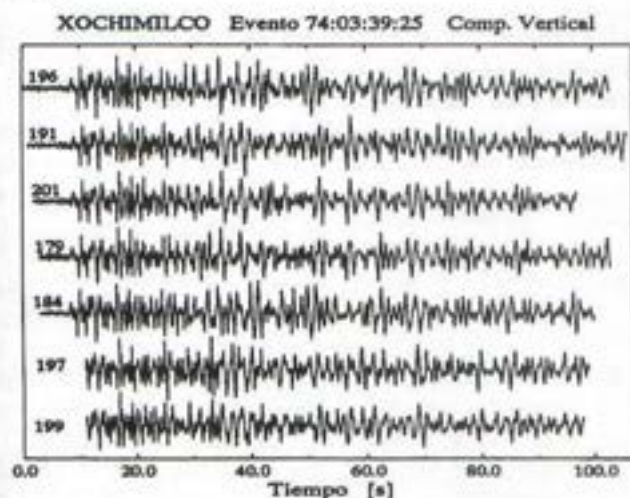


Figura 10. Componentes verticales registradas por el arreglo mostrado en la figura anterior, para el evento del 15 del marzo de 1994 ($M_s=5.7$) frente a las costas de Nicaragua. La escala de velocidad para los sismogramas es arbitraria pero común a todos los registros.

menores a 60 m. A distancias mayores no tenemos una resolución adecuada. Es por ello que para la distancia de 70.7 m no contamos con una estimación de la desviación estándar, pues sólo hay dos estaciones situadas a esta distancia una de otra. Una vez que disponemos de la matriz interspectral entre las trazas, estimamos el espectro $f-k$ para cada uno de los valores de frecuencia analizados. Como ejemplo de ello, la Figura 12 muestra el espectro

$f-k$ para cuatro valores de frecuencia, obtenido de la coherencia mostrada en la Figura 11 (intervalo de tiempo 75.56 a 85.79 s de los componentes transversales). El rango de k_x y k_y mostrado corresponde al intervalo para el cual no aparecen los errores debidos al *aliasing* espacial (k_x y k_y tienen unidades de ciclos/m). Observamos que aparece un único pico en el espectro, muy cercano al origen. Esto indica que la energía de las señales en las cuatro frecuencias mostradas llega a las estaciones con velocidades de fase muy altas y que en este intervalo de tiempo predominan ondas planas con incidencia cercana a la vertical en el componente transversal. Esto sólo es posible para ondas S.

Veamos ahora que sucede en ese mismo intervalo de tiempo en el componente vertical. La Figura 13 muestra la coherencia en función de la frecuencia para este componente en el intervalo 75.56 a 85.79 s. Observamos que la coherencia disminuye rápidamente en función de la frecuencia y de la distancia y es en general inferior a 0.6 para frecuencias mayores que 1 Hz. Los espectros $f-k$ para cuatro de las frecuencias analizadas se presentan en la Figura 14. Podemos observar que a 0.4 Hz aparece nuevamente un pico único cerca del origen. A frecuencias más altas, para las que la coherencia disminuye considerablemente, la energía se distribuye en el plano k_x-k_y de manera más uniforme, apareciendo un gran número de picos. La Figura 15 muestra la distribución de las direcciones de propagación obtenidas en función de la frecuencia. Esta figura sugeriría que hay tres trenes de onda propagándose en las direcciones dadas por el acimut 50° , 220° y 350° . Supongamos que existe un tren coherente de ondas propagándose en la dirección de 350° . Si

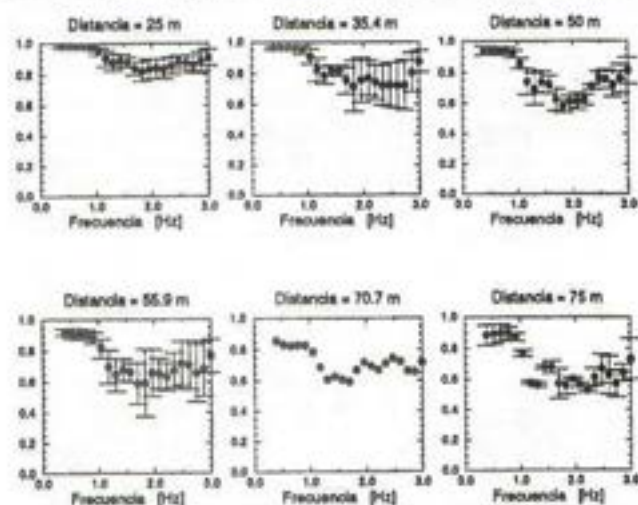


Figura 11. Coherencia en función de la frecuencia para diferentes valores de la distancia entre estaciones. Los datos analizados corresponden a la ventana temporal 75.56 a 85.79 s del componente transversal.

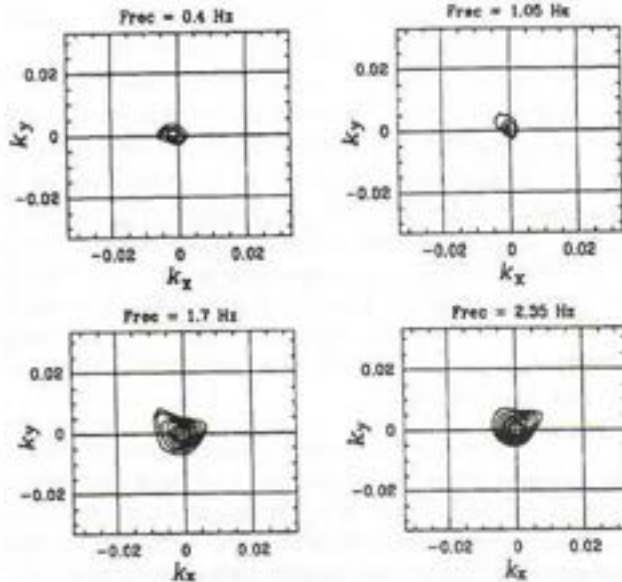


Figura 12. Espectros f - k para cuatro valores de frecuencia obtenidos a partir de la coherencia mostrada en la figura anterior. Las unidades de k_x y k_y son ciclos/m.

promediamos las estimaciones de velocidad de fase obtenidas para los puntos cuya dirección de propagación está comprendida entre 300° y 360° de acimut, obtenemos el resultado mostrado en la Figura 16. Esta figura muestra que la dirección de propagación es razonablemente estable en función de la frecuencia para el rango estudiado. Sin embargo, la velocidad de fase aumenta con la frecuencia en el rango 0.7 a 1.7 Hz, rango en el que la coherencia es la más alta para este grupo de señales. Para frecuencias

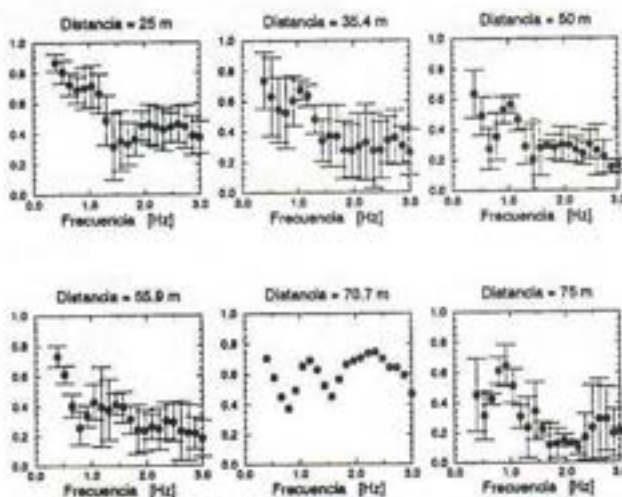


Figura 13. Coherencia en función de la frecuencia para diferentes valores de la distancia entre estaciones. Los datos analizados corresponden a la ventana temporal 75.56 a 85.79 s del componente vertical.

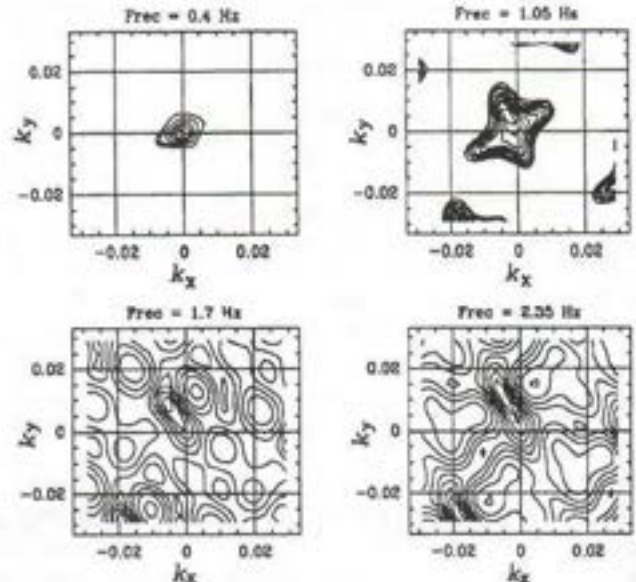


Figura 14. Espectros f - k para cuatro valores de frecuencia obtenidos a partir de la coherencia mostrada en la figura anterior. Las unidades de k_x y k_y son ciclos/m.

en el rango 1.7 a 2.5 Hz no observamos variaciones significativas de la velocidad de fase. Finalmente, a frecuencias mayores a 2.5 Hz, la dispersión en la estimación de la velocidad de fase aumenta enormemente. Podemos concluir que en el componente vertical observamos trenes de onda provenientes de tres direcciones preferenciales. Sin embargo, estos trenes no son coherentes entre sí y su velocidad de fase no concuerda con lo que esperamos para trenes de ondas superficiales. Esto indica que se trata de ondas de cuerpo difractadas por heterogeneidades en el subsuelo. Si se tratara de ondas P su velocidad de fase debería ser mayor a la velocidad de ondas P en las capas más superficiales (por ejemplo 425 m/s en el modelo de la Tabla 1). Observamos sin embargo que en el rango en el que son más coherentes, su velocidad de fase es menor a 400 m/s. Esto sugiere que se trata del componente vertical de ondas SV.

Hemos realizado análisis similares para otros eventos y en ventanas de tiempo a lo largo de todo el sismograma registrado. Los resultados son similares. En ningún momento encontramos evidencia de trenes coherentes de ondas superficiales, aún cuando analizamos la parte tardía de los sismogramas como en el caso mostrado. Concluimos que en las señales registradas en zona de lago predominan las ondas de cuerpo, en la banda de frecuencias de 0.4 a 3 Hz.

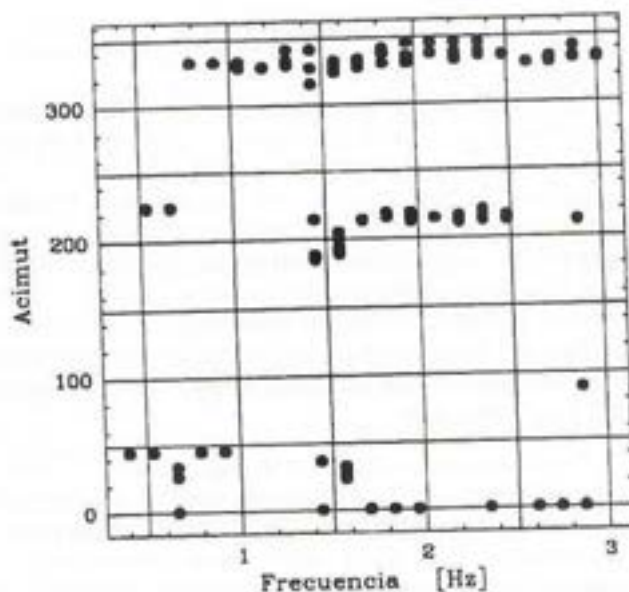


Figura 15. Direcciones de propagación en función de la frecuencia determinadas de los espectros $f-k$ para la ventana temporal 75.56 a 85.79 s del componente vertical. Cada símbolo corresponde a un pico en los espectros $f-k$ para la ventana temporal 75.56 a 85.79 s del componente vertical.

DISCUSION

Se han presentado los resultados de tres grupos distintos, de datos relacionados con la respuesta sísmica del Valle de México. En los siguientes párrafos intentaremos interpretar dicha respuesta con los resultados obtenidos. En primer lugar, el análisis de los acelerogramas registrados en 1985 demostró que, a periodos mayores a 3 s, el movimiento del terreno está dominado por ondas superficiales; algunas de ellas provenientes de la fuente y otras difractadas a partir de heterogeneidades locales. Estas ondas superficiales aparecen independientemente de la zona geotécnica en la que se realizó el registro, y por ello deben estar relacionadas con estructuras geológicas profundas. ¿Qué tan profundas? Sabemos que la profundidad de penetración de las ondas superficiales es, en primera aproximación, igual a la longitud de onda. La longitud de onda es igual al producto de velocidad de fase por el periodo. Recordemos que los pulsos de ondas de Love identificados por Chávez-García et al. (1994b) se propagan en el intervalo de periodos de 3 a 5 s y con velocidades entre 400 y 800 m/s. Por ello, estos pulsos tienen longitud de onda entre 1 y 4 km, lo que sugiere que fueron generados por heterogeneidades laterales con dimensiones de pocos km y que están guiados por las capas geológicas de la compleja secuencia de rocas volcánicas y sedimentarias que yacen sobre la caliza del

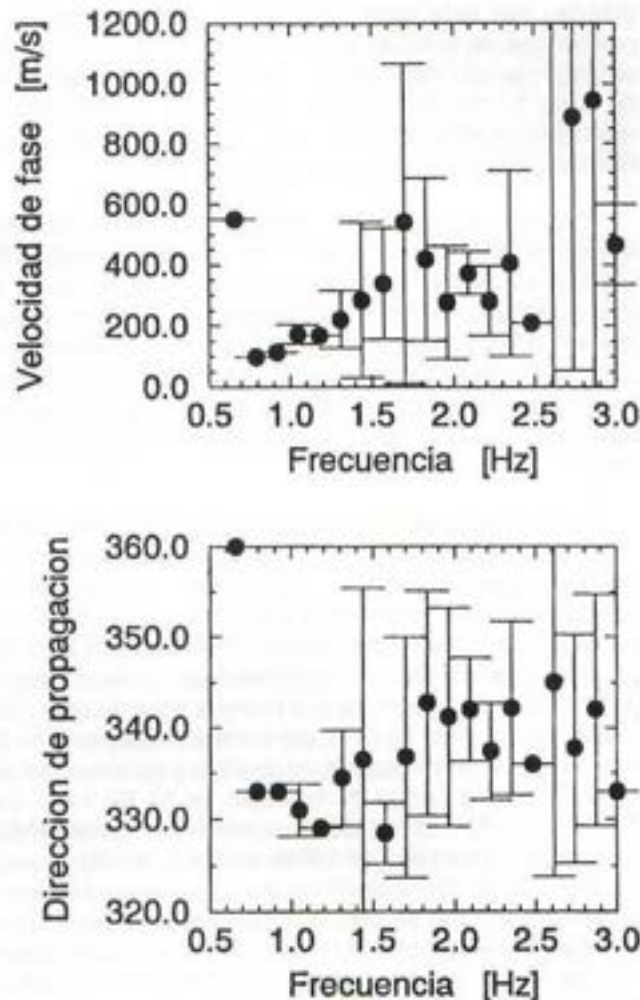


Figura 16. Dirección de propagación y velocidad de fase en función de la frecuencia. Cada símbolo corresponde a un pico en los espectros $f-k$ para la ventana temporal 75.56 a 85.79 s del componente vertical. La barra vertical indica la dispersión para cada frecuencia. Solamente se representan los puntos cuya dirección de propagación está comprendida entre 300° y 360°.

Cretácico (ver, por ejemplo, Pérez-Cruz, 1988; Mooser y Molina, 1993).

Por otra parte, el análisis de registros de refracción en Xochimilco indica que las ondas superficiales guiadas por las capas blandas de arcilla de la zona de lago sufren una fuerte dispersión debido al fuerte contraste de velocidad de ondas S en la base de las formaciones arcillosas. Estos resultados concuerdan con los obtenidos por Chávez-García et al. (1993) y Ramos-Martínez et al. (1994) en la zona de Texcoco. Esto indica que, a pesar de que las velocidades de propagación de las capas superficiales difieren entre estas zonas, el contraste de impedancia en la base de la arcilla, causante de la dispersión de las ondas

guiadas por esta capa, es común a ambas zonas y probablemente también a toda la zona de lago. Podemos concluir que las ondas superficiales guiadas por las capas de suelo blando no afectan de manera significativa la respuesta sísmica del valle, aunque pueden contribuir de forma importante al movimiento localmente.

Finalmente, analizamos sismogramas para temblores lejanos registrados en la zona de lago por arreglos de estaciones. Los resultados indican que, cuando el movimiento es coherente, predominan las ondas de cuerpo en los sismogramas, con incidencia cercana a la vertical y aún para ventanas de tiempo tardías en el sismograma. En ningún caso observamos evidencia de ondas superficiales para el rango de frecuencias analizado (0.4 a 3 Hz).

Consideremos ahora el movimiento destructor en 1985. Los acelerogramas registrados el 19 de septiembre mostraron que el periodo dominante del movimiento destructor estuvo comprendido entre 2 y 3 s. Diversos estudios relacionaron de manera confiable este periodo con la enorme amplitud del movimiento asociado a la resonancia de la capa de arcilla que cubre la zona de lago. En la estación SC (ver Figura 1), por ejemplo, el espesor de la capa de arcilla en este punto es de 40 m y su velocidad de propagación de ondas de cortante es de 80 m/s. La resonancia de la capa de arcilla ocurre a 0.5 Hz, frecuencia dominante que tuvo el movimiento destructor en este punto. Esto concuerda con la observación de que el movimiento del terreno en zona de lago resulta fundamentalmente de la propagación vertical de ondas de cuerpo. Ahora bien, bajo las capas más superficiales se propagaron ondas lentas, guiadas por capas profundas, a periodos muy semejantes a los de la resonancia 1D de las capas superficiales. Con base en los resultados presentados, podemos avanzar la interpretación preliminar siguiente. La naturaleza 3D del valle difractó el campo incidente, generando la propagación de ondas guiadas por capas profundas con velocidades de propagación bajas. La frecuencia dominante de estas ondas es muy cercana a la frecuencia de resonancia 1D de las capas de arcilla superficial. Esta cercanía en frecuencia, propició la excitación de la resonancia 1D de las capas de suelo blando por la propagación de ondas lentas, guiadas por capas profundas, resultando en la gran duración del movimiento sísmico observado en la zona de lago. Esta interpretación preliminar deberá ser confirmada por análisis posteriores. En efecto, por una parte ignoramos como podría realizarse la interacción. Por otra, esta interpretación requiere la existencia de una fuerte inversión de velocidad para la cual no contamos con las mediciones requeridas, a pesar de que los estudios geológicos sugieren definitivamente la presencia de sedimentos blandos intercalados en la columna geológica que llena el Valle de México.

CONCLUSIONES

Hemos presentado un estudio observacional de ondas superficiales en el Valle de México. El objetivo de este estudio fue el de caracterizar la propagación de ondas superficiales a diferentes escalas y en distintos rangos de frecuencia. Se analizaron datos de tres grupos distintos: los registros de aceleración obtenidos en el Valle de México para el sismo de Michoacán del 19 de septiembre de 1985; registros digitales de tiros de refracción a pequeña escala sobre las arcillas del ex-lago de Xochimilco; y sismogramas registrados en arreglos temporales de estaciones digitales de tres componentes.

El análisis de los registros acelerográficos del sismo de Michoacán permitió identificar los modos fundamentales de ondas de Rayleigh en los componentes vertical y radial y de ondas de Love en el componente transversal, en el rango de periodos de 6 a 10 s. En el rango de periodos de 3 a 6 s, los registros consisten del primer modo superior de ondas de Rayleigh proveniente de la fuente, y de al menos dos pulsos de ondas de Love. Estos últimos se propagan en direcciones distintas a la dirección epicentral y con velocidades de 400 a 800 m/s. Por lo tanto el movimiento sísmico observado en zona de lago durante el sismo de Michoacán estuvo fuertemente influido por ondas superficiales lentas, guiadas por estratos situados entre 1 y 4 km de profundidad.

Los registros de tiros de refracción a pequeña escala nos permitieron medir la dispersión de ondas superficiales guiadas por las capas blandas de arcilla en la zona de lago. Obtenemos para Xochimilco resultados similares a los obtenidos anteriormente en Texcoco, por lo que creemos que podemos extrapolar nuestros resultados a la zona urbana. La medición confiable de las curvas de dispersión de velocidad de fase de dichas ondas superficiales y su inversión muestran, sin lugar a dudas, que dichas ondas no pueden propagarse a distancias mayores a 1.5 km del lugar en que se generan. Por ello, no pueden contribuir a la respuesta global del valle y no permiten explicar la duración del movimiento observado. Por supuesto, localmente pueden afectar considerablemente el movimiento.

Finalmente, el registro de temblores lejanos en arreglos de estaciones nos permitió estudiar la velocidad y dirección de propagación de los trenes de onda que componen el movimiento sísmico en el intervalo 0.4 a 3 Hz. No observamos en ningún momento evidencia de la propagación de trenes coherentes de ondas superficiales. El movimiento registrado consistió en ondas de cuerpo, aún para ventanas de tiempo tardías.

Con base en lo anterior, la explicación preliminar que proponemos para el movimiento sísmico del valle de México es la siguiente. La energía sísmica incidente al valle consiste en ondas superficiales. La estructura de la cuenca sedimentaria sobre el basamento Cretácico genera trenes adicionales de ondas superficiales. La amplitud de estos trenes de onda es significativa, su velocidad de propagación es pequeña y su frecuencia dominante coincide con las frecuencias de resonancia de las capas blandas de arcilla. La interacción entre las ondas guiadas a profundidad y la resonancia 1D de las capas de arcilla daría lugar a movimientos de gran amplitud, con llegadas tardías que contribuyeron a los grandes daños observados en 1985. Esta interpretación deberá ser confirmada por estudios posteriores.

AGRADECIMIENTOS

La colaboración de H. Mijares, J. Cuenca, M. Cárdenas y J. Lermo fué decisiva para la realización del trabajo de campo. Este trabajo no se habría podido llevar a cabo sin la entusiasta colaboración de E. Romero y J. Ramos. Las Figuras 1, 2 y 3 fueron elaboradas por E. Romero. J. Cuenca graficó la Figura 10. E. Nava proporcionó la localización del evento registrado en el arreglo de estaciones. Los comentarios y sugerencias de F.J. Sánchez-Sesma y de un revisor anónimo mejoraron significativamente el manuscrito. Esta investigación fué financiada por la DGAPA, UNAM bajo el proyecto IN104792.

REFERENCIAS

- Aki, K. y P.G. Richards (1980). *Quantitative Seismology. Theory and methods*, W. H. Freeman and Co., San Francisco.
- Al-Eqabi, G.I. y R.B. Herrmann (1993). Ground roll: a potential tool for constraining shallow shear-wave structure, *Geophysics*, 58, 713-719.
- Bard, P.Y. and M. Bouchon (1985). The two dimensional resonance of sediment-filled valleys, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 75, 519-541.
- Bard, P.Y., M. Campillo, F.J. Chávez-García and F. Sánchez-Sesma (1988). A theoretical investigation of large-and small-scale amplification effects in the Mexico City valley, *Earthquake Spectra*, 4, 609-633.
- Benhumea, M. y A. Vázquez (1988). Estudios geofísicos del Valle de México. Comisión Federal de Electricidad, Departamento de Estudios Geofísicos, México D.F., 60 pp.
- Campillo, M., P.Y. Bard, F. Nicollin and F.J. Sánchez-Sesma (1988). The incident wavefield in Mexico City during the Great Michoacán earthquake and its interaction with the deep basin, *Earthquake Spectra*, 4, 591-608.
- Campillo, M., J.C. Gariel, K. Aki and F.J. Sánchez-Sesma (1989). Destructive strong ground motion in Mexico City: source, path, and site effects during the great 1985 Michoacán earthquake, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 79, 1718-1735.
- Capon, J. (1969). High-resolution frequency wavenumber spectrum analysis, *Proceedings of the IEEE*, 57, 1408-1418.
- Chávez-García, F.J. and P.Y. Bard (1993a). Gravity wave in Mexico City? - I. Gravity perturbed waves in an elastic solid, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 83, 1637-1655.
- Chávez-García, F.J. and P.Y. Bard (1993b). Gravity wave in Mexico City? - II. Coupling between an elastic solid and a fluid layer, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 83, 1656-1675.
- Chávez-García, F.J., J. Lermo y H. Mijares (1993). Observación de ondas superficiales en el Valle de México. Implicaciones para la evaluación de efectos de sitio, *Memorias del X Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica*, Puerto Vallarta, Octubre, 280-287.
- Chávez-García, F.J. and P.Y. Bard (1994). Site effects in Mexico City eight years after the September 1985 Michoacán earthquakes, *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 13, 229-247.
- Chávez-García, F.J., F.J. Sánchez-Sesma, M. Campillo y P.Y. Bard (1994a). El terremoto de Michoacán de septiembre de 1985: efectos de fuente trayecto y sitio, *Física de la Tierra*, aceptado.
- Chávez-García, F.J., J. Ramos-Martínez and E. Romero-Jiménez (1994b). Surface wave dispersion analysis in Mexico City, *Bulletin of the Seismological Society of America*, (enviado).
- DeCerna, Z., M. De La Fuente-Duch, M. Palacios-Nieto, L. Triay, L.M. Mitre-Salazar y R. Mota-Palomino (1988). Estructura geológica, gravimetría, sismicidad y relaciones neotectónicas regionales de la Cuenca de México, Instituto de Geología, UNAM reporte 104, 71 pp.
- Dobry, R. and M. Vucetic (1987). Dynamic properties and

- seismic response of soft clay deposits, *Proceedings of the 4th International Conference on Geotechnical Engineering of Soft Soils*, México, August, 51-87.
- Dudgeon, D.E. and R.M. Mersereau (1984). *Multidimensional digital signal processing*, Prentice-Hall, Inc., Englewood Cliffs, New Jersey, 400 pp.
- Dziewonski, A., S. Bloch and K. Landisman (1969). A technique for the analysis of transient seismic signal, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 59, 427-444.
- Herrmann, R.B. (1987). *Computer programs in Seismology*, 6 vols., Saint Louis University, Missouri.
- Horike, M. (1985). Inversion of phase velocity of long-period microtremors to the S-wave velocity structure down to the basement in urbanized areas, *Journal of Physics of the Earth*, 33, 59-96.
- Jaime, A. (1987). Características dinámicas de las arcillas del Valle de México, Tesis doctoral, Facultad de Ingeniería, UNAM, México.
- Jongmans, D. and D. Demanet (1993). The importance of surface waves in vibration study and the use of Rayleigh waves for estimating the dynamic characteristics of soil, *Engineering Geology*, 34, 105-113.
- Kawase, H. and K. Aki (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, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 79, 1361-1382.
- Lomnitz, C. (1990). Mexico 1985: the case for gravity waves, *Geophysical Journal International*, 102, 569-572.
- Mateos, J.L., J. Flores, O. Novaro, T.H. Seligman and J.M. Alvarez-Tostado (1993). Resonant response models for the Valley of Mexico-II. The trapping of horizontal P waves, *Geophysical Journal International*, 113, 449-462.
- McMechan, G.A. and M.L. Yedlin (1981). Analysis of dispersive waves by field transformations, *Geophysics*, 46, 869-874.
- Mooser, F. y C. Molina (1993). Nuevo modelo hidrogeológico para la cuenca de México, *Boletín*, Centro de Investigación Sísmica de la Fundación Javier Barros Sierra, 3, 68-84.
- Newmark, N.M. and E. Rosenblueth (1971). *Fundamentals of Earthquake Engineering*, Prentice-Hall, Inc., Englewood Cliffs, New Jersey.
- Ordaz, M. and S.K., Singh (1992). Source spectra and spectral attenuation of seismic waves from Mexican earthquakes, and evidence of amplification in the hill zone of Mexico City, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 82, 24-43.
- Pérez-Cruz, G.A. (1988). *Estudio sísmológico de reflexión del subsuelo de la Ciudad de México*, Tesis de Maestría, Facultad de Ingeniería, UNAM, 81 pp.
- Press, F. (1956). Determination of crustal structure from phase velocity of Rayleigh waves. Part 1. Southern California, *Bulletin of the Geological Society of America*, 67, 1647-1658.
- Ramos-Martínez, J., F.J. Chávez-García, E. Romero-Jiménez, J.L. Rodríguez-Zúñiga and J.M. Gómez-González (1994). Site effects in Mexico City. Constraints from surface wave inversion of shallow refraction data, *Journal of Applied Geophysics*, enviado para su posible publicación.
- Sánchez-Sesma, F.J., S. Chávez-Pérez, M. Suárez, M.A. Bravo and L.E. Pérez-Rocha (1988). On the seismic response of the Valley of Mexico, *Earthquake Spectra*, 4, 569-589.
- Seed, H.B., M.P. Romo, J.I. Sun, A. Jaime and J. Lysmer (1988). Relationships between soil conditions and earthquake ground motions, *Earthquake Spectra*, 4, 687-729.
- Seligman, T.H., J.M. Alvarez-Tostado, J.L. Mateos, J. Flores and O. Novaro (1989). Resonant response models for the Valley of Mexico-I; the elastic inclusion approach, *Geophysical Journal International*, 99, 789-799.
- Singh, S. K, E. Mena and R. Castro (1988). Some aspects of source characteristics of the 19 September 1985 Michoacán earthquake and ground motion amplification in and near Mexico City from strong motion data, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 78, 451-477.
- Singh, S.K and M. Ordaz (1993). On the origin of long coda observed in the lake-bed strong motion records of Mexico City, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 83, 1298-1306.
- Zeevaert, L. (1964). Strong ground motions recorded during earthquakes of May the 11th and 19th, 1962 in Mexico City, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 54, 209-231.

ESTUDIOS DE ATENUACION SISMICA EN LA ZONA DE SUBDUCCION DE MEXICO.

Raúl R. Castro Escamilla

Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, División Ciencias de la Tierra.
 Apdo. Postal No. 2732, C.P. 22830, Ensenada, B.C.

RESUMEN

Los estudios de atenuación de la zona de subducción de México se han concentrado particularmente en las regiones de Guerrero y Oaxaca. Una observación común en ambas regiones es que el factor de calidad Q depende significativamente de la frecuencia. Para la región de Oaxaca, la similitud entre las estimaciones de atenuación de las ondas de coda y la de las ondas directas S indica que, al igual que en otras regiones, $Q_s = Q_c$. Las estimaciones de Q reportadas para la región de Guerrero muestran diferencias importantes en una banda amplia de frecuencias. Las variaciones espacio-temporales reportadas, para esta región sugieren que Q está fuertemente influenciada por la actividad tectónica y consecuentemente con el estado de esfuerzos de la región.

INTRODUCCION

La atenuación de las ondas sísmicas puede describirse por medio del factor de calidad Q , el cual se define como la fracción de energía perdida por ciclo:

$$\frac{2\pi}{Q} = -\frac{\Delta E}{E} \quad (1)$$

La pérdida de energía durante la propagación de las ondas sísmicas está controlada por diferentes mecanismos tales como la dispersión y la fricción interna del medio. Estos a su vez dependen de la heterogeneidad del medio y de las propiedades elásticas de este. Se ha observado que la contribución de la absorción intrínseca y la dispersión en la atenuación total es un proceso aditivo, el cual puede describirse por medio de la siguiente relación (Dainty, 1981; Rovelli, 1982; Richards and Menke, 1983)

$$\frac{1}{Q} = \frac{1}{Q_i} + \frac{1}{Q_s} \quad (2)$$

donde $1/Q_i$ es la atenuación intrínseca y $1/Q_s$ la atenuación debida a la dispersión.

Una de las tareas más importantes en sismología es poder estimar la intensidad del movimiento del terreno debida a temblores de diferente magnitud y distancia de origen. Para este propósito, las estimaciones de Q son particularmente útiles ya que permiten determinar la ley de

decaimiento de las amplitudes con la distancia. Entre las primeras leyes de atenuación determinadas, usando temblores de México, están la de Esteva y Villaverde (1973), la de Bufalisa (1984) y más recientemente la determinada por Singh y otros (1988). Desde entonces, con el aumento de instrumentos y registros de temblores, los estudios de atenuación en México se han diversificado a diferentes regiones y aplicaciones.

El objetivo de este artículo es revisar los trabajos más recientes sobre atenuación de las ondas sísmicas de temblores registrados en la zona de subducción de México. En particular se analizarán las regiones de Guerrero y Oaxaca, donde la mayoría de los estudios sobre el tema se han realizado.

METODOS DE ANALISIS

En los últimos años se han desarrollado una gran variedad de métodos para estimar la atenuación de las ondas sísmicas. Estimaciones de Q determinadas del análisis de las ondas de coda están en su mayoría basadas en los modelos de dispersión simple de Aki y Chouet (1975) y de Sato (1977). De particular interés han sido también las estimaciones de la atenuación que se basan en el análisis de las ondas S . Uno de los problemas primordiales en ambos casos es poder separar los efectos de la trayectoria y la fuente de los registros sísmicos. Así, para poder inferir Q , comúnmente se adopta un modelo de referencia para la fuente o bien se usa un método de cancelación de la misma. A continuación describiremos algunas de las características de los métodos más comúnmente usados para determinar Q .

COCIENTES ESPECTRALES

La atenuación promedio entre la fuente y la estación de registro puede estimarse comparando registros espectrales de estaciones cercanas a la fuente sísmica y registros de estaciones localizadas en el campo lejano. Este método comúnmente conocido como método de cocientes espectrales es bastante usado para estudios regionales y telesísmicos de atenuación (Frasier y Filson, 1972; Castro, 1983; Rebollar y otros, 1985; Taylor y otros, 1986; entre otros). Generalmente se asume que los registros cercanos a la fuente describen el espectro de $S(f)$ y que los registros espectrales de sitios alejados de ésta consisten del producto de la misma función de la fuente $S(f)$ con el operador de atenuación $A(f,r)$ y la respuesta sísmica del sitio $Z_s(f)$:

$$U_s(f,r) = S(f) A(f,r) Z_s(f) \quad (3)$$

donde f es la frecuencia, r la distancia de la fuente al receptor y

$$A(f,r) = G(r) e^{-\omega t^*} \quad (4)$$

$G(r)$ es la función de dispersión geométrica la cual es aproximadamente $1/r$ para las ondas de cuerpo y $(1/r)^{0.5}$ para las ondas superficiales. El parámetro t^* se define como:

$$t^* = \int \frac{ds}{v(s)Q(s)} \quad (5)$$

donde s es la distancia recorrida a lo largo de la trayectoria y $v(s)$ la velocidad de propagación de la onda.

Sea $Z_s(f)$ el operador que contiene el efecto de la estratificación y las posibles variaciones geológicas del sitio de registro cercano a la fuente, entonces el cociente espectral entre registros lejanos y cercanos a la fuente puede expresarse como:

$$\ln R(f) = b - \pi f t^* \quad (6)$$

donde b contiene los efectos de sitio y dispersión geométrica, y $R(f)$ el cociente de las amplitudes espectrales $(R(f) = U_s(f)/U_l(f))$. De esta manera t^* puede estimarse a través de una regresión lineal.

METODO DE APROXIMACION FUNCIONAL

En este método el operador de atenuación $A(f,r)$ adquiere cualquier forma funcional de acuerdo al decaimiento espectral de las amplitudes observadas. Así, en lugar de asumir que el espectro de amplitudes decae

exponencialmente con la distancia, se buscan curvas monotonamente decrecientes y suaves que ajusten el decaimiento de las amplitudes. Esta técnica fué inicialmente introducida por Brillinger y Preisler (1984) para encontrar relaciones de atenuación de la aceleración máxima y extendida por Anderson (1991) y Castro y otros (1990) para modelar la atenuación espectral de amplitudes generadas por temblores regionales.

La dependencia de las amplitudes espectrales con la distancia es analizada considerando que para una frecuencia dada las amplitudes decaen siguiendo un modelo no-paramétrico descrito por la siguiente ecuación:

$$U_i(f,r) = S_i(f) A(f,r) \quad (7)$$

donde $S_i(f)$ en este modelo es un escalar que depende del tamaño de la fuente i y $U_i(f,r)$ es la amplitud observada a la frecuencia f del evento i registrado a la distancia hipocentral r . Además se asume que el operador de atenuación $A(f,r)$ contiene los efectos de la dispersión geométrica y de Q (Castro y otros, 1990).

DECAIMIENTO ESPECTRAL

Del análisis espectral de registros de aceleración de temblores de California, Anderson y Hough (1984) observaron que a frecuencias altas los espectros de aceleración decaen exponencialmente. Basados en esta observación propusieron que la forma del espectro de la aceleración del terreno puede describirse mediante la relación:

$$a(f) = A_0 e^{-\omega t^*}, \quad f > f_c \quad (8)$$

donde f_c es la frecuencia en la cual las amplitudes espectrales empiezan a decaer exponencialmente, y A_0 depende de la fuente, la distancia epicentral y otros factores. k es el parámetro de decaimiento espectral el cual está controlado por la atenuación a lo largo de la trayectoria y cerca del sitio de registro.

El modelo propuesto por Anderson y Hough (1984) está basado en la idea que, a frecuencias altas ($f > f_c$), varios modelos de la fuente predicen que las amplitudes espectrales decaen proporcionalmente a ω^{-2} . Así, para un medio con $Q = \infty$ ($K=0$), $a(f) = A_0$.

Para describir el efecto de la trayectoria y el de la atenuación cercana al sitio de registro, Anderson (1991) ha sugerido que la dependencia del sitio y la distancia en k puede expresarse como:

$$k(R,Z) = k_0(Z) + \tilde{k}(R) \quad (9)$$

La dependencia con la distancia está descrita por $\tilde{k}(R)$

y $k_f(Z)$ depende de las características geológicas de cada sitio de registro (Z).

ATENUACIÓN DE LAS ONDAS DE CODA

La energía sísmica que arriba después del paso de las ondas primarias se ha definido como ondas de coda. Basado en observaciones de ondas de coda de eventos locales, Aki (1969) propuso que el origen de estas es la dispersión hacia atrás producida por heterogeneidades de la Tierra, las cuales están distribuidas aleatoriamente. Posteriormente, Aki y Chouet (1975) propusieron un modelo para describir las propiedades observadas de estas ondas. En este modelo el espectro de potencia de la coda puede expresarse como:

$$P(\omega \setminus r) = S(\omega) \cdot C(\omega \setminus r) \quad (10)$$

$S(\omega)$ contiene los efectos de la fuente y del sitio y $C(\omega \setminus r)$ los efectos de la trayectoria. $C(\omega \setminus r)$ es independiente de la distancia y de la naturaleza de la trayectoria de las ondas directas entre fuente y estación. Sin embargo, depende del tiempo t medido a partir del tiempo de origen del evento y además es común para todos los sitios y fuentes. Esto implica que diferentes fuentes generan el mismo tipo de onda de coda y por tanto el mismo tipo de dispersión afecta a estas.

Este modelo y la extensión de este para el caso de dispersión isotrópica (Sato, 1977) han sido ampliamente usados para estimar Q . Técnicas de análisis para estimaciones de atenuación usando ondas de coda han sido desarrolladas por Valdés y Novelo-Casanova (1989) y Novelo-Casanova y Lee (1991).

ESTUDIOS DE ATENUACION EN LA REGION DE GUERRERO

Los primeros estudios de atenuación en esta región se realizaron usando réplicas del temblor de Petatlán de 1979 ($M_s=7.6$) registradas en forma digital con instrumentos portátiles (Rodríguez y otros, 1983; Mahdyar, 1984; Novelo-Casanova y otros, 1985; Valdés, 1993). Posteriormente,

con la instalación de la Red Acelerográfica de Guerrero (Anderson y otros, 1986) y la Red Telemétrica de Guerrero del Instituto de Geofísica de la UNAM (Suárez y otros, 1990), estudios adicionales de atenuación de esta región han sido posibles. La Tabla 1 lista valores de Q determinados en esta región.

ATENUACION DE LAS ONDAS S

Usando réplicas del temblor de Petatlán, Mahdyar (1984) estimó Q para las ondas $S(Q_s)$. Del análisis de estos eventos, encontró que para frecuencias entre 1 y 25 Hz la dependencia de Q con la frecuencia puede expresarse como $Q_s = 87f^{0.78}$.

Singh y otros (1990) estimaron Q_s usando registros de aceleración del temblor del 21 de septiembre de 1985 ($M_s=7.6$). Seleccionaron estaciones de la Red Acelerográfica de Guerrero (RAG) cuyos registros no estuvieran fuertemente influenciados por efectos de la fuente tales como directividad. Para cada una de las estaciones seleccionadas determinaron el parámetro decaimiento espectral k_0 , encontrando un valor promedio de 0.062 segundos. Después de corregir los espectros de amplitud por este efecto, encontraron que la atenuación a lo largo de la trayectoria puede aproximarse con la relación $Q_s = 100f / (0.3 < f < 20 \text{ Hz})$.

Con la instalación de la RAG ha sido posible registrar eventos de magnitud moderada a grande, en un rango amplio de distancias. Estos datos han permitido analizar el decaimiento del espectro de aceleración para la región de Guerrero. Castro y otros (1990) determinaron funciones de atenuación en el rango de frecuencias $0.1 < f < 40 \text{ Hz}$ usando un modelo no-paramétrico. En este estudio se usaron estaciones de la RAG localizadas a lo largo de la costa. Con las funciones de atenuación obtenidas fue posible estimar el factor de calidad Q_s en función de la frecuencia. Con el objeto de analizar la dependencia de Q con la frecuencia, los valores de Q estimados se ajustaron a un modelo aditivo, resultando la siguiente expresión: $\frac{1}{Q_s} = \frac{1}{340} + \frac{1}{340f}$. Si los valores de Q estimados se ajustan a un modelo exponencial, la relación resultante es $Q_s = 96f^{0.96}$.

Tabla 1. Estudios de atenuación en la región de Guerrero

REGION DE GUERRERO	Q	REFERENCIA
101.7°W - 101.0°W	(vi) $Q_s = 47 f^{0.87}$, $(1.5 < f < 24.0 \text{ Hz})$	Rodríguez y otros (1983)
102.5°W - 99.9°W	(iv) $Q_s = 87 f^{0.78}$, $(1.0 < f < 25.0 \text{ Hz})$	Mahdyar (1984)
101.7°W - 101.0°W	$Q_s = 175 \text{ a } 6 \text{ Hz}$	Novelo-Casanova y otros (1985)
99°W - 98.0°W	(vii) $Q_s = 29 f$, $(3.0 < f < 24.0 \text{ Hz})$	Rebollar y Alvarez (1987)
101.8°W - 99.0°W	(i) $Q_s = 278 f^{0.92}$, $(0.15 < f < 30.0 \text{ Hz})$	Castro y otros (1990)
101.0°W - 99.6°W	(iii) $Q_s = 100 f$, $(0.3 < f < 20.0 \text{ Hz})$	Singh y otros (1990)
102.7°W - 99.0°W	(ii) $Q_s = 273 f^{0.86}$, $(0.2 < f < 10.0 \text{ Hz})$	Ordaz y Singh (1992)
101.4°W - 99.5°W	$20 < Q_s < 70 \text{ a } 1 \text{ Hz}$	Flores (1992)
101.3°W - 99.8°W	(v) $Q_s = 82 f^{0.7}$, $(1.0 < f < 32.0 \text{ Hz})$	Valdés (1993)

Más recientemente, Ordaz y Singh (1992) también estimaron Q_s usando registros de la RAG. Sin embargo, a diferencia del estudio de Castro y otros (1990), usaron datos de estaciones localizadas en la costa y dentro del continente. Para separar el efecto de la atenuación de las funciones espectrales de la fuente, Ordaz y Singh (1992) usaron un método de inversión propuesto por Joyner y Boore (1981) en el cual se determina inicialmente, con todos los datos, una curva de atenuación y posteriormente, para cada evento, se obtiene un factor de escala el cual proporciona el valor de la función de la fuente para cada una de las frecuencias analizadas. Como resultado de este análisis encontraron que $Q_s = 273 f^{0.66}$.

La atenuación en Guerrero también ha sido caracterizada por medio de estimaciones del parámetro de decaimiento espectral k . Humphrey y Anderson (1992) analizaron la dependencia de k con la distancia y el sitio de registro usando estaciones de la RAG. Determinaron $k(R, Z)$ usando cerca de 450 registros de temblores con magnitudes entre 3.0 y 8.1. Del análisis de estos registros encontraron que, a diferencia de California, $\bar{k}(R)$ es aproximadamente independiente de la distancia R .

ATENUACION DE LAS ONDAS DE CODA

Entre las primeras estimaciones de Q en la región de Guerrero esta la de Rodríguez y otros (1983). En este estudio determinaron la atenuación de las ondas de coda usando réplicas del temblor de Petatlán de 1979. Determinaron Q_c usando el método de Aki y Chouet (1975) para frecuencias entre 1.5 y 24 Hz, resultando $Q_c = 47 f^{0.87}$.

Para la región sureste de Guerrero, Rebollar y Alvarez (1987) estimaron Q_c usando réplicas del doblete ocurrido en Ometepec el 7 de junio de 1982 ($M_s=6.9$ y $M_s=7.0$). Filtrando registros digitales a 3, 6, 12 y 24 Hz encontraron que $Q_c = 29 f^{1.01}$.

Usando también registros de las réplicas del temblor de Petatlán, Valdés (1993) determinó Q_c usando estaciones distribuidas a lo largo de dos líneas, una de ellas paralela a la costa y la otra perpendicular a ésta entre Petatlán y la Ciudad de México. Del análisis de estos registros, Valdés encontró que la atenuación a lo largo de la costa es de 10 a 40 % mayor que hacia dentro del continente. A lo largo de la costa, Q_c aumenta hacia Acapulco y se mantiene aproximadamente constante hacia Michoacán. Valdés interpretó esta variación espacial de Q_c como resultado de los posibles cambios en el estado sismogénico de la región. Esta asimetría en la atenuación observada ha sido recientemente confirmada por Cardenas y otros (1993), usando datos de refracción sísmica obtenidos a lo largo de la costa y perpendicular a esta.

VARIACIONES TEMPORALES DE Q

Dada la naturaleza de las ondas de coda, el monitoreo de variaciones espacio-temporales de Q_c pueden llegar a convertirse en una herramienta útil en la predicción de temblores (Aki, 1983). El temblor de Petatlán de 1979 también proporcionó una oportunidad única para analizar posibles variaciones en tiempo y espacio de Q_c . Novelo-Casanova y otros (1985) analizaron premonitores y réplicas de este temblor, encontrando una correlación positiva entre Q_c y la distribución de magnitudes (valor de b) de los eventos analizados. Observaron que el valor de Q_c estimado con premonitores ($Q_c = 135 \pm 1.6\%$), a 6 Hz, cambió 30 % en relación con el valor de Q_c estimado a la misma frecuencia usando réplicas ($Q_c = 175 \pm 1.3\%$).

Con la instalación de la Red Telemétrica de Guerrero, estudios adicionales de la variación espacio-temporal de Q_c han sido posibles. Flores (1992) analizó variaciones de Q_c para el período de septiembre de 1987 a diciembre de 1990 usando 3 estaciones de la red cuya distribución muestrea un volumen que cubre aproximadamente desde Petatlán hasta Acapulco. Para este intervalo de tiempo no se observó ninguna variación de Q_c ni tampoco se observaron variaciones espaciales significantes. Un estudio similar también fue realizado por Granados (1990) para un período de tiempo mayor (1982-1990).

ESTUDIOS DE ATENUACION EN LA REGION DE OAXACA

Para la región de Oaxaca, varios estudios de atenuación (Acosta, 1980; Rodríguez, 1985; Rebollar y otros, 1991; Castro y Munguía, 1993) han sido realizados usando réplicas del temblor de noviembre de 1978 ($M_s=7.8$) y usando ondas Lg de eventos registrados en estaciones permanentes (Canas y otros 1988). En la Tabla 2 se presentan los resultados de estos estudios.

ATENUACION DE LAS ONDAS DE CODA

Acosta (1980) estimó valores de Q_c y Q_s para frecuencias entre 1 y 28 Hz usando una estación temporal instalada en la costa de Oaxaca entre Puerto Escondido y Puerto Ángel. Usando el modelo de Aki y Chouet (1975) determinó valores de Q_c los cuales ajustan la función $Q_c = 45 f^{0.99}$. Para estimar Q_s eliminó los efectos de la fuente y del sitio calculando el cociente espectral entre las ondas directas S y las amplitudes espectrales de la coda. Los valores resultantes de Q_s difieren por un factor de aproximadamente 2, siendo $Q_s < Q_c$. No es claro si los bajos valores de Q_s reportados por Acosta (1980) representan el valor promedio real de la región o sean el resultado de alguna peculiaridad de los datos usados.

Tabla 2. Estudios de atenuación en la región de Oaxaca

REGION DE OAXACA	Q	REFERENCIA
97.5° - 96.0°W	$Q_s = 45 f^{0.99}$ ($1.0 < f < 25.0 \text{ Hz}$)	Acosta (1980)
97.5° - 96.0°W	$Q_s = 80 f^{0.88}$ ($1.5 < f < 30.0 \text{ Hz}$)	Rodríguez (1985)
98.7° - 92.1°W	$Q_s = 208 f^{0.4}$ ($0.7 < f < 1.7 \text{ Hz}$)	Canas y otros (1988)
96.5° - 93.0°W	$60 < Q_s < 168$ ($f = 1 \text{ Hz}$)	Chávez y otros (1993)
97.5° - 96.0°W	$Q_s = 56 f$ ($1.0 < f < 25.0 \text{ Hz}$)	Castro y Munguía (1993)

Estimaciones de Q_c de registros digitales de las réplicas del temblor de Oaxaca de 1978 también fueron realizadas por Rodríguez (1985), pero a diferencia del estudio de Acosta (1980), en este estudio se analizaron datos de tres estaciones con los que se estimó un valor promedio de Q_c cuya dependencia con la frecuencia puede expresarse como $Q_c = 79.7 f^{0.88}$ para $0.5 < f < 32 \text{ Hz}$.

La atenuación en esta región también ha sido analizada usando ondas Lg. Canas y otros (1988) estimaron Q para frecuencias entre 0.7 y 1.7 Hz modelando el decaimiento de las ondas Lg con el método propuesto por Herrmann (1980). Usaron eventos localizados entre Oaxaca y Chiapas y registrados en la estación VHO del Servicio Sismológico Nacional, localizada en la parte central de Oaxaca. Las trayectorias evento-estación usadas muestrean básicamente toda la región de Oaxaca. En la banda de frecuencias analizada encontraron que $Q = 208 \pm 12 f^{0.4}$. Estos valores de Q son relativamente menores a los obtenidos por Canas (1986) para la zona central del Eje Volcánico Mexicano ($Q = 322 \pm 11 f^{0.4}$) usando el mismo método de análisis. Para la región del Istmo de Tehuantepec, Chávez y otros (1993) analizaron la variación de Q_c con la profundidad. Encontraron que ajustando la dependencia de Q_c con la frecuencia con una función de la forma $Q_c = Q_0 f^\alpha$, Q_0 tiende a aumentar con la profundidad de 60 a 168 con valores de α entre 0.66 y 1.04.

ATENUACION DE LAS ONDAS DE CUERPO

El parámetro de decaimiento espectral k determinado por Rebollar y otros (1991), a diferencia de Guerrero, aumenta linealmente con la distancia en el área de réplicas del temblor de 1978. Estos autores también estimaron valores de k_0 que varían entre 15.7 y 33.9 msec para los sitios analizados.

En un estudio más reciente, Castro y Munguía (1993) determinaron valores de Q de las ondas P y S para esta misma región. Los valores de Q_s estimados son muy similares a los valores de Q_c reportados en los estudios previos. Para la banda de frecuencias analizada ($1 < f < 25 \text{ Hz}$), los valores de Q estimados pueden aproximarse con $Q_p = 22 f^{0.97}$ y $Q_s = 56 f^{1.01}$ para las ondas P y S respectivamente.

DISCUSION Y CONCLUSIONES

En la Figura 1 se muestran las relaciones de atenuación reportadas para la región de Guerrero. Las curvas discontinuas fueron estimadas usando ondas S y las continuas usando ondas de coda. Las relaciones i y ii, determinadas usando temblores de magnitud moderada a grande, predicen valores de Q significativamente mayores que las demás relaciones. Las curvas iv, v, vi y vii fueron determinadas usando réplicas del temblor de Petatlán. La similitud entre los valores de Q que predicen las curvas iv y v sugiere que, como se ha observado en otras regiones, $Q_c = Q_s$. Es interesante notar en la Figura 1 que la relación iii determinada con registros del temblor del 21 de septiembre de 1985 ($M_s = 7.6$), la réplica más grande del temblor del 19 de septiembre ($M_s = 8.1$), predice valores de Q intermedios. La discrepancia entre los valores de Q estimados usando réplicas y eventos principales, sugiere una posible correlación entre Q y otros parámetros físicos como el estado de esfuerzos (Lockner y otros, 1977), la presión confinante

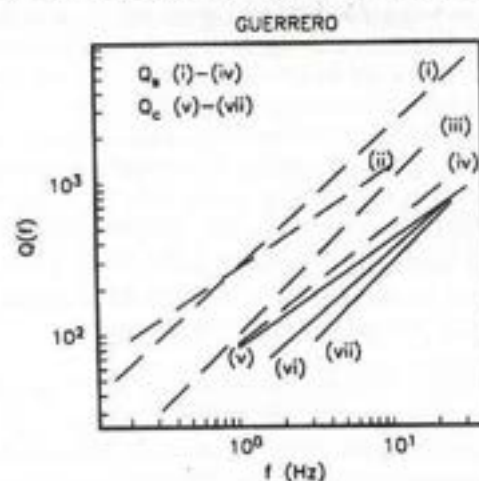


Figura 1. Relaciones de Q reportadas para la región de Guerrero. Las líneas discontinuas son relaciones obtenidas usando ondas S por (i) Castro y otros (1990), (ii) Ordaz y Singh (1992), (iii) Singh y otros (1990) y (iv) Mahdyar (1984). Las líneas continuas son funciones estimadas usando ondas de coda por (v) Valdés (1993), (vi) Rodríguez y otros (1983) y (vii) Rebollar y Alvarez (1987).

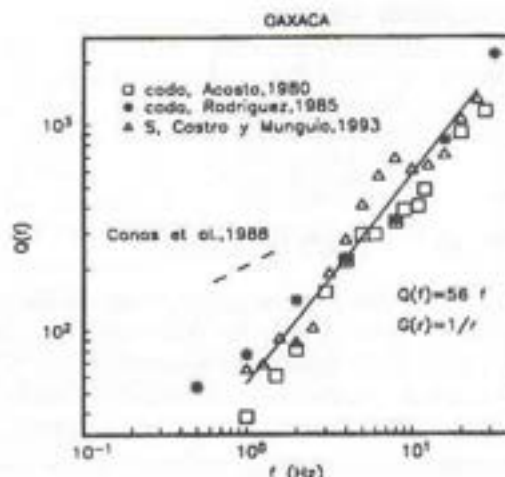


Figura 2. Estimaciones de Q para la región de Oaxaca. Para estimar Q_c y Q_s se usó una función de dispersión geométrica $G(r)=1/rG$. La línea recta mostrada resultó de un ajuste por mínimos cuadrados obtenido con las estimaciones de Q_s reportadas por Castro y Munguía (1993). La línea discontinua fué obtenida por Canas y otros (1988) usando ondas Lg.

(Toksoz y otros, 1979) y la actividad tectónica. Valores bajos de Q , por ejemplo, han sido reportados en regiones donde han sido reportados en regiones donde ha ocurrido actividad tectónica reciente (Aki, 1980a,b), presumiblemente después de que se han liberado los esfuerzos acumulados en la región. Al disminuir la presión confinante, las fracturas existentes tienden a abrirse facilitando el flujo de fluidos, con lo que la atenuación del medio puede aumentar. Después de la ocurrencia de las réplicas, los esfuerzos se empiezan a acumular nuevamente en preparación a un nuevo evento. Al aumentar la presión confinante, las grietas tienden a cerrarse y Q puede incrementarse. El incremento de Q_c reportado por Valdés (1993) a lo largo de la costa, hacia Acapulco, es consistente con este mecanismo.

La Figura 2 tomada del estudio de Castro y Munguía (1993) muestra los valores de Q estimados para la región de Oaxaca por los diferentes estudios. La línea continua se obtuvo ajustando los valores de Q estimados con las ondas S. Sin embargo, esta función también predice la dependencia de Q_c con la frecuencia bastante bien, indicando que en esta región $Q_c=Q_s$. Los valores de Q reportados por Canas y otros (1988) son ligeramente mayores que los obtenidos usando las réplicas del temblor de Oaxaca de 1978. Sin embargo es interesante notar que los eventos usados por Canas y otros (1988) ocurrieron dos años después del evento de 1978 ($M_s=7.8$), posiblemente cuando los esfuerzos tectónicos de la región estaban nuevamente acumulándose.

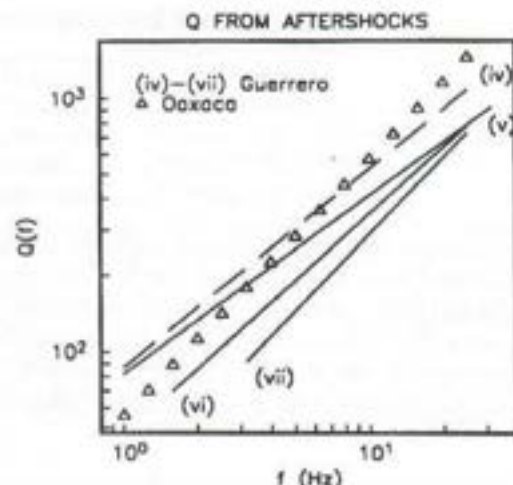


Figura 3. Relaciones de Q determinadas usando réplicas. Los triángulos representan la función $Q_s=56 f$ obtenida para Oaxaca (Castro y Munguía, 1993) usando réplicas del temblor de 1978. Las curvas iv a vii son las mismas mostradas en la Figura 1.

Si comparamos los valores de Q_s reportados para Oaxaca con los valores de Q obtenidos para Guerrero usando réplicas (ver Figura 3), podemos observar que en ambas regiones los valores de Q son similares, indicando que los mismos procesos físicos deben controlar la atenuación sísmica de estas regiones. Castro y otros (1994) analizaron la posible correlación entre valores de Q reportados en estudios recientes de atenuación de estas regiones (Tablas 1 y 2) con otros parámetros como flujo de calor y edad de las rocas y sugirieron como posible origen de las diferencias de Q observadas, el estado de esfuerzos predominantes cuando Q fué medido.

En conclusión, la discrepancia de los valores de atenuación reportados para Guerrero puede explicarse por la variación temporal de Q , en consistencia con las observaciones realizadas por Novelo-Casanova y otros (1985). Para la región de Oaxaca, la atenuación de las ondas de coda reportada por diferentes estudios y la atenuación de las ondas directas es muy similar, indicando que para esta región $Q_s=Q_c$. Finalmente, una observación común de la atenuación sísmica reportada para la zona de subducción de México es la dependencia de ésta con la frecuencia.

REFERENCIAS

- Acosta-Chang, J.G., 1980. Estudio de atenuación de ondas sísmicas en el área del terremoto de Oaxaca del 30 de noviembre de 1978, M.S. Thesis, Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada.
- Aki, K., 1969. Analysis of the seismic coda of local earthquakes as scattered waves, *J. Geophys. Res.*, 74, 615-631.
- Aki, K. and Chouet, B., 1975. Origin of coda waves: Source, attenuation, and scattering effects, *J. Geophys. Res.*, 80, 3322-3342.
- Aki, K., 1980a. Attenuation of shear-waves in the lithosphere for frequencies from 0.05 to 25 Hz, *Phys. Earth Planet. Interiors*, 21, 50-60.
- Aki, K., 1980b. Scattering and attenuation of shear waves in the lithosphere, *J. Geophys. Res.* 85, 6496-6504.
- Aki, K., 1983. Theory of earthquake prediction with special reference to monitoring of the quality factor of lithosphere by the coda method, *Proc. US-Japan Symposium on Earthquake Prediction*, Tokyo, November 1983.
- Anderson, J.G. and Hough, S.E., 1984. A model for the shape of the Fourier amplitude spectrum of acceleration at high frequencies, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 74, 1969-1993.
- Anderson, J.G., P. Bodin, J.N. Brune, J. Prince, S.K. Singh, R. Quaas, M. Ofiate, and E. Mena (1986). Strong ground motion and source mechanism of the México earthquake of Sept. 19, 1985, *Science*, 233, 1043-1049.
- Anderson, J.G., 1991. A preliminary descriptive model for the distance dependence of the spectral decay parameter in southern California, *Bull. Seism. Soc. Am.* 81, 2186-2193.
- Brillinger, D.R. and Preisler, H.K., 1984. An exploratory analysis of the Joyner-Boore attenuation data, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 74, 1441-1450.
- Bufalisa, M.A., 1984. Atenuación de intensidades sísmicas con la distancia en sismos mexicanos, M.I. Tesis, Facultad de Ingeniería, UNAM.
- Canas, J.A., 1986. Estudio del factor anelástico Q de la coda de los terremotos correspondientes a las regiones central y oriental del Eje Volcánico Mexicano, *Geofísica Internacional*, 25, 503-520.
- Canas, J.A., Li. Pujades and J.J. Egozcue, 1988. Anelastic attenuation Q and attenuation of Lg waves in the region Oaxaca-Chiapas of southern México, *Rev. de Geofísica*, 44, 1229-134.
- Cárdenas, M., J. Lermo, F.J. Chávez-García y F. Núñez, 1993. Leyes de atenuación de la energía sísmica entre las costas de Guerrero y el Distrito Federal. Diferencias entre atenuación a lo largo y perpendicular a la costa, *GEOS*, 13, 69.
- Castro, R.R., 1983. Source parameters and propagation-path effects for earthquakes in the Baja California Norte and Imperial Valley regions. M.C. thesis, University of California, San Diego.
- Castro, R.R., J.G. Anderson, and S.K. Singh, 1990. Site response, attenuation and source spectra of S waves along the Guerrero, México, subduction zone, *Bull. Seism. Soc. Am.* 80, 1481-1503.
- Castro, R.R. and L. Munguía, 1993. Attenuation of P- and S-waves in the Oaxaca, Mexico subduction zone, *Phys. Earth Planet. Interiors*, 76, 179-187.
- Castro, R.R., L. Munguía, C.J. Rebollar, and J.G. Acosta, 1994. A comparative analysis of the quality factor Q for the regions of Guerrero and Oaxaca, México, *Geofísica Internacional*, 33, 373-383.
- Chávez, M., R. Gaulon, G. Padilla, 1993. Coda Q in the Isthmus of Tehuantepec region México, *Seism. Res. Lett.*, 64, 35.
- Dainty, A. M., 1981. A scattering model to explain seismic Q observations in the lithosphere between 1 and 30 Hz, *Geophys. Res. Letters*, 8, 1126-1128.
- Esteva, L. y R. Villaverde, 1973. Seismic risk, design spectra and structural reliability, *Proc. World Conf. Earthq. Eng.*, 5th., Rome.
- Flores, A., 1992. Evolución espacio-temporal de la atenuación de ondas sísmicas en la costa grande de Guerrero, B.S. Tesis, Universidad Nacional Autónoma de México.
- Frasier, C.W. and Filson J., 1972. A direct measurement of the Earth's short-period attenuation along a teleseismic ray path, *J. Geophys. Res.*, 77, 3782-3787.
- Granados, R.L.A., 1990. Variación de la atenuación en la brecha de Guerrero para el periodo 1982-1990. Su significado para el pronóstico de un gran sismo. Tesis Profesional, UNAM, Instituto de Geofísica.

- Herrmann, R. B., 1980. Q estimates using the coda of local earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 70, 447-468.
- Humphrey, J.R., and J.G. Anderson, 1992. Shear-wave attenuation and site response in Guerrero, Mexico, *Bull. Seism. Soc. Am.* 82, 1622-1645.
- Lockner, D., J.B. Walsh, and J. Byerlee, 1977. Changes in seismic velocity and attenuation during deformation of granite, *J. Geophys. Res.* 82, 5374-5378.
- Mahdyar, M., 1984. Attenuation properties of the Petatlán región, México, and a local magnitude scale for microearthquakes in this area, Ph.D. Thesis, University of Wisconsin-Madison, Madison, Wisconsin.
- Novelo-Casanova, D.A., E. Berg, V. Hsu, and C.E. Helsley, 1985. Time-space variation of seismic S wave coda attenuation (Q_c-1) and magnitude distribution (b -values) of the Petatlán earthquake, *Geophys. Res. Lett.*, 12, 789-792.
- Novelo-Casanova, D.A. and W.H.K. Lee, 1991. Comparison of techniques that use the single scattering model to compute the quality factor Q from coda waves, *Pure and Appl. Geoph.*, 135, 77-89.
- Ordaz, M., and S.K. Singh, 1992. Source spectra and spectral attenuation of seismic waves from Mexican earthquakes, and evidence of amplification in the hill zone of México City, *Bull. Seism. Soc. Am.* 82, 24-43.
- Rebollar, C.J., Traslosheros, C. and Alvarez, R., 1985. Estimates of seismic wave attenuation in Northern Baja California, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 75, 1371-1382.
- Rebollar, C.J., and R.M. Alvarez, 1987. Stress drop estimates for some aftershocks of the Ometepepec, Guerrero, México, earthquake of June 7, 1982, *Can. J. Earth Sci.* 24, 1727-1733.
- Rebollar, C.J., L. Munguía, A. Reyes, A. Uribe, and O. Jiménez, 1991. Estimates of shallow attenuation and apparent stresses from aftershocks of the Oaxaca earthquake of 1978, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 81, 99-108.
- Richards, P.G. and Menke, W., 1983. The apparent attenuation of a scattering medium, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 73, 1005-1021.
- Rodríguez, M., J. Havskov, and S.K. Singh, 1983. Q from coda waves near Petatlán, Guerrero, México, *Bull. Seism. Soc. Am.* 73, 321-326.
- Rodríguez-González, M., 1985. Efectos de atenuación, fuente y sitio de las réplicas del temblor de Oaxaca ($M_s=7.8$), ocurrido el 29 de noviembre de 1978, M. S. Tesis, Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada.
- Rovelli, A., 1982. On the frequency dependence of Q in Friuli from short-period digital records, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 72, 2369-2372.
- Sato, H., 1977. Energy propagation including scattering effects: Single scattering approximation, *J. Phys. Earth*, 25, 27-41.
- Singh, S.K., E. Mena, and R. Castro 1988. Prediction of peak, horizontal ground motion parameters in México City from coastal earthquakes, *Geofísica Internacional*, 27, 111-129.
- Singh, S.K., E. Mena, J.G. Anderson, R. Quass, and J. Lenno 1990. Source spectra and RMS acceleration of Mexican subduction zone earthquakes, *Pageoph* 133, 447-474.
- Suárez, G., T. Monfret, G. Wittlinger, and C. David, 1990. Geometry of subduction and depth of the seismogenic zone in the Guerrero gap, México, *Nature*, 345, 336-338.
- Taylor, S.R., Bonner, B.P. and Zandt, G., 1986. Attenuation and scattering of broadband P and S waves across North America, *J. Geophys. Res.*, 91, 7309-7325.
- Toksoz, M. N., D. H. Johnston, and A. Timur, 1979. Attenuation of seismic waves in dry and saturated rocks: 1. Laboratory measurements, *Geophysics*, 44, 681-690.
- Valdés, C.M., and D.A. Novelo-Casanova, 1989. User manual for Q CODA, In *Toolbox for Plotting Seismic and other data*, IASPEI Seismological Software Library, 1, 237-255.
- Valdés, C., 1993. Seismic structure, scaling, seismic attenuation, and gaps, using aftershocks from the major 1979 Petatlán ($M_s=7.6$) earthquake, Ph.D. Thesis, University of Wisconsin-Madison, Madison, Wisconsin.

SISMOTECTONICA DEL SUR DE MEXICO: SUBDUCCION DE LAS PLACAS DE RIVERA Y COCOS BAJO LA PLACA NORTEAMERICANA

Mario Pardo¹ y Gerardo Suárez²

¹Departamento de Geofísica, Universidad de Chile, Casilla 2777, Santiago, Chile.

²Instituto de Geofísica, UNAM, C.U. 04570, México, D.F., México.

RESUMEN

La geometría de las placas de Rivera y Cocos en subducción bajo la placa de Norteamérica en el sur de México se determinó con base en localizaciones confiables de hipocentros de sismos locales y telesísmicos. Los hipocentros de los telesismos fueron relocalizados y las profundidades de foco de veintiún eventos fueron restringidas utilizando una inversión formal de ondas internas. La subducción en el sur de México puede ser aproximada como la subducción de una litósfera oceánica con geometría prácticamente subhorizontal, limitada en sus bordes por las subducciones con geometría más inclinada de la Placa de Cocos bajo la placa del Caribe hacia el este y por la placa de Rivera bajo la placa de Norte América hacia el oeste. A lo largo de la zona de subducción la pendiente de la geometría del contacto interplaca es constante hasta los 30 km de profundidad. Los cambios observados en la pendiente de la placa oceánica se observan luego que ésta se desacopla de la placa continental. Con base en la sismicidad, los mecanismos focales y la geometría de la litósfera descendente, el sur de México puede ser segmentado en cuatro regiones con características sismotectónicas diferentes: (1) La región de Jalisco hacia el oeste, donde la placa de Rivera subduce con una pendiente alta, que se asemeja a la geometría de la placa de Cocos en subducción bajo la placa del Caribe en Centroamérica; (2) La región de Michoacán, donde la pendiente de la placa de Cocos disminuye gradualmente hacia el este; (3) La región de Guerrero-Oaxaca, limitada por las proyecciones en la trinchera de las zonas de fractura de Orozco y O'Gorman, donde la placa oceánica en subducción es casi subhorizontal y se extiende bajo la placa continental por alrededor de 250 km hacia el sur-este; y (4) La región del Sur de Oaxaca, entre la proyección en la trinchera de la zona de fractura de O'Gorman y la dorsal de Tehuantepec, donde la pendiente de la placa en subducción aumenta gradualmente hasta la subducción más inclinada en Centroamérica. Los cambios importantes en la pendiente de la placa subductada, que limitan las regiones propuestas, aparentemente no ocurren asociados a fallas de tijera, sugiriendo que estos cambios en la geometría son acomodados por flexiones suaves. Los contornos inferidos para las curvas de 80 y 100 km de isopropundidad de la placa en subducción se localizan bajo el frente activo del sur de la Faja Volcánica Trans-Mexicana, sugiriendo una relación directa con la subducción. Por tanto, la dirección observada de esta faja volcánica no paralela a la trinchera Mesoamericana, se debe aparentemente a los cambios en la geometría de las placas de Rivera y Cocos en subducción bajo la placa de Norteamérica en el sur de México y no a zonas de debilidad en la corteza de la placa Norteamericana sugeridas por algunos autores.

INTRODUCCION

La sismicidad y la tectónica del Sur de México se caracteriza por la subducción de las placas oceánicas de Rivera y Cocos bajo la placa de Norteamérica a lo largo de la trinchera mesoamericana (MAT). Una de las principales características de esta zona de subducción es la variación lateral de la pendiente de la placa oceánica en subducción (v.g., Molnar y Sykes, 1969; Stoiber y Carr, 1973; Dean y Drake, 1978; Nixon, 1982; Bevis y Isacks, 1984; Burbach et al., 1984).

Se han publicado varios estudios sobre la zona de Wadati-Benioff a lo largo de la trinchera mesoamericana

en el sur de México (Stoiber y Carr, 1973; Hanus y Vanek, 1978; Havskov et al., 1982; Burbach et al., 1984; Bevis y Isacks, 1984; Suárez et al., 1990; Singh y Mortera, 1991; Ponce et al., 1992; Singh y Pardo, 1993; Pardo y Suárez, 1993). Inicialmente, Stoiber y Carr (1973) postularon, basados en las diferencias observadas en el rumbo y posición de los lineamientos en la cadena volcánica activa y en las variaciones en la pendiente de la placa oceánica en subducción, que el sur de México y América Central podría ser dividido en al menos siete segmentos relacionados con posibles fallas de desgarre a lo largo de la placa subductada. Posteriormente, Burbach et al. (1984), con base en datos telesísmicos, concluyó que en la región la placa en subducción puede ser dividida en tres segmentos principales, limitados por contorsiones

continuas de la placa. Bevis y Isacks (1984), no encontraron evidencias de fallas de desgarre en la placa de Cocos en subducción y sugieren una probable flexión de esta placa en la zona de transición observada cerca de los 96° W, en la cual la placa cambia notablemente de inclinación, posiblemente relacionado con la diferencia de edad de la litósfera oceánica a ambos lados de la dorsal de Tehuantepec. La geometría de la placa oceánica en subducción es casi subhorizontal en Guerrero (Suárez et al., 1990; Singh y Pardo, 1993), siendo más inclinada en Oaxaca (Ponce et al., 1992) y en Jalisco (Pardo y Suárez, 1993).

La distribución de esfuerzos regional asociada con la subducción de la placa de Cocos ha sido estudiada a partir de mecanismos focales de sismos que han ocurrido en la región (Molnar y Sykes, 1969; Dean y Drake, 1978; LeFevre y McNally, 1985; Suárez et al., 1990).

Un importante rasgo tectónico adicional en el sur de México, es la presencia de la Faja Volcánica Trans-Mexicana (TMVB), una ancha cadena de volcanes Plio-Cuaternarios que presentan variación en sus estructuras y composición química, con una orientación promedio que es oblicua ($\sim 16^{\circ}$) con respecto a la dirección del MAT (Figura 1).

El propósito de este estudio es el de determinar la geometría de las placas de Cocos y Rivera ahora en subducción bajo la placa de Norteamérica, basado en localizaciones hipocentrales confiables de sismos registrados con redes locales y telesísmicas, y estudiar la distribución regional de esfuerzos con nuevas determinaciones de mecanismos de foco y reportados por otros autores. El conjunto de estos datos será analizado para obtener un modelo integral de la subducción y sus implicaciones sísmicas y tectónicas en el sur de México.

MARCO TECTÓNICO

La zona de estudio incluye la subducción de las placas de Rivera y Cocos, al oeste de la intersección de la dorsal de Tehuantepec con el MAT (Figura 1). La historia tectónica de la zona para los últimos 25 Ma indica que han existido al menos tres episodios importantes de reorganización en el movimiento de las placas. La antigua placa de Farallón evolucionó primero como la placa de Guadalupe, que posteriormente se segmentó en las actuales placas de Rivera y Cocos. La posición de las dorsales oceánicas donde nace la joven litósfera oceánica cambió primero a la posición de los montes submarinos Matemáticos entre 12.5-11 Ma y posteriormente a la actual posición del "East Pacific Rise" (EPR) entre 6.3-3.5 Ma (Mammerickx y Klitgord, 1982).

PLACA DE RIVERA

La existencia de la pequeña placa de Rivera fue sugerida inicialmente por Atwater (1970), cuyos límites fueron definidos por las zonas de fractura de Rivera (RFZ) y Tamayo (TFZ), el EPR y el MAT (Figura 1). Bandy y Yan (1989) presentan datos que confirman que las placas de Rivera y Cocos son independientes y tienen velocidades instantáneas diferentes. Además, Eissler y McNally (1984) y DeMets y Stein (1990) concluyen que la placa de Rivera es cinemáticamente distinta de las placas de Cocos y Norteamérica.

La localización precisa de la frontera entre las placas de Rivera y Cocos es controversial, dado que aun no es posible asociarla claramente a ningún rasgo batimétrico (Eissler y McNally, 1984; Mammerickx, 1984; Bourgois y Michaud, 1991). Se ha sugerido que el graben de El Gordo (EG) podría ser parte de dicha frontera (Bandy, 1992) y que la unión más oriental entre la RFZ y el EPR estaría localizada a ~ 165 km al oeste de la trinchera (Bourgois y Michaud, 1991) (Figura 1).

Aunque la sismicidad relacionada con la subducción de la placa de Rivera bajo el bloque de Jalisco es baja, se han documentado al menos seis grandes sismos ($M_s > 7.0$) desde 1837, incluyendo el gran terremoto de Jalisco en 1932 ($M_s = 8.2$) (Eissler y McNally, 1984; Singh et al., 1985). Esta evidencia contradice la hipótesis de que la placa de Rivera subduce de manera asísmica (Nixon, 1982). Pardo y Suárez (1993) concluyeron, con base en hipocentros de microsismos registrados localmente e hipocentros relocalizados de eventos telesísmicos, que la placa de Rivera subduce con un alto ángulo de inclinación, alcanzando una pendiente casi constante de $\sim 50^{\circ}$ a profundidades mayores que 40 km.

El polo de rotación de Rivera-Norteamérica para los últimos 3 Ma está localizado muy cerca de la placa de Rivera (DeMets y Stein, 1990; Bandy y Pardo, 1994), lo cual produce variaciones rápidas en la dirección y velocidad de convergencia relativa a lo largo de la trinchera, con valores entre 1.2 y 2.2 cm/a. La edad de la litósfera oceánica en la trinchera es del Mioceno (9 Ma) (Klitgord y Mammerickx, 1982).

PLACA DE COCOS

La placa de Cocos se forma en el EPR y subduce bajo la placa Norteamericana con una velocidad relativa que aumenta hacia el sureste, a lo largo de la trinchera, de 4.8 cm/a cerca de 104.5° W a 7.5 cm/a alrededor de los 94° W (DeMets et al., 1990). La edad de la placa de Cocos también varía a lo largo de la trinchera, con saltos asociados a zonas de fracturas. Las zonas de fractura más importantes en el flanco este del EPR son las de Orozco (OFZ) y la de O'Gorman (OGFZ) (Figura 1). Hacia el este, la dorsal de

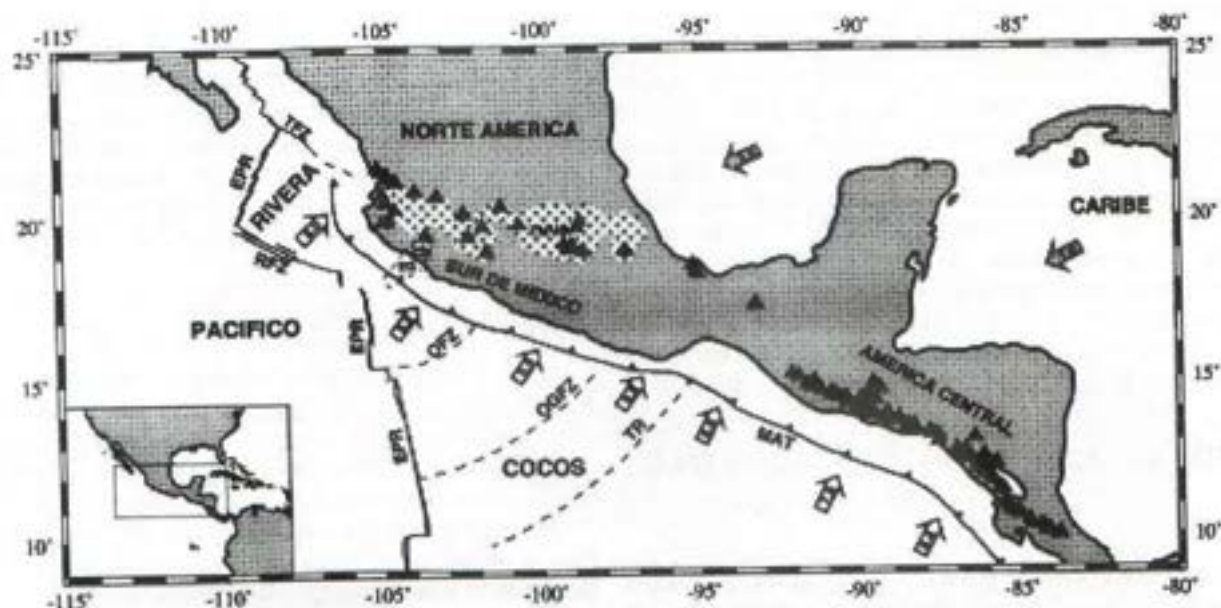


Figura 1. Tectónica general de la zona de estudio, placas de Rivera y Cocos en subducción bajo la placa de Norteamérica en el sur de México. Se muestran cinco placas litosféricas: Pacífico, Rivera, Cocos, Norteamérica y Caribe. Las velocidades relativas de convergencia (cm/yr) entre las placas oceánica y continental se indican con flechas abiertas; el movimiento absoluto de las placas superiores, Norteamérica y Caribe, relativa a los puntos calientes se indica con flechas grises. EPR: "East Pacific Rise"; TFZ: Zona de Fractura de Tamayo; RFZ: Zona de Fractura de Rivera; OFZ: Zona de Fractura de Orozco; OGFZ: Zona de Fractura de O'Gorman; TR: Dorsal de Tehuantepec; MAT: Trinchera Meso-Americana; JB: Bloque de Jalisco; CG: Graben de Colima; EG: Graben de El Gordo. Los triángulos negros indican volcanes cuaternarios y la zona achurada indica la Faja Volcánica Trans-Mexicana (TMVB).

Tehuantepec (TR) intersecta a la trinchera alrededor de los 95°W. Esta dorsal es el rasgo batimétrico más sobresaliente en la placa de Cocos en la región y corresponde a una expresión morfológica de la zona de fractura de Clipperton. La litósfera oceánica es más joven hacia el noroeste del TR y difiere en edad de la ubicada hacia el sureste por 10 a 25 Ma (Couch y Woodcock, 1981).

El margen continental del sur de México presenta muchas de las características típicas de un margen truncado que se supone está integrado por terrenos de origen alóctono (v.g., Karig et al., 1978; Beck, 1991). Datos paleomagnéticos recientes indican una relativa estabilidad en la zona desde el Cretácico medio, sin evidencias de desplazamientos latitudinales (Bohnel et al., 1992), implicando que el proceso de transporte de terrenos ha cesado desde ese tiempo.

Durante este siglo han ocurrido varios terremotos importantes a lo largo de la zona acoplada interplaca en la región, excepto en la zona limitada aproximadamente por las zonas de fractura OFZ y OGFZ, al menos desde 1908. Esta zona es considerada como una brecha sísmica madura (brecha de Guerrero) que potencialmente podría

generar un gran terremoto de magnitud $M_w \sim 8.2$ (Nishenko y Singh, 1987; Suárez et al., 1990).

FAJA VOLCANICA TRANS-MEXICANA

El TMVB cruza el sur de México de este a oeste alrededor de los 19°N. Tiene un ancho de ~100 km y está cortado por una secuencia de grabens con orientación oblicua respecto del rumbo del arco volcánico (Nixon, 1982). La orientación de la faja volcánica no es paralela a la trinchera, siendo oblicua con respecto al MAT (~16°), (Figura 1).

El arco volcánico iniciado en el Mioceno, ha presentado mayor actividad durante el Plioceno-Cuaternario. A lo largo del Eje Neovolcánico Mexicano se encuentran una gran variedad de estructuras, como grandes estrato-volcanes, conos cineríticos monogenéticos y numerosas calderas. Las características químicas y petrológicas del TMVB indican que, en general, las secuencias volcánicas que forman esta cadena son calco-alcalinas, aunque en algunas zonas existe volcanismo alcalino, especialmente en el oeste de México (Luhr et al., 1985; Allan et al., 1991).

Se han propuesto varias hipótesis para explicar la orientación diagonal del TMVB con respecto al MAT, y su relación con la subducción de litósfera oceánica. Estas hipótesis se pueden dividir en dos grupos: (1) Las que favorecen una asociación directa entre la subducción y el volcanismo (v.g., Molnar y Sykes, 1969; Demant y Robin, 1975; Nixon, 1982; Burbach et al., 1984; Suárez y Singh, 1986), y (2) Las que sugieren que el TMVB no tiene relación directa con la subducción a lo largo del MAT y explican su origen como el resultado de zonas de debilidad en la corteza continental del sur de México, debida a episodios anteriores de deformación (v.g., Mooser, 1972; Gastil y Jency, 1973; Shurbet y Cebull, 1984; Johnson y Harrison, 1989).

DATOS SISMOLOGICOS UTILIZADOS EN EL ESTUDIO

Los datos utilizados para inferir la morfología de las placas de Rivera y Cocos bajo el sur de México son: (1) Hipocentros bien determinados obtenidos de microsismos registrados por estaciones sismológicas, permanentes y temporales, instaladas en la región, y (2) Eventos registrados a distancias telesísmicas, con hipocentro relocalizado utilizando el método de determinación conjunta de hipocentros (JHD) (Dewey, 1971). Para un conjunto de los eventos mayores ($m_b > 5.0$), se restringió la profundidad de foco mediante una inversión de ondas internas registradas con instrumentos de período largo (Nábelek, 1984).

MICROSISMOS LOCALES

Para mejorar la precisión de los hipocentros de microsismos en el sur de México, se utilizó toda la información disponible de datos locales registrados en las redes sismológicas permanentes y temporales de la región. Se usaron datos de las redes permanentes del Servicio Sismológico Nacional de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM), de la red telemétrica de Guerrero del Instituto de Geofísica, UNAM, de la red sísmica y acelerográfica del Instituto de Ingeniería, UNAM, de la red de Colima de la Universidad de Colima y de redes de la Comisión Federal de Electricidad. Los datos fueron complementados con información proveniente de trabajos de campo en la región (Nava, 1984; UNAM Seismology Group, 1986; Sansores, 1990; Ponce et al., 1993; Zúñiga et al., 1993; Pardo y Suárez, 1993).

Los hipocentros se localizaron utilizando HYPO71PC (Lee y Valdés, 1985), con el modelo de velocidades reportado por Suárez et al. (1992) y una razón de velocidades, $V_p/V_s = 1.76$, determinada para la zona de Guerrero. Las localizaciones hipocentrales fueron consideradas confiables y se incluyeron en la base de datos

final cuando cumplían los siguientes criterios: (1) Un mínimo de siete lecturas de fases, con al menos una lectura de tiempo para onda S, (2) Un error cuadrático medio final menor que 0.25 s, (3) Un error hipocentral estimado menor que 10 km, en todas las iteraciones realizadas variando la profundidad inicial de 10 a 150 km. De un total disponible de más de 3000 eventos, un subconjunto de 1101 hipocentros confiables cumplieron con estos criterios (Figura 2).

EVENTOS RELOCALIZADOS

Los hipocentros de sismos con magnitud $m_b > 4.5$ ocurridos en el sur de México entre 1964 y 1990/01, se relocalizaron utilizando el método JHD (Dewey, 1971), con las lecturas de tiempos de fases reportadas por el International Seismological Centre (ISC). En el proceso, se utilizaron diferentes eventos de calibración a lo largo de toda la región localizados con estaciones locales: (a) La réplica más importante ($M_s = 6.2$) del terremoto de Colima de 1973 ($M_s = 7.5$), para la región comprendida entre las longitudes 103° y 105° W (Reyes et al., 1979); (b) El terremoto de 1979 en Petatlán ($M_s = 7.8$) para la zona entre las longitudes 100° y 103° W (Valdés et al., 1982), y (c) El terremoto de Ometepe de 1981 ($M_s = 7.2$) (Nava, 1984), para el resto de la región.

El método JHD (Dewey, 1971), permite obtener hipocentros relocalizados relativos al hipocentro del evento de calibración aplicando ajustes en los tiempos de lectura de las fases de ondas P, pP y S. Estos ajustes de tiempo para las fases reportadas por las estaciones sismológicas de la red mundial se obtuvieron de la varianza de los diferentes tiempos de llegadas de las fases del evento de calibración y de los correspondientes a los eventos reportados en este estudio, para los cuales se restringió la profundidad de foco utilizando una inversión de las formas de ondas internas de período largo. Para obtener los hipocentros relocalizados en las regiones correspondientes a cada evento de calibración, se utilizaron estas estaciones-fases de calibración aplicando el método de localización de evento-único (Dewey, 1971).

La precisión de cada hipocentro relocalizado relativo al hipocentro del evento de calibración se estima calculando elipsoides de error para las coordenadas hipocentrales a un nivel de confianza de 90%. La localización hipocentral fue considerada confiable e incluida en la base de datos final cuando todos los semiejes del elipsoide de error eran menores que 20 km; los eventos que no cumplieron este criterio fueron descartados. Un subconjunto final de 206 hipocentros confiables fue obtenido de un conjunto inicial de más de 300 eventos (Figura 2, Apéndice A).

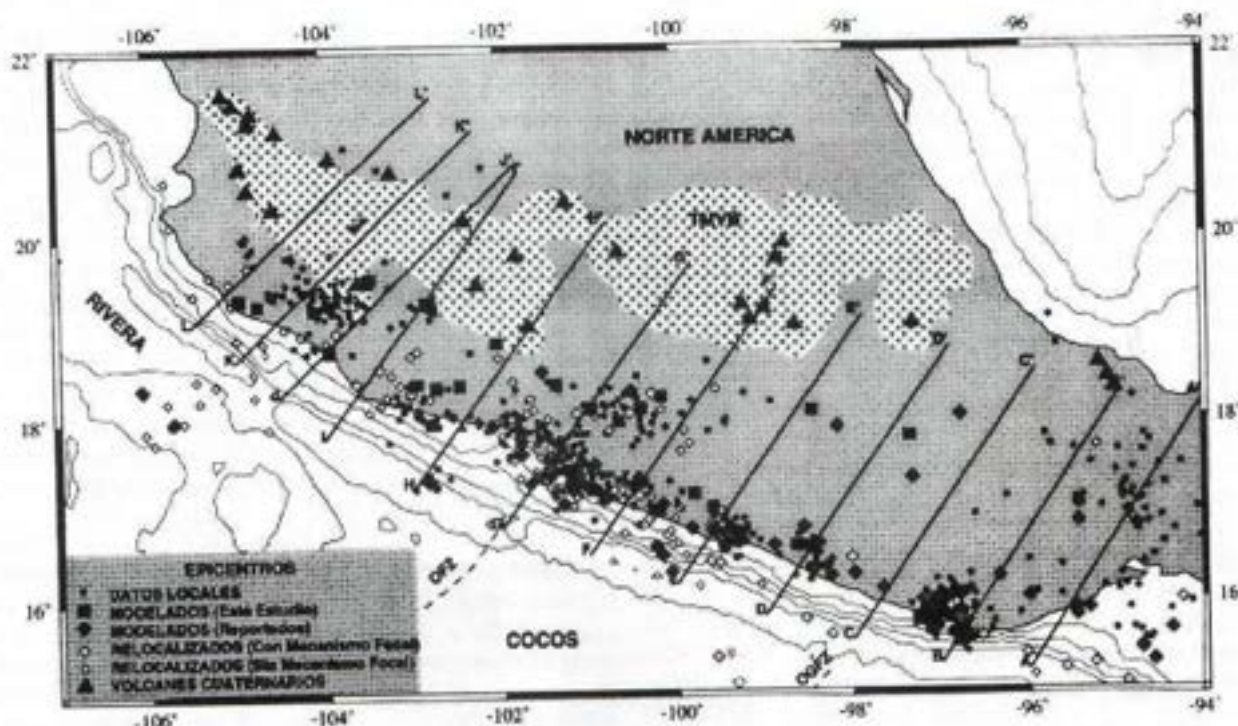


Figura 2. Epicentros confiables de sismos localizados en el sur de México utilizados en este estudio. Los círculos negros indican localización con datos locales. Los cuadrados negros indican eventos relocalizados, con profundidad de foco fijada por la inversión de forma de ondas de cuerpo (Nábelek, 1984). Los rombos indican epicentros relocalizados, con reporte de mecanismo focal de modelación de forma de ondas (rombos grandes y grises), con mecanismo focal determinado con primeras llegadas de ondas P (rombos de tamaño intermedio), y sin mecanismo focal (rombos pequeños). Los hipocentros relocalizados se obtuvieron utilizando el método de determinación conjunta de hipocentro, JHD (Dewey, 1971). Se muestra la localización de los cortes en profundidad, A-L, de la Figura 3, orientados en la dirección de convergencia relativa de las placas de Rivera y Cocos (DeMets y Stein, 1990, DeMets et al., 1990). Los símbolos para los volcanes y leyendas son similares a los de la Figura 1.

INVERSION DE FORMA DE ONDA

La inversión formal de ondas internas de periodo largo P, SV y SH registradas a distancias telesísmicas (Nábelek, 1984), determina los parámetros focales que representan el mejor ajuste de una fuente puntual de doble par (double couple), incluyendo la profundidad del centroide, el mecanismo focal, el momento sísmico y la función de la fuente. En este estudio se utilizaron los sismogramas de periodo largo registrados a distancias telesísmicas ($25^\circ < D < 90^\circ$), por estaciones de la red mundial digital (GDSN) para los eventos ocurridos entre 1980 y 1987, y por la red mundial analógica (WWSSN) para los eventos que ocurrieron antes de 1980. Los sismogramas analógicos fueron digitalizados y todos los registros se filtraron con un filtro pasa-alto con frecuencia de corte de 0.017 Hz (60 s) para eliminar el ruido de periodo largo. Las amplitudes de los sismogramas se igualaron a un instrumento común con amplificación de 1500 localizado a 40° de distancia. Para

considerar el efecto de la atenuación inelástica en el cálculo teórico de las ondas P y S, se utilizaron coeficientes de atenuación $t^*=1$ y $t^*=4$ s, respectivamente. Los eventos modelados están en el rango de magnitud $5.0 < m_b < 6.1$. Por esta razón, es válido suponer una fuente puntual para la ruptura, donde la profundidad del centroide de momento coincide con la profundidad de foco del hipocentro. Una descripción completa de cada evento modelado se presenta en el Apéndice B.

ANÁLISIS DE DATOS HIPOCENTRALES

Vista en planta, la sismicidad del sur de México (Figura 2) muestra una distribución en bandas paralelas a la trinchera (Suárez et al., 1990). La primera banda a lo largo de la costa está relacionada con el contacto sismogénico interplaca. Al norte de esta banda se observa una zona prácticamente asísmica, la cual se hace más ancha entre

los 96°W y 101°W. Hacia el interior del continente, en la placa oceánica descendente se encuentra una segunda banda de eventos intraplaca con profundidades mayores que 50 km, localizada entre 150 y 250 km de distancia a la trinchera (Dt). Desde esta última banda, que se encuentra al sur del TMVB, la actividad sísmica decrece rápidamente y desaparece completamente al norte del TMVB.

Para visualizar la geometría de la placa en subducción, se dibujaron doce perfiles de la sismicidad en profundidad (Figuras 2 y 3). El origen de cada perfil es la trinchera y están orientados en la dirección de convergencia relativa entre las placas Rivera-Norteamérica (DeMets y Stein, 1990) y entre las placas Cocos-Norteamérica (DeMets et al., 1990).

La parte más superficial de la zona de subducción ($h < 30$ km), indica una geometría interplaca constante con una pendiente inicial de aproximadamente 10°, que aumenta gradualmente a ~25° a la profundidad de 30 km (Figura 3). Esta geometría se observa a lo largo de toda la zona de subducción en el sur de México y parece ser independiente de la edad en la trinchera y de la velocidad de convergencia relativa de la placa oceánica subductada.

GEOMETRIA DE LA PLACA OCEANICA EN SUBDUCCIÓN

Las placas de Rivera y Cocos en subducción bajo Norteamérica muestran una rápida variación lateral de la pendiente para profundidades mayores de ~30 km (Figura 3). En el istmo de Tehuantepec (perfil AA' en la Figura 2; Figura 3a), la sismicidad define una zona de Wadati-Benioff con una pendiente de 30°. Hacia el oeste (Figura 3b), la pendiente de la placa de Cocos disminuye aproximadamente a 25°. En la región central de México, la sismicidad muestra que la geometría de la placa en subducción se hace casi horizontal entre los 110 y 275 km de la trinchera, alcanzando profundidades de ~50 km (Figuras 3c a 3g).

En la región más oriental de la placa de Cocos (Figuras 3h y 3i), la pendiente de la placa oceánica cambia rápidamente desde la subducción subhorizontal observada en la región de Guerrero a una subducción con mayor inclinación de ~30°. Esta pendiente es similar a la observada en la Figura 3a cerca del istmo de Tehuantepec. Hacia el noroeste, la zona de Wadati-Benioff aumenta progresivamente su inclinación, penetrando en el manto con una pendiente de ~50° hasta una profundidad máxima de ~130 km, bajo el Volcán de Colima (Figura 3j).

El corte de la sismicidad orientado paralelo a la trinchera que muestra los hipocentros en función de la profundidad, desde (19°N, 106°W) a (15°N, 95°W), indica que la máxima profundidad de los hipocentros en el sur de México sufre variaciones importantes a lo largo de la zona de subducción (Figura 4). En el caso de la placa de Rivera bajo la región

de Jalisco, la máxima profundidad focal observada es de 130 km. Hacia el sureste, la profundidad máxima observada para sismos en la placa de Cocos, entre el graben de El Gordo y la proyección de la zona de fractura de Orozco en la trinchera, es de 100 km. Hacia el este, entre las proyecciones en la trinchera de las zonas de fractura de Orozco y de O'Gorman, donde existe una buena cobertura de estaciones sismológicas locales, la máxima profundidad de foco observada es consistentemente menor que 70 km. Entre las proyecciones en la trinchera del OGFZ y de la zona de fractura de Clipperton (dorsal de Tehuantepec), la profundidad máxima que alcanzan los sismos aumenta en forma continua hasta los 180 km de profundidad. La distribución de las profundidades máximas que alcanza la sismicidad en los diferentes segmentos de la zona de subducción se correlaciona bien con las pendientes observadas a lo largo de la placa oceánica descendente.

Los contornos suavizados de isoprofundidad de la zona de Wadati-Benioff se obtuvieron utilizando una interpolación bidimensional (Smith y Wessel, 1990) (Figura 5). Dado que en México central al norte de los 18°N, a distancias de la trinchera mayores que 300 km y para profundidades mayores que 70 km, existe una notable ausencia de eventos sísmicos (Figuras 2 y 5), los contornos de isoprofundidad para los 80 y 100 km, fueron inferidos de la tendencia general observada en las profundidades de los sismos a lo largo de la zona de subducción.

Estos últimos contornos de isoprofundidad se dibujaron siguiendo la tendencia de la placa oceánica hasta los 70 km de profundidad y por extrapolación desde las regiones en que están bien definidos por la sismicidad, al oeste de los 103°W y al este de los 96°W (Figuras 5 y 6). Los contornos de isoprofundidad obtenidos para la litósfera oceánica que subduce bajo el continente indican que bajo el frente sur de la TMVB las placas de Rivera y Cocos alcanzan profundidades entre 80 y 100 km (Figuras 5 y 6).

MECANISMOS FOCALES Y ESTADO DE ESFUERZOS

En este estudio se presentan 21 mecanismos focales nuevos de sismos en la placa de Cocos (Apéndices A y B). Los mecanismos focales obtenidos mediante una inversión de las formas de onda que son reportados en este estudio y por otros autores se presentan en proyección de hemisferio inferior en la Figura 7 y en el Apéndice A. Estos mecanismos focales se muestran en proyección lateral en los perfiles que muestran la sismicidad en función de la profundidad (Figura 3). Debido a la ausencia de estaciones sismológicas al sur y al suroeste de México, los mecanismos focales reportados únicamente con base en primeras llegadas de ondas *P* no son, generalmente, de

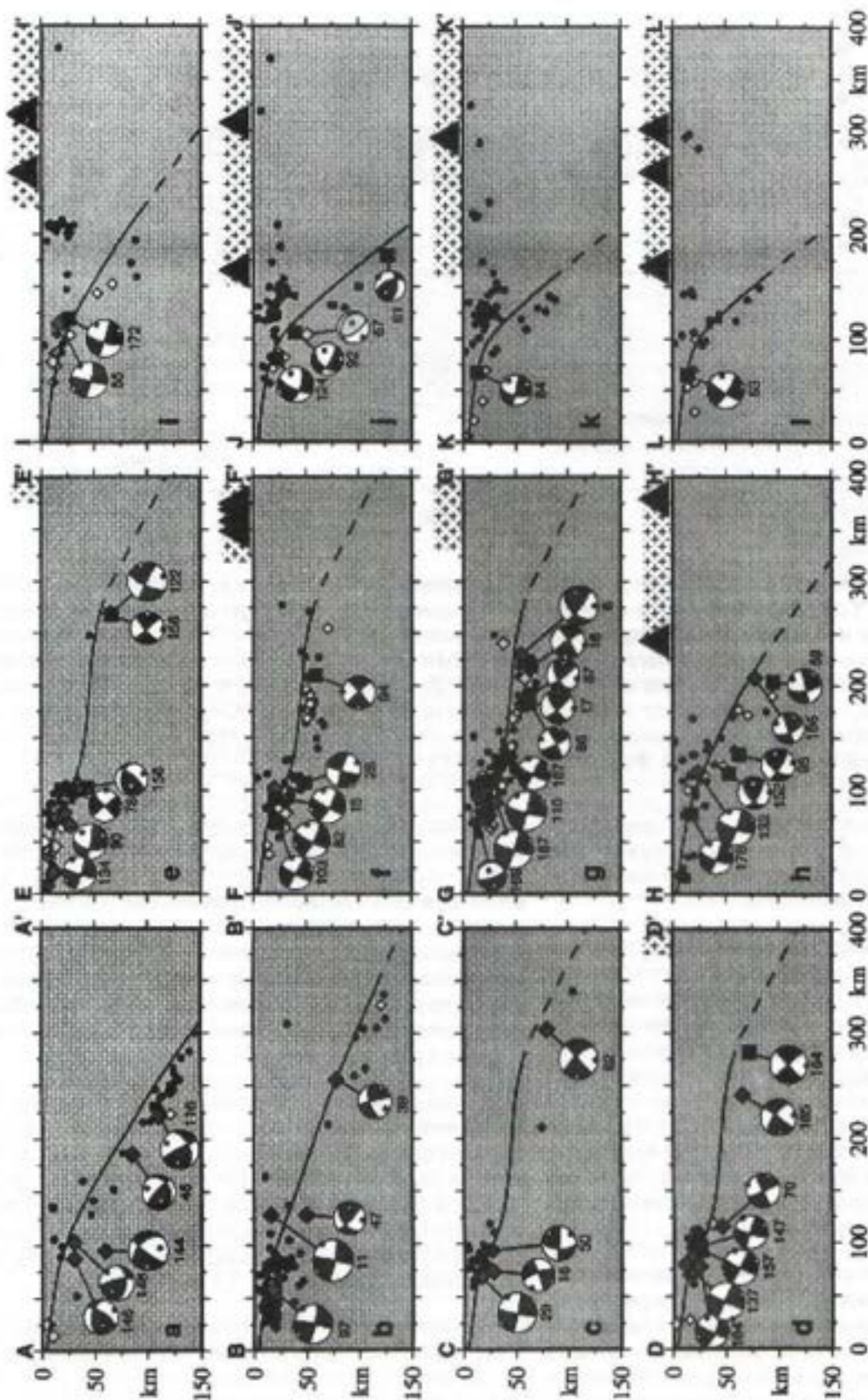


Figura 3. Cortes de hipocentros en profundidad. El origen es la trinchera y están orientados en la dirección de convergencia de las placas de Rivera y Cocos (DeMets y Stein, 1990, DeMets et al., 1990). Los símbolos para los hipocentros son similares a los de la Figura 1. Los mecanismos focales están en proyección lateral, obtenidos de forma de ondas en este estudio (negros) y reportados (grises); el mecanismo en gris claro del corte 3f es obtenido en este estudio con primeras llegadas de ondas P. Los números de cada mecanismo son relativos al Apéndice A. La interfaz de la placa oceánica descendente, límite superior de la zona de Wadati-Benioff, se muestra en cada corte con línea continua y en los lugares donde ésta se ha extrapolado, se muestra con línea segmentada. En la misma proyección, se muestra sobre cada corte la localización de volcanes cuaternarios y la zona achurada corresponde al TMVB.

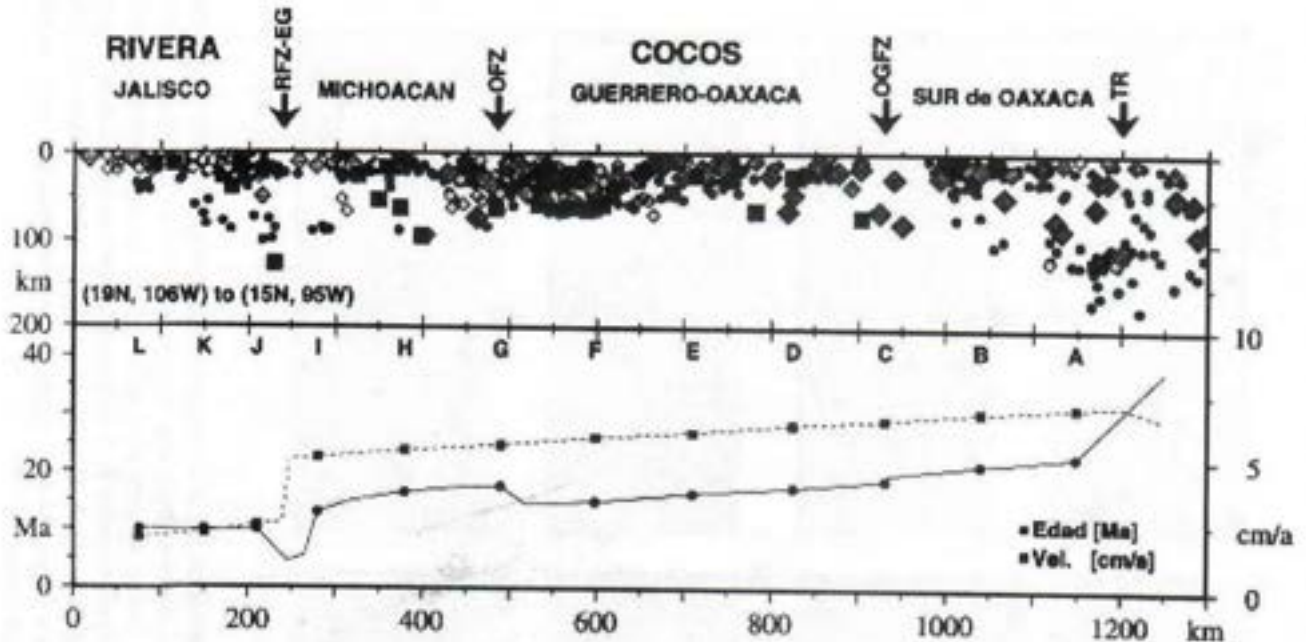


Figura 4. (Superior) Corte de hipocentros en profundidad orientado casi paralelo a la trinchera, desde (19°N, 106°W) a (15°N, 95°W). Los símbolos para los hipocentros son iguales a los de la Figura 1. Jalisco, Michoacán, Guerrero-Oaxaca y Sur de Oaxaca son los segmentos en que puede ser dividido el sur de México con base en la sismicidad y la proyección en la trinchera de rasgos batimétricos. RFZ-EG: Zona de Fractura de Rivera-Graben de El Gordo; OFZ: Zona de Fractura de Orozco; OGFZ: Zona de Fractura de O'Gorman; TR: Dorsal de Tehuantepec. (Inferior) Círculos: Edad de la litósfera oceánica en la trinchera (Klitgord and Mammerickx, 1982). Cuadrados: Velocidad de convergencia en la trinchera (DeMets and Stein, 1990, DeMets et al., 1990). Se indican las proyecciones de los cortes A-L, de las Figuras 2 y 3.

buena calidad. Por lo tanto, se utilizó solo un mecanismo de foco obtenido con primeras llegadas en este estudio (evento 67 en el Apéndice A); su baja magnitud impidió utilizar el método de inversión formal.

De una manera análoga a la sismicidad, el patrón de esfuerzos observado puede ser dividido en zonas paralelas a la trinchera (Figuras 3 y 7). La zona costera cerca de la trinchera con hipocentros relativamente superficiales muestra fallamiento compresional de bajo ángulo, seguido por eventos de fallamiento normal a lo largo de la placa oceánica. Los sismos compresionales de bajo ángulo se observan hasta una profundidad máxima <30 km a lo largo de la placa de Cocos (eventos 50 y 172 en el Apéndice A, Figuras 3d y 3i), y hasta una profundidad máxima de ~40 km en la zona de subducción de la placa de Rivera (evento 92 en el Apéndice A, Figura 3j).

Inmediatamente bajo el contacto interplaca se observa una zona de baja y difusa sismicidad que es seguida hacia el continente por una zona de eventos en el interior de la placa de Cocos que muestran fallamiento normal a profundidades mayores que 50 km. Los eventos con fallamiento normal en la placa descendente muestran que,

en general, los ejes principales de esfuerzo tensional (ejes 7), están orientados en dirección paralela al gradiente de la máxima pendiente de la placa oceánica (Figura 8). Solo en los lugares donde la placa presenta cambios rápidos en su pendiente, alrededor de 95°-96°W y 100°-101°W, la distribución de esfuerzos es más compleja (Figura 8). El sismo intraplaca más profundo se localiza bajo el Volcán de Colima (evento 61, Apéndice A), en la litósfera oceánica que corresponde aparentemente a la placa de Rivera (Figuras 2 y 3j).

Cerca de la línea de costa y bajo los eventos de fallamiento normal, se observa una capa de eventos compresionales con profundidades entre 40 y 50 km (eventos 28, 47, 67, 70, 152 y 158 en el Apéndice A, Figuras 3b, 3d, 3e, 3f, 3h y 3j). Esta doble zona en esfuerzos de flexión probablemente asociada a los esfuerzos de flexión inducidos por el cambio de curvatura de la placa oceánica en profundidad (Suárez et al., 1990).

La sismicidad cortical observada en la placa continental sobre la subducción de la placa de Cocos es escasa (Figura 3). Singh y Pardo, (1993) han sugerido que los pocos microsismos corticales que aparecen en las Figuras 3e, 3f

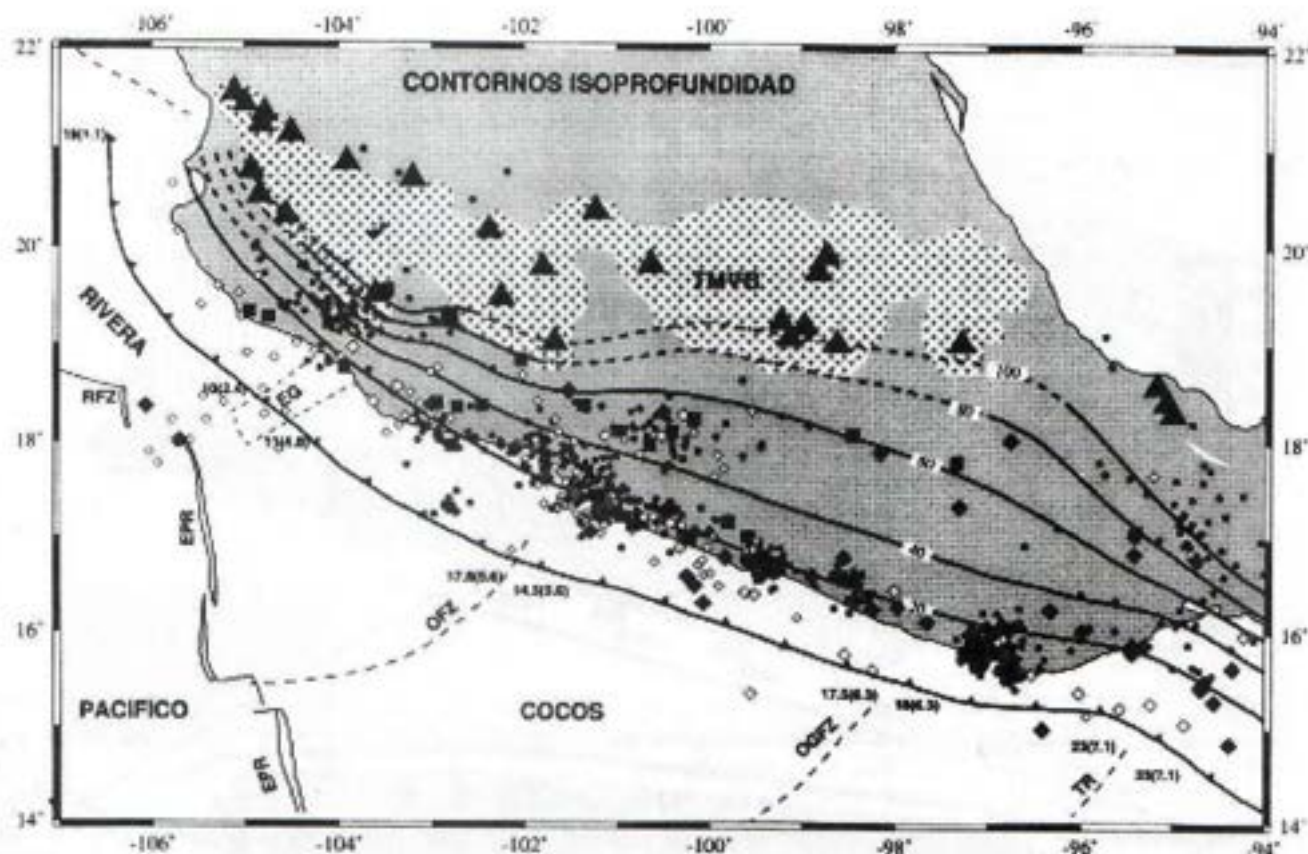


Figura 5. Contornos de igual profundidad, cada 20 km, del límite superior de la zona de Wadati-Benioff de la placa oceánica subductada bajo la placa Norteamericana en el sur de México. Las líneas segmentadas indican extrapolación de los contornos en los lugares donde los datos hipocentrales no son suficientes. Los símbolos para los hipocentros, volcanes y rasgos batimétricos son iguales a los de la Figura 1. A lo largo del MAT se indica la edad (Ma) de la placa oceánica y entre paréntesis su velocidad de convergencia (cm/a).

y 3g, a distancias mayores de 150 km de la trinchera, reflejan que la placa continental se encuentra sometida a esfuerzos tensionales. En contraste con esta observación, en el bloque de Jalisco, al occidente de México, existe una sismicidad cortical relativamente alta (Figuras 2 y 3j-3l), sugiriendo que la deformación del bloque de Jalisco sobre la placa de Rivera es mayor que la observada en la placa Norteamericana sobre la placa de Cocos (Pardo y Suárez, 1993).

DISCUSION

A pesar de que las condiciones y los parámetros que controlan la inclinación y geometría de las zonas de subducción es aún controversial, varios autores han sugerido que los principales factores que afectan esta geometría son la velocidad relativa de convergencia en la zona de subducción, la edad de la placa oceánica, el movimiento absoluto de la placa continental y la subducción

de estructuras batimétricas asísmicas, como dorsales y montes submarinos intraplaca (v.g., Vogt et al., 1976; Cross y Pilger, 1982; Jarrard, 1986). Todos estos parámetros se correlacionan negativamente con la pendiente de la placa en subducción, con la excepción de la edad de la placa donde la correlación es positiva. Luego, la litósfera oceánica más joven aparentemente sería más boyante que placas más antiguas y tendría una subducción menos inclinada.

De acuerdo con estos factores, la zona de subducción con bajo ángulo observada en la zona central de México podría ser explicada por la edad relativamente joven de la placa oceánica, su velocidad relativa de convergencia moderada y por el rápido movimiento absoluto de la placa superior Norteamericana hacia la trinchera. Por otro lado, la subducción de la placa de Cocos al este de la dorsal de Tehuantepec (Figura 1), subduce bajo la placa del Caribe con una pendiente inclinada (Burbach et al., 1984). En esa región, la edad de la placa oceánica aumenta hacia el sureste (Couch y Woodcock, 1981) y la mayor inclinación de la placa podría explicarse por esa razón.

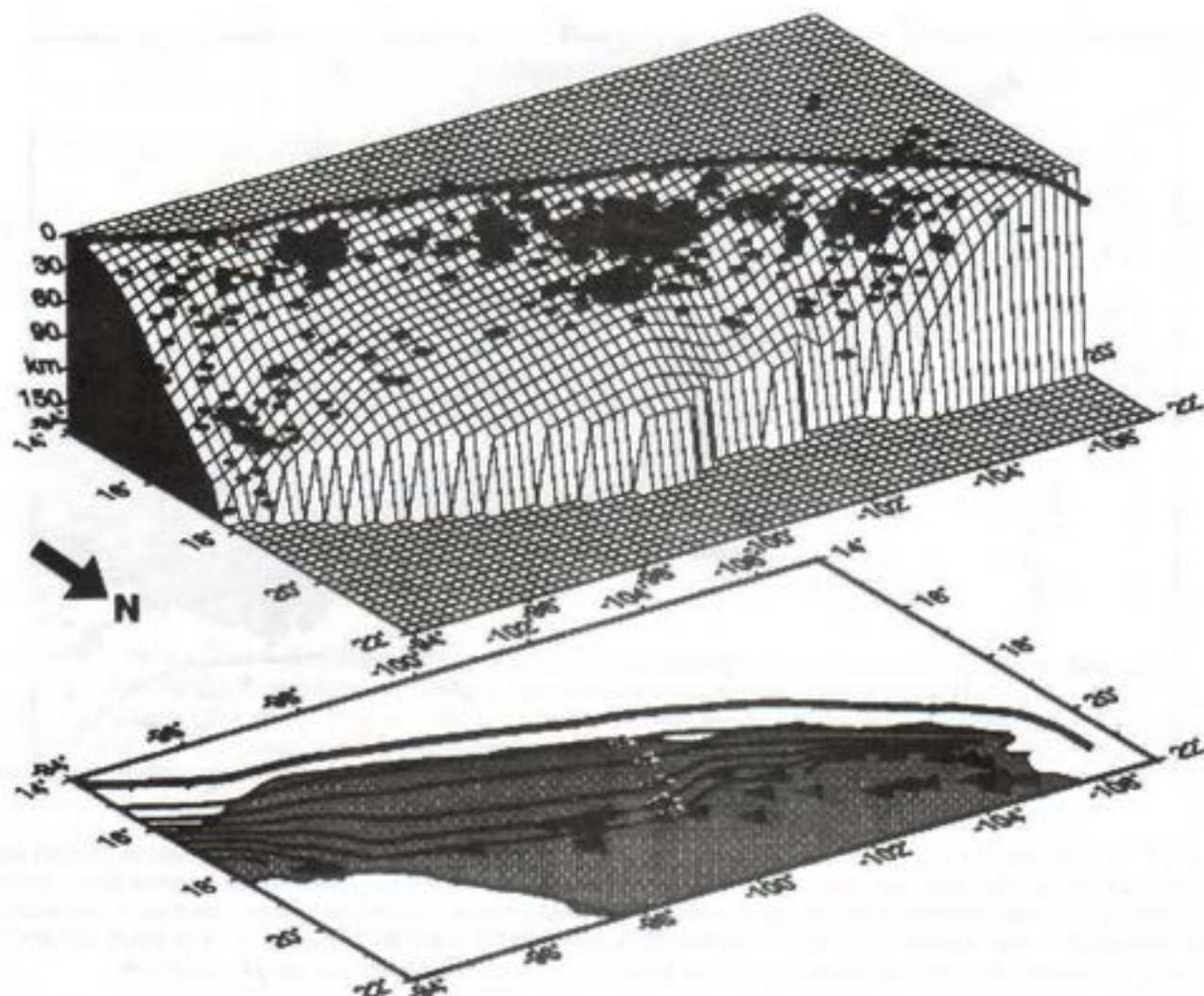


Figura 6. (Superior) Proyección en 3-D de la geometría de la subducción de la placa oceánica bajo la placa de Norteamérica en el sur de México. Se muestra la sismicidad asociada y la localización de la trinchera. (Inferior) Proyección 2-D de la Figura superior, se indican los contornos de igual profundidad de la placa subductada y la localización de volcanes cuaternarios.

En el suroeste de México la pequeña placa de Rivera subduce también con una pendiente de alto ángulo (Pardo y Suárez, 1993). Sin embargo ésta es la región de la zona de subducción donde la placa de Cocos es más joven. Por tanto, la correlación simple entre la edad y la pendiente de la placa descendente no se cumple en este caso. La única diferencia entre las zonas de subducción de Rivera y Cocos es la velocidad de convergencia lenta entre Rivera y Norteamérica (~ 2 cm/a) (DeMets y Stein, 1990), relativa a una velocidad de convergencia más rápida entre Cocos y Norteamérica (~ 6 cm/a) (DeMets et al., 1990). Posiblemente este movimiento relativo lento sea un

párametro importante que afecta la geometría de la subducción de la placa de Rivera.

IMPLICACIONES SISMICAS Y TECTONICAS

La geometría de la zona interplaca es constante en la zona, al menos hasta profundidades de ~ 30 km, siendo aparentemente independiente de la edad de la placa en subducción, de la velocidad de convergencia relativa y de la subducción a lo largo de la trinchera de rasgos batimétricos importantes (Figuras 3 y 5). Luego, la diversidad en los modos de ruptura y complejidad de la

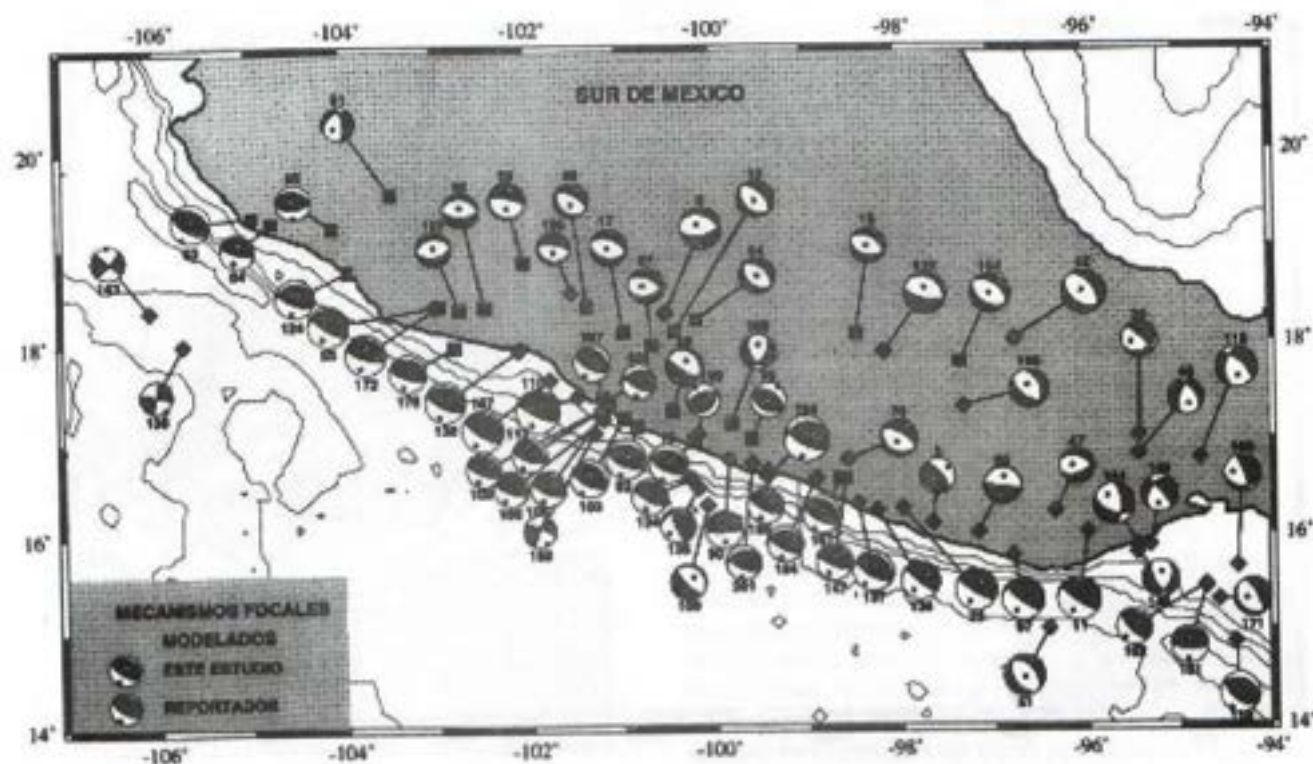


Figura 7. Mecanismos de foco en proyección de hemisferio inferior obtenidos con inversión de ondas de cuerpo en este estudio (negros) y reportados por otros autores (grises). Los círculos blancos y negros en cada mecanismo representan los ejes de tensión (T) y presión (P), respectivamente. Los números de cada mecanismo son relativos al Apéndice A.

fuerza observados a lo largo del contacto acoplado interplaca para grandes terremotos de subducción en el sur de México (Singh y Mortera, 1991), probablemente están relacionadas con inhomogeneidades locales en el contacto sismogénico o con asperezas que generan variaciones en el grado de acoplamiento interplaca y no con la geometría de la zona de subducción.

La extensión en profundidad del contacto sismogénico interplaca puede ser estimada de la profundidad máxima de los sismos compresionales con fallamiento tipo "thrust" (Suárez y Comte, 1993). En el caso de la placa de Cocos, esta profundidad es consistentemente menor que ~25 km, lo cual implica un ancho del contacto sismogénico de solo ~60 km. Esta profundidad del contacto sismogénico es del orden del 50% de la profundidad media de acoplamiento observada en la mayoría de las zonas de subducción del mundo (Pacheco et al., 1993).

En el caso de la placa de Rivera, la profundidad máxima del acoplamiento interplaca es de ~40 km. Esto lo sugiere un sismo compresional en la zona con un plano nodal que presenta un buzamiento de 34° hacia el noreste (evento 92 en Figura 3 y Apéndice A). Si este sismo refleja el

contacto interplaca, el ancho de la zona sismogénica de la placa de Rivera sería de ~75 km. Este ancho, mayor que el de la placa de Cocos, implica que potencialmente se podrían originar terremotos interplaca de mayor magnitud en la zona de subducción de Rivera. Cabe destacar que el terremoto más grande de este siglo en el MAT, el terremoto de Jalisco de 1932 ($M_s=8.2$), ocurrió en el contacto entre las placas de Rivera y Norteamérica (Eissler y McNally, 1984; Singh et al., 1985).

Las variaciones laterales de la pendiente de la placa en subducción, a lo largo del rumbo de la trinchera, se observan solamente a profundidades mayores que 30 km luego que se desacopla de la placa continental (Figuras 3, 4 y 5), donde la edad de la litósfera oceánica subductada, la velocidad relativa de convergencia y el movimiento absoluto de la placa superior son factores importantes que controlan la geometría de la placa descendente.

Estas variaciones laterales en la pendiente de las placas de Cocos y Rivera en subducción y el patrón de sismicidad observado en la zona (Figura 5), sugieren que el sur de México puede ser dividido en cuatro regiones con

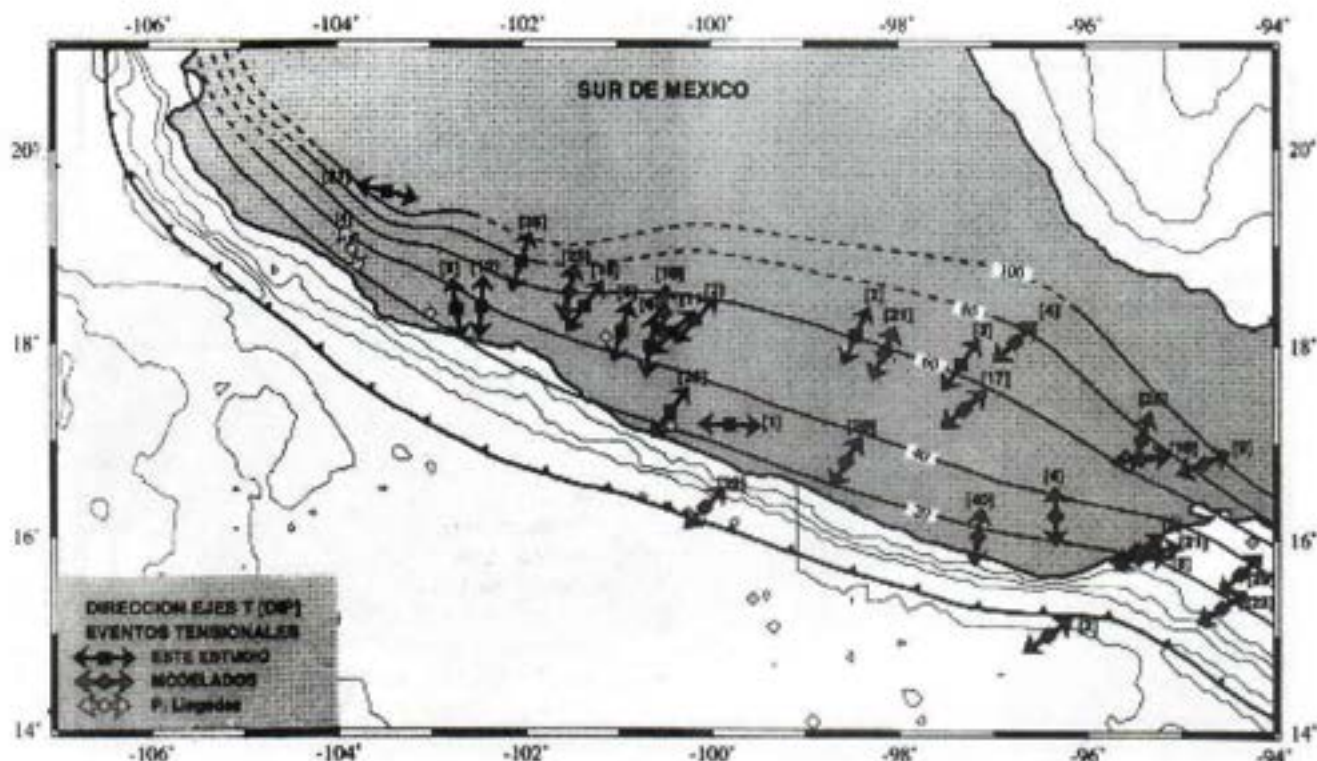


Figura 8. Dirección de los ejes de tensión T , de los mecanismos tensionales obtenidos por modelación de ondas internas. Las flechas negras representan los ejes T de mecanismos de foco determinados en este estudio y las grises de mecanismos de foco reportados. Sólo un mecanismo determinado con primeras llegadas de onda P se muestra en gris en la zona de subducción de Rivera. Se muestran los contornos de igual profundidad de la Figura 5.

características sismotectónicas diferentes y limitadas aproximadamente por la subducción de rasgos batimétricos o sus proyecciones en la trinchera (Figuras 4, 5 y 9): (1) La región de Jalisco, donde la subducción inclinada de la placa de Rivera bajo la placa de Norteamérica está limitada hacia el este por la subducción del graben de El Gordo; (2) La región de Michoacán, que corresponde a una zona de transición entre la subducción inclinada de la placa de Rivera y la subducción casi horizontal hacia el este. Esta región está limitada por el graben de El Gordo al oeste y por la proyección en la trinchera del OFZ al este. (3) La región de Guerrero-Oaxaca, que presenta una geometría de la subducción de la placa de Cocos casi subhorizontal está limitada por las proyecciones de las zonas de fractura OFZ y OGFZ. (4) La región del sur de Oaxaca, considerada una zona de transición entre la geometría de subducción plana de la placa de Cocos bajo Guerrero y la subducción más inclinada de la placa de Cocos bajo la placa del Caribe hacia el este. Está limitada por la proyección en la trinchera de la zona de fractura OGFZ y por la dorsal de Tehuantepec.

Toda la zona interplaca de la región de Michoacán ha sido recientemente activada con los sismos mayores de

1973 ($M_s=7.5$), 1981 ($M_s=7.3$), 1985 ($M_s=7.5$) y por el gran terremoto de Michoacán de 1985 ($M_s=8.1$) (UNAM Seismology Group, 1986). La región de Guerrero-Oaxaca tiene actualmente la probabilidad más alta de ocurrencia de un gran terremoto de subducción en el futuro cercano en el sur de México. Se podría dividir en dos posibles brechas sísmicas, la brecha de Guerrero central (100° - 101° W) y la brecha de Ometepec (98.2° - 99.5° W), localizadas entre la zona de ruptura del terremoto de Acapulco de 1957 ($M_s=7.7$) y las proyecciones de las zonas de fractura OFZ y OGFZ respectivamente (Nishenko y Singh, 1987). Toda esta región podría ser considerada como una sola brecha sísmica, la cual potencialmente podría generar un gran terremoto de magnitud $M_s=8.2$ (Singh y Mortera, 1991). La zona interplaca de la región del sur de Oaxaca ha sido activada completamente durante la secuencia de 1928 (22 de marzo $M_s=7.7$; 8 de abril $M_s=7.6$; 17 de julio $M_s=8.0$), y recientemente con los terremotos ocurridos el 23 de octubre de 1965 ($M_s=7.8$) y 29 de noviembre de 1978 ($M_s=7.8$) (Nishenko y Singh, 1987). Las funciones de la fuente son simples para los eventos interplaca que ocurren en la región del sur de Oaxaca, comparadas con fuentes más complejas

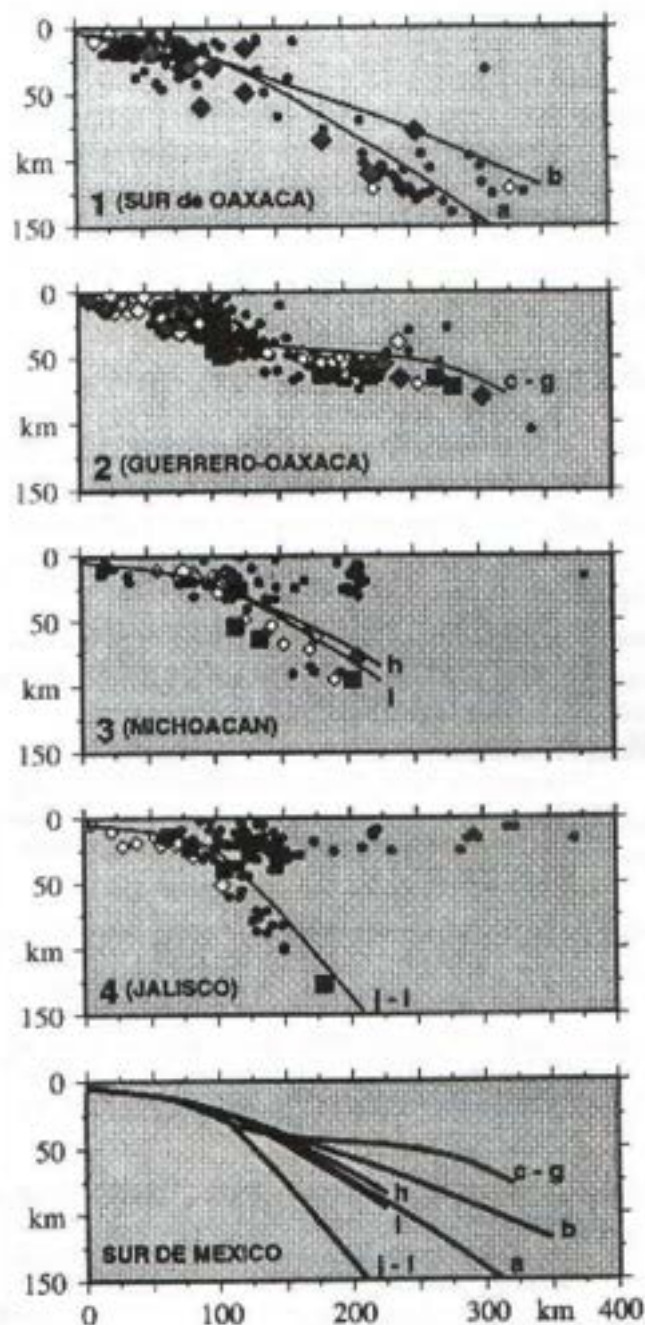


Figura 9. Cortes en profundidad en las regiones en que puede ser dividido el sur de México con base en la sismicidad y la geometría de la subducción. Las regiones son las de la Figura 4. La sismicidad y la geometría de la placa subductada son superposiciones de los cortes de la Figura 3 e indicados con las mismas letras. En la Figura inferior, se presenta la geometría de la subducción, límite superior de la zona de Wadati-Benioff, de cada región en el sur de México.

determinadas para eventos interplaca localizados al noroeste de la zona de fractura OGFZ (Singh y Mortera, 1991).

La notable ausencia de eventos sísmicos con profundidades de foco mayores que 70 km al norte de los $\sim 18^\circ\text{N}$ y del TMVB, sugiere que la placa subductada pierde sus características de fragilidad y se hunde asísmicamente en el manto al norte de la faja volcánica. Tal vez ocurran pequeños eventos, con magnitudes tan bajas que no es posible registrarlos debido a la insuficiente cobertura de estaciones sismológicas existente actualmente en la zona.

La geometría inferida para la placa subductada indica que ésta alcanza las profundidades entre 80 y 100 km bajo el frente sur de la faja volcánica (Figuras 5 y 6). Esta observación sugiere fuertemente la asociación del TMVB con la subducción de la litósfera oceánica bajo la placa de Norteamérica. Luego, la dirección observada de la TMVB no paralela a la trinchera, se debe principalmente a la geometría de las placas de Rivera y Cocos en subducción bajo el continente en el sur de México. El ancho de la faja volcánica y la posición actual del contorno de 100 km de profundidad, favorecen las observaciones de migración del volcanismo, actualmente hacia la trinchera, basadas en edades radiométricas de rocas volcánicas (Delgado et al., 1993; Ferrari et al., 1994).

CONCLUSIONES

La forma y geometría de las placas de Rivera y Cocos en subducción bajo la placa de Norteamérica, se determinó utilizando localizaciones precisas de hipocentros de sismos ocurridos en el sur de México. La base de datos utilizada consistió en un total de 1101 hipocentros de microsismos registrados con redes locales y 206 hipocentros relocalizados, registrados a distancias telesísmicas. Para veintidós eventos telesísmicos ($m_b 3.5.0$), los parámetros de la fuente se determinaron utilizando una inversión formal de ondas internas, registradas con instrumentos de período largo (Nábelek, 1984). En el proceso de relocalización de hipocentros (Dewey, 1971), la profundidad de foco de estos últimos eventos se restringió con la inversión y fueron usados en el subconjunto inicial de eventos para generar la varianza de los residuos de los tiempos de llegada de las fases consideradas en las diferentes estaciones de registro. Las matrices de varianza de los residuales, obtenidas para las diferentes zonas definidas por los eventos de calibración considerados, se aplicaron a todos los eventos para su relocalización hipocentral.

La subducción de la litósfera oceánica en el sur de México, puede ser aproximada como una placa oceánica que subduce prácticamente subhorizontal bajo la placa de Norteamérica, limitada por las geometrías inclinadas de

subducción de la placa de Cocos bajo la placa del Caribe hacia el este y de la placa de Rivera bajo la placa de Norteamérica hacia el oeste. No se observan cambios en la pendiente de la zona acoplada interplaca para profundidades menores que 30 km. Los cambios en la pendiente de la geometría de la placa subductada se observan solo luego que ésta se desacopla de la placa continental. El ancho de la zona sismogénica de la placa de Rivera es aparentemente mayor (~75 km) que el de la placa de Cocos (~60 km).

Con base en la sismicidad observada, mecanismos de foco y variaciones en la pendiente de la placa subductada, el sur de México se puede dividir en cuatro regiones con diferentes características sismotectónicas. Los cambios importantes en la pendiente de la placa descendente no parecen estar asociados a fallas de desgarre, sugiriendo que estos cambios en la pendiente son acomodados por contorsiones suaves de la placa. En la zona de la supuesta frontera entre las placas de Cocos y Rivera, los datos actuales no son suficientes como para resolver si una contorsión o una falla de desgarre en la placa oceánica está relacionada con la rápida variación observada en la pendiente de la subducción.

Los contornos de 80 y 100 km de igual profundidad de la placa subductada, se localizan bajo el frente sur de la faja volcánica trans-mexicana, sugiriendo que existe una asociación directa de esta faja volcánica con la compleja geometría de subducción de las placas de Rivera y Cocos bajo la placa de Norteamérica en el sur de México.

AGRADECIMIENTOS

Agradecemos al Servicio Sismológico Nacional, Institutos de Geofísica y de Ingeniería de la UNAM, y a la Universidad de Colima por facilitarnos datos de sus redes sismológicas. Este trabajo fue financiado parcialmente por el proyecto UACPyP-UNAM 30309. Uno de nosotros (MP) agradece el apoyo de la Secretaría de Relaciones Exteriores de México, para finalizar el Doctorado en la UNAM. Se agradece especialmente a P. Wessel y W. H. Smith por las rutinas de graficación GMT, utilizadas en todas las figuras de este trabajo.

REFERENCIAS

- Allan, J.F., S.A. Nelson, J.F. Luhr, I.S.E. Charnichael, M. Wopat, and P.J. Wallace, 1991, Pliocene-Holocene rifting and associated volcanism in southwest Mexico, *In: The Gulf and Peninsular provinces of the Californias*, J. Dauphin, y B. Simoneit (editors), AAPG, Memoir 47, p.
- Atwater, T., 1970, Implications of plate tectonics for the Cenozoic tectonic evolution of western North America, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 81, 3513-3536.
- Bandy, W.L., 1992, Geological and Geophysical investigation of the Rivera-Cocos plate boundary: Implications of plate fragmentation, *Ph.D. Thesis*, Texas A&M University, Austin.
- Bandy, W.L. and C-Y. Yan, 1989, Present-day Rivera-Pacific and Rivera-Cocos relative plate motions, (abs.) *EOS, Trans. AGU*, 70, 1342.
- Bandy, W.L. y M. Pardo, 1994, Statistical examination of the existence and relative motions of the Jalisco and southern Mexico blocks, *Tectonics*, 13, 755-768.
- Beck, M.E., 1991, Case for northward transport of Baja and coastal southern California. Paleomagnetic data, analysis and alternatives, *Geology*, 19, 506-509.
- Bevis, M. and B.L. Isacks, 1994, Hypocentral trend surface analysis: Probing the geometry of Benioff zones, *J. Geophys. Res.*, 89, 6153-6170.
- Bohnel, H., D. Morán-Zenteno, P. Schaaf, and J. Urrutia-Fucugauchi, 1992, Paleomagnetic and isotope data from southern Mexico and the controversy over the pre-neogene position of Baja California, *Geofis. Intern.*, 31, 253-261.
- Burbach, G., C. Frolich, W. Pennington and T. Matumoto, 1984, Seismicity and tectonics of the subducted Cocos plate, *J. Geophys. Res.*, 89, 7719-7735.
- Burgois, J. and F. Michaud, 1991, Active fragmentation of the North American plate at the Mexican triple-junction area off Manzanillo, *Geo-Marine Lett.*, 11, 59-65.
- Chael, E. P. and G.S. Stewart, 1982, Recent large earthquakes along the Middle American trench and their implications for the subduction process, *J. Geophys. Res.*, 87, 329-338.
- Couch, R. and S. Woodcock, 1981, Gravity and structure of the continental margins of southwestern Mexico and northwestern Guatemala, *J. Geophys. Res.*, 86, 1829-1840.
- Cross, R.H. and T.A. Pilger, 1982, Controls of subduction geometry, location of magmatic arcs, and tectonics of arc and back-arc regions, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 93, 545-562.
- Dean, B.W. and C.L. Drake, 1978, Focal mechanism solutions and tectonics of the Middle America arc, *J. Geol.*, 86, 111-128.

- Delgado, H., P. Cervantes y R. Molinero, 1993, Origen de la faja volcánica trans-mexicana hace 8.3 Ma y sus migraciones hacia el W, SW y SSW desde 5.3 Ma, (resumen) *GEOS*, 13, 31-32.
- Demant, A. y C. Robin, 1975, Las fases del volcanismo en México; una síntesis en relación con la evolución geodinámica desde el Cretácico, *Rev. Inst. Geol., UNAM*, 75, 70-82.
- DeMets, C. and S. Stein, 1990, Present-day kinematics of the Rivera plate and implications for tectonics in southwestern Mexico, *J. Geophys. Res.*, 95, 21, 931-21, 948.
- DeMets, C., R.G. Gordon, D.F. Argus, and S. Stein, 1990, Current plate motions, *Geophys. Res. J. Int.*, 101, 425-478.
- Dewey, J.W., 1971, Seismicity studies with the method of Joint Hypocenter Determination, *Ph.D. Thesis, University of California, Berkeley*.
- Eissler, H. and K.C. McNally, 1984, Seismicity and tectonics of the Rivera plate and implications for the 1932 Jalisco, Mexico, earthquake, *J. Geophys. Res.*, 89, 4520-4530.
- Ferrari, L., V. H. Garduño, G. Pasquare and A. Tibaldi, 1994, Volcanic and tectonic evolution of central Mexico: Oligocene to present, *Geofis. Int.*, 33, 91-105.
- Gastil, R.G. and W. Jensky, 1973, Evidence for strike-slip displacement beneath the Trans-Mexican volcanic belt, *Stanford Univ. Publ. Geol. Sci.*, 13, 171-180.
- Gripp, A. and R. Gordon, 1990, Current velocities relative to the hotspots incorporating the NUVEL-1 global plate motion model, *Geophys. Res. Lett.*, 17, 1109-1112.
- Hanus, V. and J. Vanek, 1978, Subduction of the Cocos plate and deep active fracture zones of Mexico, *Geofis. Inter.*, 17, 14-53.
- Havskov, J., S.K. Singh and D. Novelo, 1982, Geometry of the Benioff zone in the Tehuantepec area in southern Mexico, *Geofis. Int.*, 21, 325-330.
- Jarrard, R.D., 1986, Relations among subduction parameters, *Rev. of Geophys.*, 24, 217-284.
- Johnson, C.A. and C.G.A. Harrison, 1989, Tectonics and volcanism in central Mexico: A Landsat Thematic Mapper perspective, *Remote Sens. Envir.*, 28, 273-286.
- Karig, D.E., R.K. Cardwell, G.F. Moore, and D.G. Moore, 1978, Late Cenozoic subduction and continental margin truncation along the northern Middle America Trench, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 89, 265-279.
- Klitgord, K. and J. Mammerickx, 1982, Northern East Pacific Rise: Magnetic anomaly and bathymetric framework, *J. Geophys. Res.*, 87, 6725-6750.
- Lee, W.H.K. and C. Valdés, 1985, HYPO71PC: A personal computer version of the HYPO71 earthquake location program, *Open-file Report 85-749, USGS*.
- LeFevre, L.V. and K.C. McNally, 1985, Stress distribution and subduction on aseismic ridges in the middle America subduction zone, *J. Geophys. Res.*, 90, 4495-4510.
- Luhr, J., S. Nelson, J. Allan, and I.S.E. Charnichael, 1985, Active rifting in southwestern Mexico: Manifestations of an incipient east-ward spreading-ridge jump, *Geology*, 13, 54-57.
- Mammerickx, J., 1984, The morphology of propagating spreading centers: New and old, *J. Geophys. Res.*, 89, 1817-1828.
- Mammerickx, J. and K. Klitgord, 1982, Northern East Pacific Rise: Evolution from 25 m.y.B.P. to the Present, *J. Geophys. Res.*, 87, 6751-6759.
- Molnar, P., 1973, Fault plane solutions of earthquakes and direction of motion in the Gulf of California and on the Rivera Fracture zone, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 84, 1651-1658.
- Molnar, P. and L. R. Sykes, 1969, Tectonics of the Caribbean and Middle American region from focal mechanisms and seismicity, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 80, 1639-1684.
- Mooser, F., 1972, The Mexican volcanic belt: Structure and tectonics, *Geofis. Int.*, 12, 55-70.
- Nábelek, J.L., 1984, Determination of earthquake source parameters from inversion of body waves, *Ph.D. Thesis, Mass. Inst. of Technol., Cambridge*, 346 pp.
- Nava, E., 1984, Estudio de los temblores de Ometepe del 7 de Junio de 1982 y sus replicas, *Tesis, Univ. Nacional Autónoma de México, México D.F.*
- Nishenko, S.P., and S.K. Singh, 1987, Conditional probabilities for the recurrence of large and great interplate earthquakes along the Mexican subduction zone, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 77, 2095-2114.

- Nixon, G. T., 1982, The relationship between Quaternary volcanism in central Mexico and the seismicity and structure of subducted oceanic lithosphere, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 93, 514-523.
- Pacheco, J.F., L.R. Sykes, and C. H. Scholz, 1993, Nature of seismic coupling along simple plate boundaries of the subduction type, *J. Geophys. Res.*, 98, 14133-14159.
- Pardo, M. and G. Suárez, 1993, Steep subduction geometry of the Rivera plate beneath the Jalisco block in western Mexico, *Geophys. Res. Lett.*, 20, 2391-2394.
- Ponce, L., R. Gaulon, G. Suárez, and E. Lomas, 1992, Geometry and state of stress of the downgoing Cocos plate in the Isthmus of Tehuantepec, Mexico, *Geophys. Res. Lett.*, 19, 773-776.
- Reyes, A., J. Brune, and C. Lomnitz, 1979, Source mechanism and aftershock study of the Colima, Mexico earthquake of January 30, 1973, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 69, 1819-1840.
- Sansores, L., 1990, Sismicidad, esfuerzos y atenuación previos y posteriores al terremoto del 29-XI-1978, Oaxaca (Ms=7.8), *Tesis, Universidad Nacional Autónoma de México, México D.F.*
- Shurbet, D.H. and S.E. Cebull, 1973, Tectonic interpretation of the Trans-Mexican volcanic belt, *Tectonophysics*, 101, 159-165.
- Singh, S.K., L. Ponce, and S.P. Nishenko, 1985, The great Jalisco, Mexico, earthquake of 1932: Subduction of the Rivera Plate, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 75, 1301-1313.
- Singh, S.K., and F. Mortera, 1991, Source time functions of large Mexican subduction earthquakes, morphology of the Benioff zone, age of the plate, and their tectonic implications, *J. Geophys. Res.*, 96, 21487-21502.
- Singh, S.K. and M. Pardo, 1993, Geometry of the Benioff zone and state of stress in the overriding plate in Central Mexico, *Geophys. Res. Lett.*, 20, 1483-1486.
- Stoiber R.E. and M.J. Carr, 1973, Quaternary volcanic and tectonic segmentation of Central America, *Bull. Volcanol.*, 37, 304-325.
- Suárez, G. and S.K. Singh, 1986, Tectonic interpretation of the Trans-Mexican Volcanic Belt-Discussion, *Tectonophysics*, 127, 155-160.
- Suárez, G., T. Monfret, G. Wittlinger, and C. David, 1990, Geometry of subduction and depth of the seismogenic zone in the Guerrero gap, Mexico, *Nature*, 345, 336-338.
- Suárez, G., J.P. Ligorria, and L. Ponce, 1992, Preliminary crustal structure of the coast of Guerrero, Mexico, using the minimum apparent velocity of refracted waves, *Geofis. Int.*, 31, 247-252.
- UNAM Seismology Group, 1986, The September 1985 Michoacan earthquakes: Aftershock distribution and history of rupture, *Geophys. Res. Lett.*, 13, 573-576.
- Valdés, C., R. Meyer, R. Zuñiga, J. Havskov, and S.K. Singh, 1982, Analysis of the Petatlan aftershocks: Numbers, energy release and asperities, *J. Geophys. Res.*, 87, 8519-8529.
- Vogt, P.R., A. Lowrie, D. Bracey and R. Hey, 1976, Subduction of aseismic oceanic ridges: Effects on shape, seismicity, and other characteristics of consuming plate boundaries, *Geol. Soc. Am., Special Paper* 172.

APENDICE A

HIPOCENTROS RELOCALIZADOS Y PARAMETROS FOCALES

Hipocentros relocalizados determinados utilizando el método JHD (Dewey, 1971), con profundidad de foco fijada con inversión de forma de ondas internas de periodo largo (Nábelek, 1984) para un subconjunto de 26 eventos (Pardo y Suárez, 1993; este estudio). Los eventos de calibración para las diferentes regiones del sur de México y los datos utilizados en el procedimiento de relocalización, son discutidos en el texto. El catálogo no es completo en el tiempo ni en magnitud, solo incluye las localizaciones hipocentrales que son consideradas confiables.

Tabla A1. Hipocentros Relocalizados y Parámetros Focales usados en este Estudio

N	FECHA	HORA	LAT °N	LON °W	D km	m _b	M ₀ 10 ¹⁸ N-m	f°	d°	l°
1	640227	113535.7	18.863	103.970	24.6	4.7				
2	640321	150811.2	18.503	103.228	16.0	5.1				
3	640402	015238.0	16.117	97.657	27.7	5.3		320	70	90°
4	640604	042850.6	17.037	101.175	15.0	5.2				
5	640620	171217.1	18.463	105.440	5.0	5.0				
6	640706	072211.7	18.31	100.50	55.0	6.3	115.0°	292	38	-63°
7	641114	125246.4	18.002	105.589	9.0	5.1				
8	641225	162955.6	17.576	101.552	28.0	4.8				
9	650202	043032.7	16.846	94.797	121.8	5.2				
10	650403	112043.5	15.608	98.249	7.9	5.5		310	10	90°
11	650823	194602.5	16.016	95.995	16.0	6.6		268	14	54°
12	650824	010058.7	15.570	98.539	20.0	5.6		293	10	90°
13	650924	171354.1	20.153	105.719	14.0	4.6				
14	650926	003618.3	18.004	101.459	46.0	4.7				
15	651209	060743.7	16.982	100.215	20.3	5.9	3.720°	280	31	76°
16	660402	015238.0	16.117	97.657	29.7	5.3				
17	660925	060226.4	18.119	100.958	59.3	5.6	0.612°	290	50	-84°
18	670413	195948.9	18.116	100.401	64.7	5.6	0.225°	314	56	-92°
19	670414	051830.9	17.156	100.431	23.0	5.0		160	48	-106°
20	670907	070627.5	16.709	100.128	6.0	4.7				
21	670626	022234.4	18.226	105.410	5.0	5.3				
22	671015	183548.5	17.430	101.054	26.0	4.5				
23	680120	214110.0	16.037	105.500	10.0	4.8				
24	680203	053613.8	16.401	99.519	2.5	5.6		358	68	169°
25	680426	174801.5	18.567	103.367	16.0	5.5		297	21	73°
26	680510	092511.4	18.041	100.916	53.9	4.7				
27	680630	202128.5	17.766	105.935	5.0	4.8				
28	680702	034448.9	17.300	100.437	48.1	5.7	2.930°	330	19	-61°
29	680802	140641.7	16.273	97.976	16.0	6.3		287	12	76°
30	680814	083846.9	18.306	103.008	20.0	5.7		318	84	-40°
31	680816	182555.3	16.451	98.006	37.2	5.3		284	8	90°
32	680816	212443.1	18.284	103.039	28.0	4.9				
33	681101	035553.2	18.220	105.778	13.0	4.7				
34	681128	103607.1	15.051	94.882	18.8	5.6		322	9	117°
35	690430	150437.0	18.934	104.255	18.5	4.8				
36	690623	070829.3	18.304	104.584	11.0	5.5				
37	690831	234625.4	17.308	101.632	13.0	5.1				
38	690915	124723.6	17.683	101.437	18.0	5.0				
39	691020	152036.7	17.027	95.418	75.5	5.4		311	76	-60°
40	700204	050846.7	15.364	99.561	8.0	5.9		21	80	-10°
41	700710	131448.2	17.254	101.225	22.0	5.1				
42	700907	180832.5	19.523	105.062	19.5	5.1				
43	700827	194440.0	15.135	95.947	5.1	5.4				
44	710126	185901.4	18.714	103.013	53.3	4.8				
45	710205	052905.2	18.907	104.978	10.0	4.7				
46	710319	061233.7	16.831	95.425	85.1	5.4		320	44	-137°
47	710716	214027.6	16.238	98.339	49.3	5.3		290	45	-60°
48	711027	214916.9	18.068	100.516	58.7	5.0		326	60	-90°
49	720102	215658.8	15.780	98.547	1.6	5.5		328	15	90°
50	720708	121052.5	16.015	97.167	26.6	5.6		278	5	-90°
51	720916	091432.5	14.994	96.422	9.1	6.0	2.57°	320	47	-97°
52	721110	145650.4	15.378	96.032	10.0	5.4		291	22	90°
53	721113	044343.3	15.262	95.249	10.0	5.6		360	8	150°
54	730122	003758.7	18.401	105.225	5.0	5.6				
55	730130	210113.9	18.383	103.004	16.7	6.1		266	17	55°
56	730210	115328.1	18.410	103.631	11.0	5.6		245	16	39°
57	730510	175055.9	18.860	104.683	18.6	5.1				

Tabla A1. Continuación.

N	FECHA	HORA	LAT °N	LON °W	D km	m _b	Mo 10 ¹⁸ N-m	P°	d°	I°
58	730521	152509.9	16.424	99.620	13.3	4.9		11	30	180°
59	730703	035950.3	18.848	102.034	94.9	5.6	0.805°	281	80	-98°
60	730716	181255.8	17.093	100.841	29.3	5.6		303	10	90°
61	730729	161633.7	19.563	103.466	127.4	5.0	0.527°	352	71	-119°
62	730828	095041.0	18.026	96.755	80.0	6.6	41.00°	326	50	-76°
63	731018	104939.0	19.337	104.945	13.5	6.0	1.200°	296	33	86°
64	731019	004953.2	19.281	105.035	14.1	4.9				
65	731108	131810.5	17.868	99.908	53.4	5.1				
66	731210	165533.8	17.885	106.028	5.5	4.8				
67	740126	053546.3	18.966	103.843	50.8	5.2		35	65	-145°
68	740325	073709.6	18.088	103.491	11.0	4.7				
69	740625	084443.2	15.214	95.586	5.0	5.4		304	10	90°
70	740718	192125.7	16.788	98.552	46.3	5.5		300	65	-90°
71	740812	212712.9	17.213	100.715	23.6	5.0				
72	750222	004720.6	17.105	100.620	32.0	5.3				
73	750303	061909.7	17.229	101.260	16.1	4.5				
74	750411	193738.0	18.233	102.801	14.4	4.8				
75	750423	111450.1	16.156	99.055	15.7	5.9				
76	750625	055914.3	19.694	104.848	22.2	4.8				
77	750819	145714.1	15.977	94.233	90.8	5.6		320	80	-90°
78	751029	045359.0	17.009	99.588	24.9	5.3	0.064°	305	49	93°
79	760201	111454.6	16.889	100.324	30.3	5.8		280	62	90°
80	760307	214841.3	18.800	103.954	29.6	4.9				
81	760413	201748.5	18.537	104.798	5.0	5.3				
82	760607	142635.9	17.137	100.826	21.1	6.0	4.030°	281	28	79°
83	760701	213912.5	18.275	104.788	10.0	4.9				
84	760717	090212.8	19.280	104.744	13.3	5.2	0.059°	311	12	115°
85	760813	230440.6	17.335	101.554	24.3	4.6				
86	760905	201134.5	18.384	101.356	63.3	5.3	0.169°	297	64	-102°
87	760919	205805.6	17.975	100.652	62.3	5.5	0.209°	295	54	-66°
88	770418	185652.1	18.230	101.662	71.6	5.1				
89	780121	224026.7	18.165	103.353	14.5	4.8				
90	780319	013912.6	16.788	99.833	26.8	5.7	8.870°	279	10	102°
91	780326	195717.7	17.725	99.847	53.8	4.7				
92	780425	125610.3	19.219	104.100	38.8	5.3	0.060°	282	34	105°
93	780426	032820.1	16.870	99.537	22.9	5.0				
94	780705	201515.8	18.244	100.166	58.5	5.4	0.211°	311	47	-92°
95	780929	162137.3	18.380	102.464	62.8	5.4	0.196°	281	33	-80°
96	781004	055611.2	18.323	99.542	70.4	4.8				
97	781129	195249.0	15.770	96.800	18.0	6.3	527.0°	270	14	54°
98	781129	200446.3	15.908	96.901	16.0	5.2				
99	781129	204949.4	15.942	96.839	15.0	5.7				
100	781211	020756.7	16.307	100.069	5.0	5.4	0.264°	306	13	-100°
101	781211	024721.5	16.487	99.902	8.4	4.9				
102	781212	051424.2	16.605	100.065	5.8	4.9				
103	790126	100429.8	17.223	100.961	22.3	5.8	7.610°	308	29	99°
104	790126	120433.1	17.262	101.152	22.9	4.6				
105	790126	171041.4	17.257	101.200	19.5	5.4	0.574°	302	22	99°
106	790126	201735.7	17.213	101.185	20.3	5.4	0.239°	319	21	117°
107	790129	182147.8	17.314	101.225	24.7	5.2				
108	790129	182930.7	17.312	101.192	22.8	5.0				
109	790228	201016.0	17.315	101.203	19.8	5.2	0.493°	303	22	101°
110	790314	110711.0	17.454	101.455	13.6	6.5	270.0°	293	14	87°
111	790314	120118.8	17.371	101.611	21.2	5.5				
112	790314	153638.1	17.424	101.603	21.1	5.1				
113	790318	201230.9	17.356	101.120	25.1	5.3	0.332°	316	27	116°
114	790320	002751.3	17.245	101.442	16.9	5.0				
115	790322	122310.2	17.542	101.856	27.3	5.1				

Tabla A1. Continuación.

N	FECHA	HORA	LAT °N	LON °W	D km	m _b	Mo 10 ¹⁸ N-m	P°	d°	I°
116	790622	063056.0	16.787	94.751	110.0	6.2	29.20 ^a	310	62	-129 ^a
117	790826	210121.0	18.422	101.853	62.8	4.6				
118	800104	124648.0	17.291	101.227	22.4	5.1				
119	800121	131029.0	16.760	100.081	7.8	4.8				
120	800519	023437.5	17.252	101.335	20.8	5.0				
121	800531	194442.1	17.218	100.615	18.0	4.8				
122	801024	145335.7	17.901	98.152	65.4	6.3	64.90 ^a	311	26	-66 ^a
123	810207	053715.2	20.637	105.769	25.5	4.6				
124	810309	223853.0	18.762	103.935	22.4	5.9	0.644 ⁱ	260	28	60 ⁱ
125	810522	143002.0	19.396	105.463	21.1	4.8				
126	810522	143007.2	19.594	105.279	21.0	4.8				
127	810726	051424.8	17.965	102.051	48.6	5.4				
128	810801	111958.4	16.855	99.603	14.6	5.1				
129	810907	021157.0	17.000	99.955	16.8	4.5				
130	810917	095032.8	16.672	99.490	22.2	5.5				
131	811002	230044.3	17.918	104.637	10.0	5.2				
132	811025	032214.7	17.928	102.101	24.0	6.1	70.00 ^a	287	20	82 ^a
133	811101	231831.8	17.824	101.993	30.8	5.3				
134	820102	033054.4	16.589	100.248	12.0	5.4	0.202 ^a	275	18	68 ^a
135	820102	070552.0	16.496	100.186	11.0	5.3	0.074 ^a	271	24	26 ^a
136	820607	065235.8	16.253	98.245	20.0	5.8	29.00 ^a	268	10	48 ^a
137	820607	105939.0	16.324	98.453	11.4	6.0	20.9 ⁱ	315	24	103 ⁱ
138	820818	035822.0	18.011	105.697	5.0	4.9	0.153 ^a	281	90	180 ^a
139	820830	023255.4	16.853	102.143	8.0	4.9				
140	820930	060820.7	17.223	101.374	15.4	4.8				
141	821006	195048.1	17.189	101.338	11.0	5.0				
142	821025	145632.0	18.379	106.090	5.0	5.1				
143	821025	155520.5	18.361	106.057	5.0	5.1	0.114 ^a	311	89	169 ^a
144	830124	081741.3	15.873	95.448	60.0	6.3	20.60 ^a	110	54	-145 ^a
145	830125	203600.1	17.014	99.971	15.7	4.7				
146	830205	234104.7	15.795	95.449	30.0	5.6	0.11 ^a	150	59	-125 ^a
147	830207	115447.2	16.591	98.576	25.4	5.5	0.143 ^a	310	17	106 ^a
148	830222	093645.6	15.873	95.309	30.0	5.6	0.346 ^a	217	44	-18 ^a
149	830311	030549.7	19.014	104.443	21.4	4.8				
150	830527	062645.4	16.971	99.498	21.7	4.8				
151	830913	021930.9	17.873	100.763	51.1	5.1				
152	831208	102155.4	18.359	102.729	53.7	5.3	0.369 ^a	262	40	-90 ^a
153	831231	110209.8	17.293	101.649	28.5	4.6				
154	840128	192325.2	17.130	100.302	28.4	5.0				
155	840407	194311.1	16.623	99.992	10.9	4.9				
156	840604	043404.9	18.083	98.450	65.6	5.4	0.123 ^a	302	48	-79 ^a
157	840702	045042.8	16.592	98.638	26.5	5.8	1.630 ^a	302	26	94 ^a
158	840714	210347.6	17.168	99.802	43.8	5.3	0.172 ^a	31	55	-47 ^a
159	841013	171814.3	14.847	94.387	12.0	6.0	1.11 ⁱ	291	35	76 ⁱ
160	841219	085003.4	15.644	94.356	90.8	5.5	0.099 ^a	340	80	-62 ^a
161	850210	213749.8	18.761	102.938	67.3	4.8				
162	850310	082905.9	16.282	105.288	5.0	4.6				
163	850528	192750.9	18.687	102.020	94.4	5.1				
164	850915	075756.0	17.795	97.335	72.4	6.0	0.987 ^a	309	48	-85 ^a
165	850919	182936.3	18.066	101.703	48.6	5.1				
166	850920	033457.2	17.348	101.784	26.1	4.7				
167	850921	013713.5	17.621	101.765	31.1	6.3	249.0 ^a	296	17	85 ^a
168	850924	070317.4	18.011	101.877	59.0	4.5				
169	850928	035244.2	17.067	101.286	14.2	4.9	0.129 ^a	291	72	-176 ^a
170	860207	212651.7	17.730	101.665	37.3	5.0				
171	860407	224331.8	15.288	94.560	54.7	5.8	0.252 ^a	130	23	-112 ^a
172	860430	070723.1	18.396	102.950	26.0	6.1	14.70 ^a	303	16	105 ^a
173	860430	080903.1	18.221	103.213	15.0	4.9				

Tabla A1. Continuación.

N	FECHA	HORA	LAT °N	LON °W	D km	m_b	Mo 10^{18} N-m	Γ^*	d^*	Γ^*
174	860430	081256.3	18.280	103.011	15.0	4.8				
175	860502	084705.5	18.388	103.128	15.3	4.9				
176	860505	054634.7	17.963	102.788	16.6	5.6	0.800 ^a	288	21	91 ^a
177	860506	131641.1	18.257	103.291	12.0	4.8				
178	860603	205512.3	17.973	105.731	10.0	4.9				
179	860611	213949.0	18.280	100.280	38.0	4.9	.002 ^m	201	54	-66 ^m
180	860619	043944.3	18.107	101.626	54.6	5.1				
181	870312	121814.7	15.422	94.702	47.8	5.7	1.510 ^a	281	19	98 ^a
182	870315	051120.0	15.444	94.703	51.1	5.5	0.746 ^a	297	24	73 ^a
183	870326	183828.4	16.892	100.027	19.2	4.7				
184	870607	133015.3	16.595	98.893	25.0	5.5	0.108 ^a	263	30	58 ^a
185	870715	071615.2	17.334	97.310	66.1	5.8	1.310 ^a	338	42	-65 ^a
186	870726	002242.2	18.530	101.520	74.1	5.0	0.055 ^a	280	68	-93 ^a
187	880208	135129.7	17.447	101.194	22.3	5.5	0.645 ^a	309	28	100 ^a
188	880529	061139.4	18.101	100.171	50.7	4.5				
189	880901	165249.7	16.704	99.539	18.2	5.0				
190	880908	111312.1	16.740	100.598	12.8	4.6				
191	880926	201200.8	17.134	101.138	24.2	5.0				
192	890309	101043.1	17.641	99.948	51.0	4.5				
193	890310	051950.4	17.411	101.128	26.6	5.2	0.135 ^a	251	35	47 ^a
194	890425	142900.2	16.606	99.426	15.5	6.8	12.3 ⁱ	255	29	51 ⁱ
195	890502	093017.6	16.680	99.415	14.6	5.4	0.22 ⁱ	286	19	79 ⁱ
196	890706	232101.7	17.327	101.506	19.0	4.8				
197	890812	153147.5	18.066	101.125	47.0	5.3	.085 ^m	270	71	-90 ^m
198	890817	005360.0	16.993	100.186	18.9	4.9				
199	891008	223238.1	17.055	100.165	20.0	5.0	0.047 ^a	252	50	106 ^a
200	891109	083640.4	16.795	99.620	23.5	5.1				
201	900113	020726.6	16.754	99.586	21.4	5.3	0.100 ^a	253	34	54 ^a
202	900511	234349.4	17.120	100.807	21.0	5.3	.088 ^m	317	19	100 ^m
203	900519	133735.8	17.211	101.279	21.3	5.0				
204	900531	073527.5	17.196	100.815	22.7	6.0	.600 ^m	317	19	100 ^m
205	900710	064449.3	16.746	99.619	13.8	4.5				
206	910725	152531.2	17.661	95.206	121.9	5.4				

Las referencias a, b, d, e, i, k y l reportan parámetros obtenidos con modelación de formas de onda. Las otras referencias reportan mecanismos con primeras llegadas de ondas P.

^aCruz y Suárez (1993), ^bGonzalez-Ruiz (1986), ^cMolnar y Sykes (1969), ^dChael y Stewart (1982), ^eEste estudio, ^fLefevre y McNally (1985), ^gDean y Drake (1978), ^hMolnar (1973) ⁱPardo y Suárez (1993) ^jBurbach et al. (1984) ^kHarvard Centroid Moment Tensor Solution Catalog, ^lPacheco et al. (1993), ^mSingh y Pardo (1993)

APENDICE B

PARAMETROS FOCALES DETERMINADOS EN ESTE ESTUDIO

Los Parámetros del mejor ajuste de fuente puntual, doble-cupla, de 21 eventos (Referencia (e) en Apendice A), se determinaron usando una inversión de formas de ondas P, SV y SH, registradas a distancias telesísmicas en instrumentos de periodo largo [Nábelek, 1984]. La solución determina el mecanismo de foco, la profundidad del centroide, el momento sísmico y la función de la fuente. Las incertidumbres para las soluciones menos confiables son del orden de $\pm 10^\circ$ para el rumbo, buzamiento y deslizamiento de la falla asociada, de ± 5 km para la profundidad del centroide y de $\pm 20\%$ para el momento sísmico. Para los eventos que ocurrieron antes de 1980 se utilizaron sismogramas de la red analógica "World Wide Standardized Seismograph Network" (WWSSN), y de la red digital "Global Digital Seismograph Network" (GDSN) para los eventos que ocurrieron a partir de esa fecha. El rango de magnitud de todos los eventos es 5.02 m_b 26.1, luego se asumió una fuente puntual para todas las inversiones.

Las Figuras B1 a B7 muestran los resultados de la inversión de las formas de onda de periodo largo determinadas en este estudio. Los mecanismos de foco se presentan en proyección del hemisferio inferior y muestran las formas de onda observada (línea continua) y sintética (línea segmentada) de las ondas P (Superior), SV (Centro) y SH (Inferior). Se muestran además, la función de la fuente y la fecha del evento sobre los mecanismos, y la profundidad obtenida para el centroide y el número del evento correspondiente al Apéndice A, bajo los mecanismos focales.

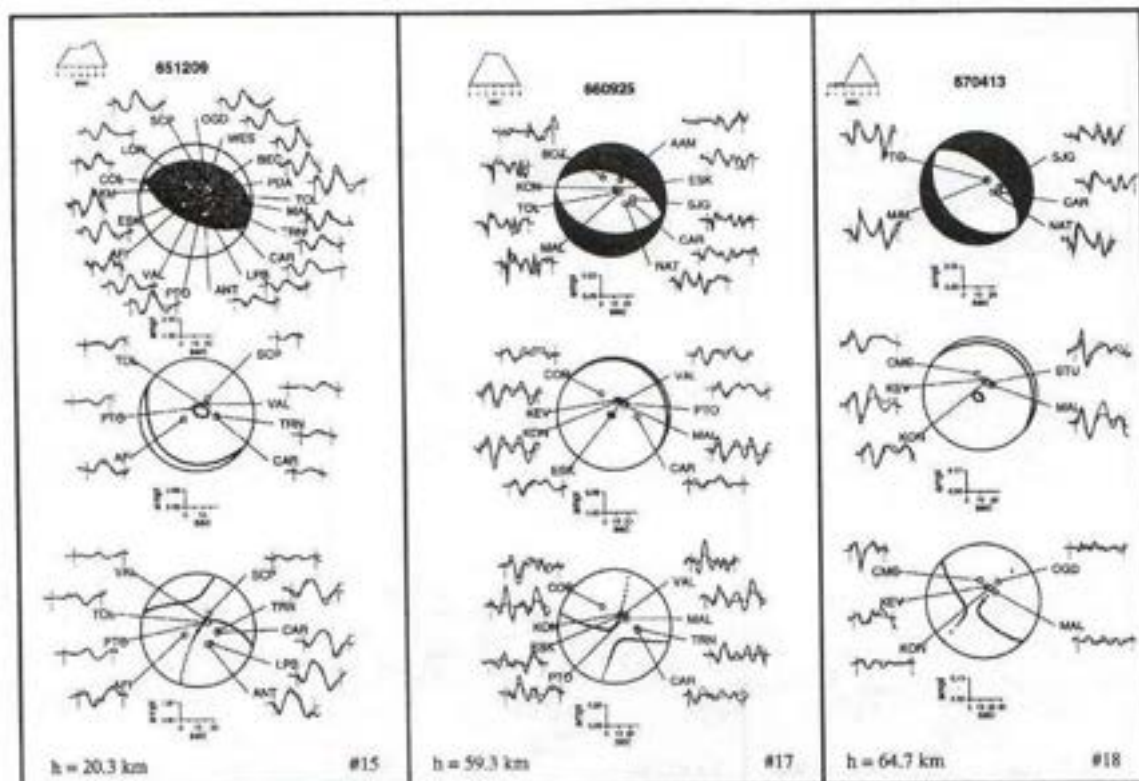


Figura B1

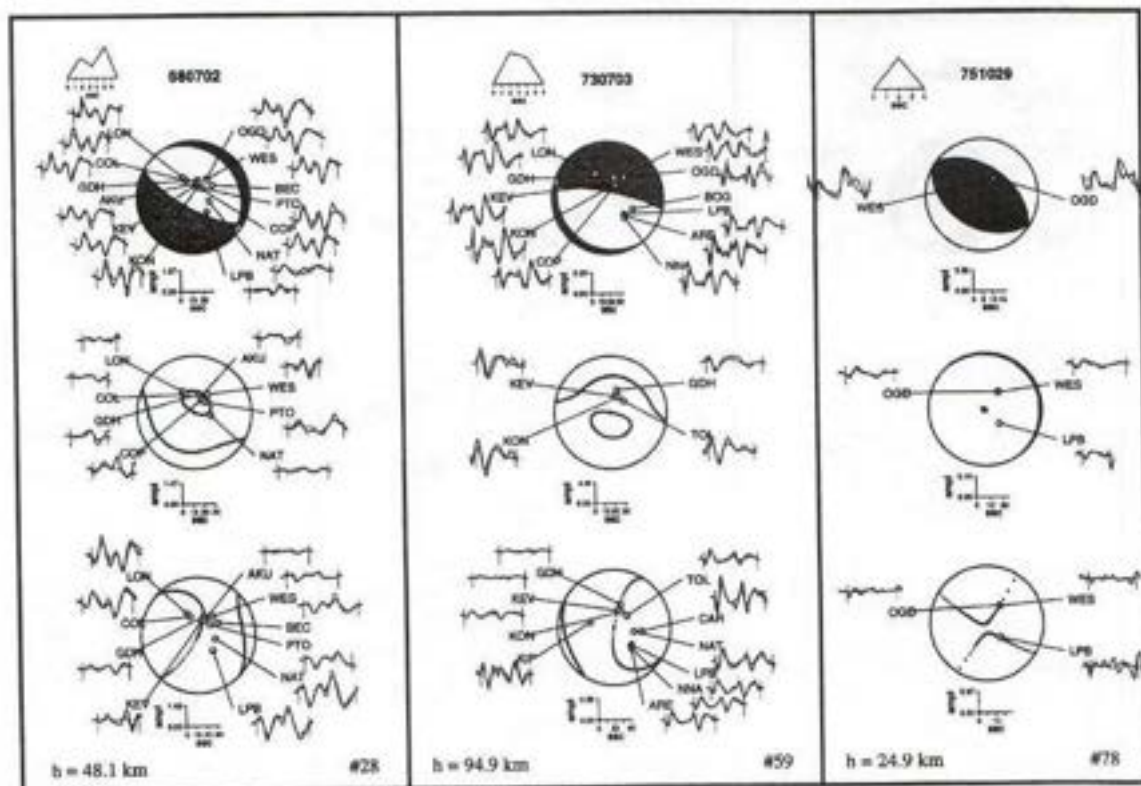


Figura B2

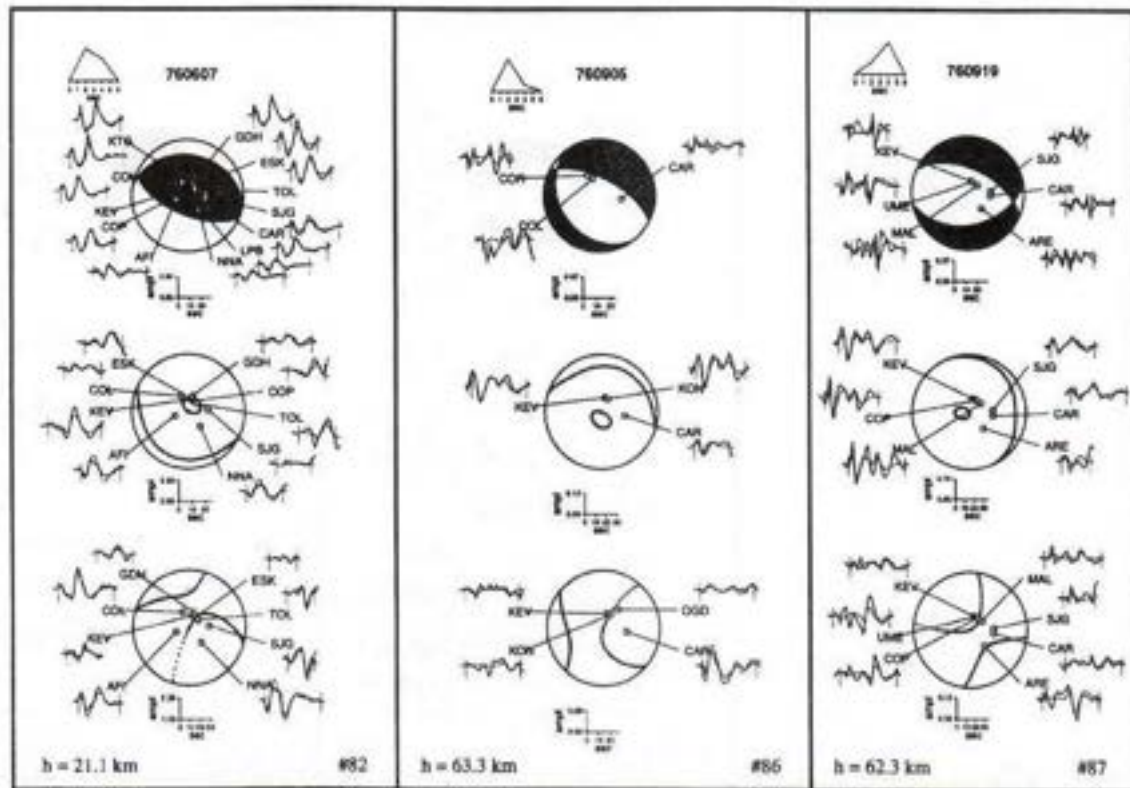


Figura B3

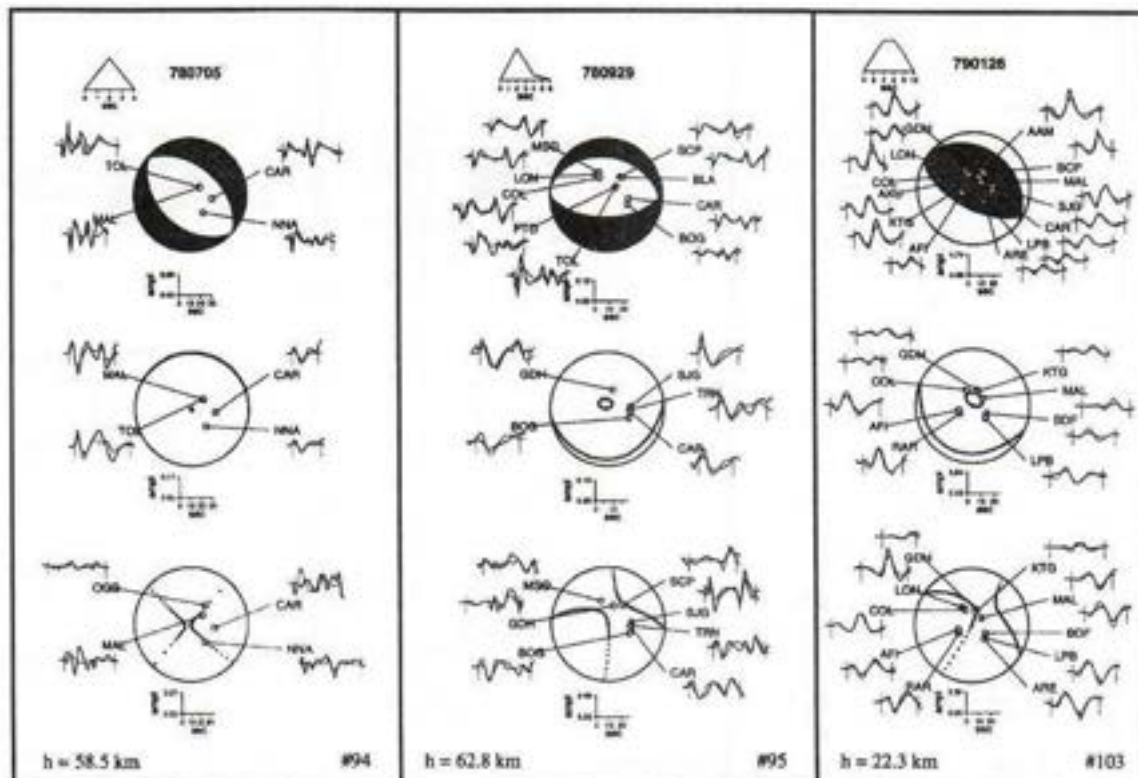


Figura B4

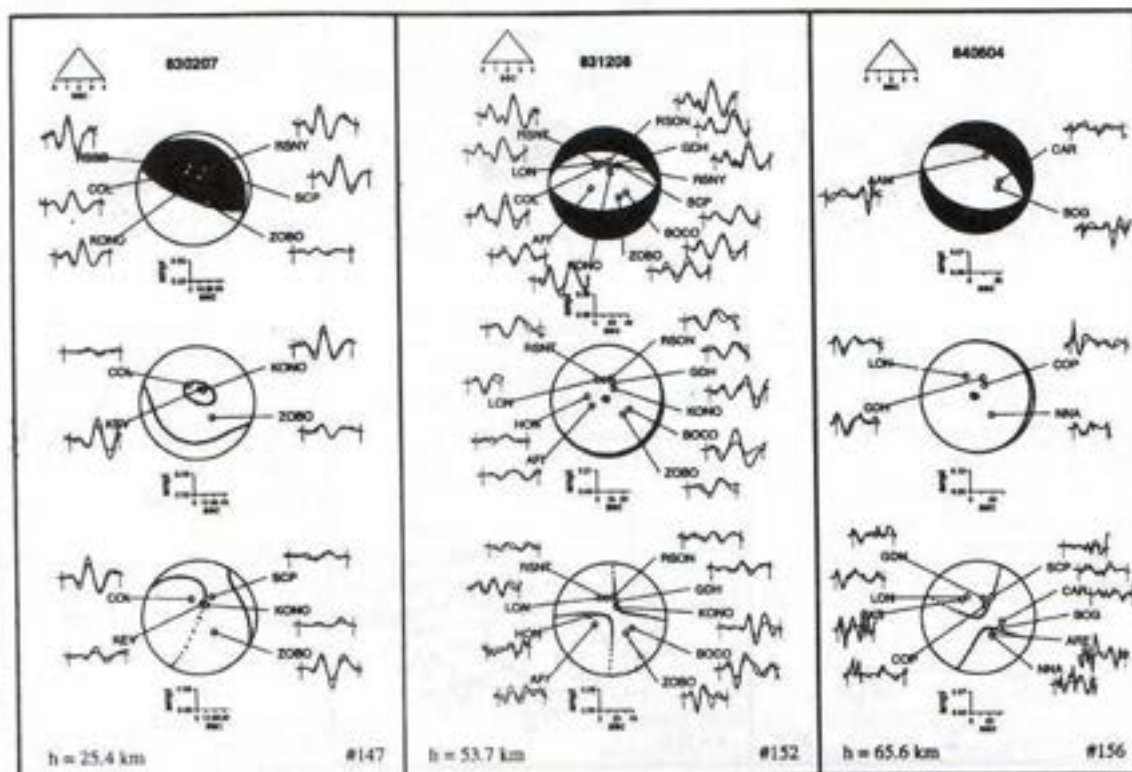


Figura B5

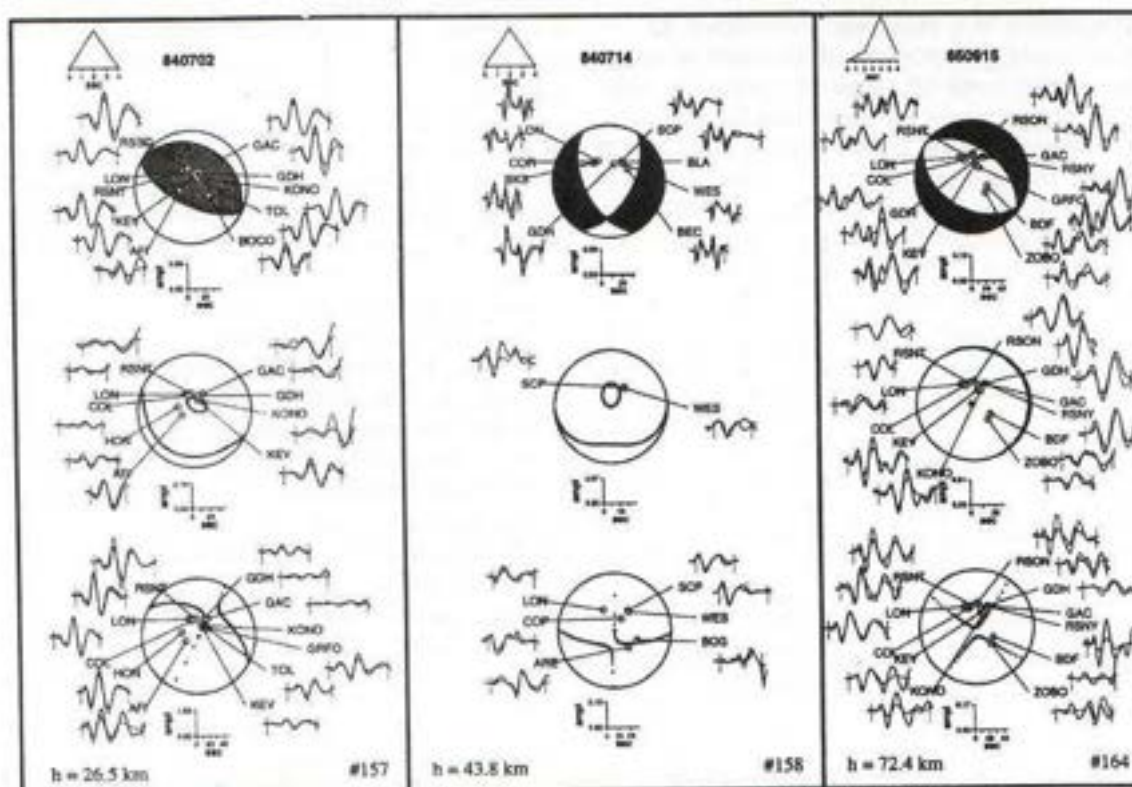


Figura B6

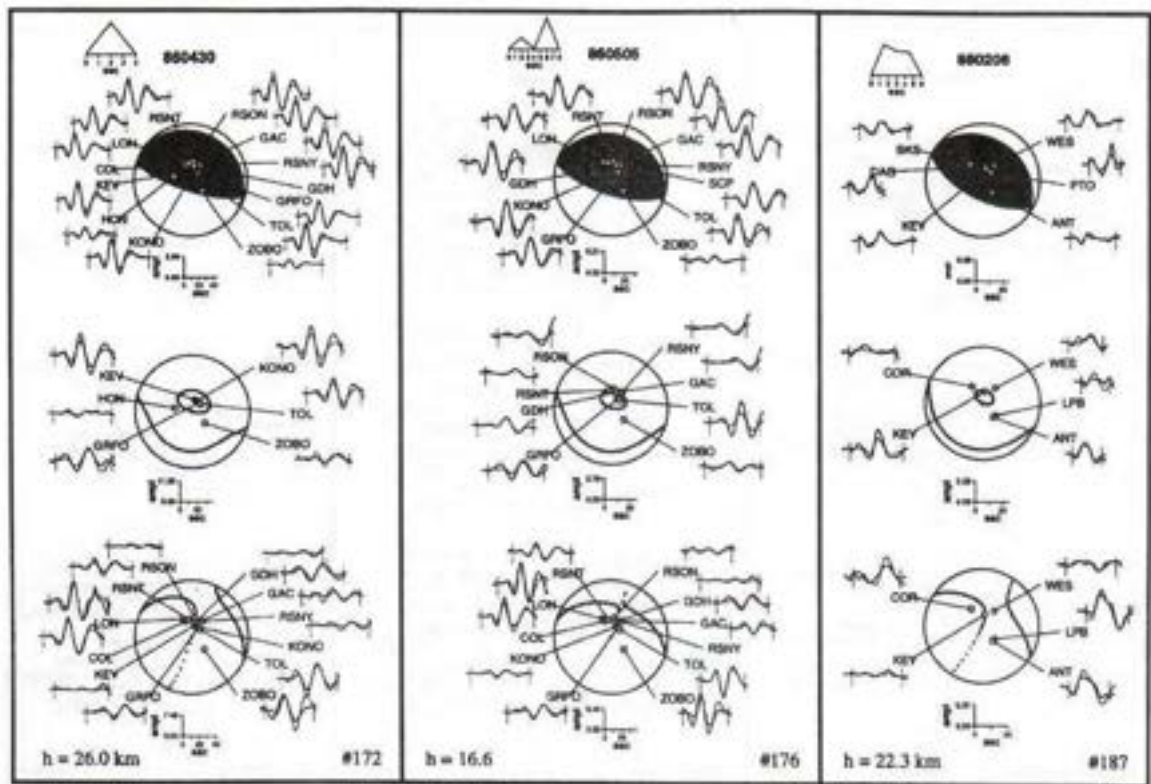


Figura B7

35 AÑOS DE INSTRUMENTACION Y REGISTRO DE TEMBLORES FUERTES EN MEXICO

Roberto Quaas W.
Instituto de Ingeniería, UNAM
Apartado Postal 70-472, Coyoacán 04510, México, DF

RESUMEN

La instrumentación sísmica para el registro de temblores fuertes en México comenzó a principios de la década de los sesenta. A lo largo de 35 años y particularmente a partir de los sismos de 1985, diversas instituciones se han dedicado a instalar y operar un gran número de estaciones acelerográficas en las principales zonas sísmicas del país con el fin de registrar el movimiento provocado por temblores y estudiar el comportamiento dinámico y características de suelos y estructuras. En este periodo se han instalado más de 400 estaciones de registro, la mayoría están aún en operación. En este trabajo se describe la infraestructura instrumental existente a nivel nacional y se resume la información acelerográfica hasta la fecha registrada la cual abarca más de 5000 acelerogramas.

INTRODUCCION

La instrumentación sísmica, entendida como la actividad de medición, registro y análisis de los temblores por medio de instrumentos, en México se remonta a principios de siglo. En 1910 se crea el Servicio Sismológico Nacional y se instala una red de sismógrafos en diversos estados de la República con un observatorio central en Tacubaya (Espíndola y Jiménez, 1984). Estos primeros sismógrafos tenían como objetivo observar la actividad sísmica a fin de poder estimar los epicentros, magnitudes, distribución e intensidad de los temblores, es decir, su estudio desde un punto de vista geofísico. La aplicación de la instrumentación sísmica para fines de ingeniería comienza sin embargo hasta 1960, después del temblor de julio de 1957, el cual causó considerables daños materiales y cuantiosas pérdidas. En ese año se instalaron los primeros acelerógrafos, instrumentos que a diferencia de los sismógrafos, permitían el registro de movimientos muy intensos sin llegar a la saturación. Esta nueva herramienta de observación permitió a los Ingenieros e investigadores medir directamente la respuesta de suelos y estructuras bajo la acción de movimientos fuertes. A partir de la obtención de los primeros registros y su evaluación, se comprendió la gran utilidad de estos aparatos en la ingeniería.

En los pasados 35 años diversas instituciones de investigación han hecho un importante esfuerzo por instrumentar las principales zonas sísmicas del país. A la fecha se tiene una infraestructura de registro de más de 400 estaciones y se ha acumulado en este periodo un

extenso catálogo, ya histórico, de acelerogramas. Estos sistemas instrumentales y los datos producidos han sido fundamentales para la investigación en ingeniería sísmica y sismología.

La instalación, operación y el procesamiento de los datos de esta extensa red acelerográfica ha sido llevada a cabo a lo largo de estos 35 años básicamente por las siguientes instituciones de investigación: el Instituto de Ingeniería, UNAM (IDEI), el Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, B.C. (CICESE), la Comisión Federal de Electricidad (CFE), el Centro de Instrumentación Sísmica de la Fundación Javier Barros Sierra (FJBS), la Fundación ICA (FICA) y el Centro Nacional de Prevención de Desastres (CENAPRED). Instituciones como la Universidad Autónoma de Puebla (UAP), la Universidad Metropolitana (UAM) y otras se han sumado también a este esfuerzo en los últimos años.

El presente trabajo describe en forma general las principales redes e instrumentos que han sido instalados en México desde 1960 y el enorme acervo de información generado a la fecha con esta infraestructura.

BREVE HISTORIA DE LA INSTRUMENTACION PARA REGISTRO DE SISMOS FUERTES EN MEXICO

México está localizado en una zona con gran actividad sísmica y ha sido frecuentemente afectada en su historia por fuertes sismos que han provocado considerables pérdidas humanas y materiales.

A consecuencia del temblor del 28 de julio de 1957 ($M=7.5$), conocido como el <<Del Angel>>, ocurrido en las costas de Guerrero, surgió la necesidad de contar con instrumentos que permitieran registrar y medir apropiadamente el movimiento de los suelos y las estructuras excitados por este tipo de temblores fuertes (Hiriart et al., 1958). La instrumentación disponible en aquella época estaba compuesta por una red de sismógrafos los cuales, debido a su gran sensibilidad y alto factor de amplificación, impedían el registro completo de estos movimientos, particularmente durante la fase intensa del temblor. Estos movimientos bruscos saturaban los registros y era común leer en las noticias frases como <<el movimiento del terreno fue tan intenso, que las agujas de los sismómetros saltaron y se salieron de escala>>.

Fue por ello que se comenzó a utilizar un nuevo dispositivo de medición más adecuado para registrar estos movimientos fuertes: el acelerógrafo (Rosenbluth, 1965). Los primeros dos instrumentos de este tipo fueron instalados por el Instituto de Ingeniería, UNAM, en 1960 en la ciudad de México, uno se colocó en la Alameda Central y otro en Ciudad Universitaria, ambos modelos SMAC-B, marca Akashi. Similares instrumentos se instalaron en 1961 en la base de tres edificios también en la ciudad de México (Zeevaert, 1963).

A partir de esas fechas, la instrumentación sísmica para el registro de temblores fuertes adquirió mayor auge. El interés por estudiar la respuesta dinámica de suelos y estructuras basados no solo en modelos matemáticos, sino a través de mediciones instrumentales directas, motivó a instalar una red más extensa de acelerógrafos en el país. Este esfuerzo, iniciado por el Instituto de Ingeniería, UNAM y posteriormente reforzado por el CICESE y CFE, continuó en forma sostenida habiéndose instalado para 1985 cerca de 150 estaciones acelerográficas. Los instrumentos comprendían desde aparatos analógicos con registro fotográfico como los acelerógrafos RFT-250, AR-240 y SMA-1, hasta aparatos digitales como los DSA-1, PDR-1, DCA-310 y DCA-333. Como producto de esta extensa instrumentación se acumularon un gran número de acelerogramas con los cuales pudieron realizarse importantes investigaciones y estudios en distintas áreas de la ingeniería y sismología.

Un punto culminante en el desarrollo de la instrumentación e ingeniería sísmica en México lo marcaron los macrosismos de septiembre de 1985 ($M=8.1$). En ese tiempo se tenían en operación 12 acelerógrafos en la ciudad de México y se acababa de instalar apenas algunas semanas antes una nueva red digital a lo largo de las costas de Guerrero y Michoacán (Quaas et al., 1985; Anderson et al., 1985). Estos aparatos, junto con los del DF, produjeron un valioso e histórico conjunto de acelerogramas de un temblor de tan elevada magnitud (Mena, 1985).

Los enormes datos y cuantiosas pérdidas que provocaron estos temblores, hicieron evidente la necesidad de impulsar la investigación e incrementar el número de estaciones de registro, particularmente en el valle de México. Para tal efecto se formaron nuevas instituciones como la Fundación Barros Sierra, La Fundación ICA, CENAPRED y otras instituciones como la UAM Azcapotzalco y la Universidad Autónoma de Puebla, se sumaron al esfuerzo global de expandir y complementar las redes acelerográficas existentes con modernos equipos de registro. Se instalaron aparatos en superficie y también en pozos profundos y en edificios. Este esfuerzo de conjunto, respaldado con un significativo apoyo gubernamental y privado, condujo a consolidar una importante infraestructura de instrumentación sísmica en México.

Desde 1960 a la fecha más de 400 estaciones acelerográficas han sido instaladas, 313 actualmente en operación. El desarrollo de la instrumentación en México en cuanto a número y tipo de aparatos se aprecia en el diagrama de la Figura 1. Claramente 1985 marca la fecha a partir de la cual la instrumentación recibe un impulso importante. Los equipos analógicos comienzan a caer en desuso y la red se hace preponderantemente digital. Para finales de 1993 se habían instalado 339 estaciones, número que se incrementa a 360 en 1994 y se estima en más de 390 para 1995.

LA RED ACELEROGRÁFICA DE MÉXICO
1960 - 1995

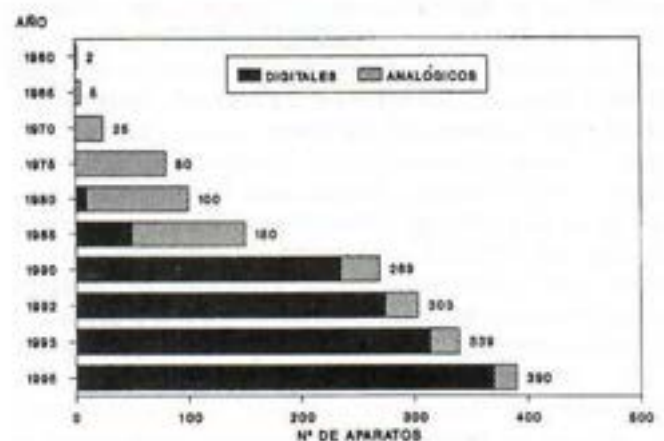


Figura 1. Evolución de la red acelerográfica en México.

LA RED ACELEROGRAFICA EN MEXICO

La Figura 2 muestra un mapa general con la localización de todas las estaciones acelerográficas instaladas desde 1960. Se observa que la mayoría de los

sitios se encuentran en las principales zonas sísmicas del país, con una mayor concentración en la zona de subducción del Pacífico en el Estado de Guerrero, así como en la parte norte de la península de Baja California. Un número importante de estaciones se localizan en la ciudad de México y a lo largo de una línea que va de la costa del Pacífico hacia el Distrito Federal. Finalmente y ligadas principalmente a grandes obras para la generación de electricidad y de riego, se tienen también redes de estaciones dispersas en distintos estados de la república.

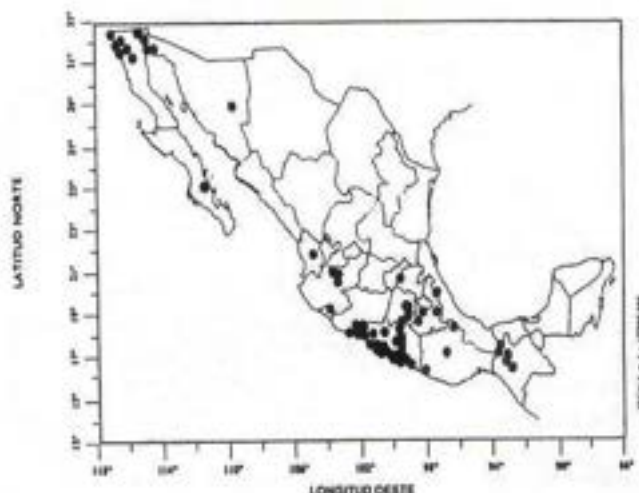


Figura 2. Localización de las estaciones de la Red Acelerográfica de México.

Una ampliación de la zona meridional, que cubre la mayoría de las estaciones se muestra en la Figura 3. Al igual que en la Figura 1, cada símbolo puede representar un conjunto de estaciones, como por ejemplo en el Valle de México, Guadalajara y Acapulco.

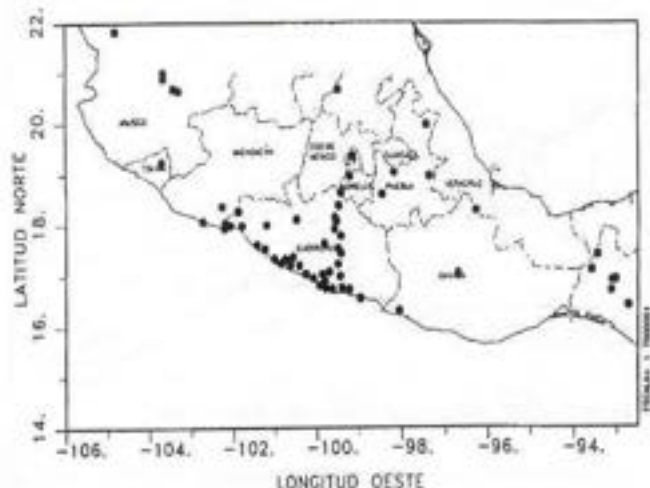


Figura 3. Distribución de estaciones acelerográficas en la parte meridional de la República. Cada símbolo representa una o más estaciones.

INSTRUMENTACION

Acorde con los avances de la tecnología, desde 1960 se han utilizado una gran variedad de instrumentos de registro. Se distinguen esencialmente dos tipos de aparatos: aquellos que emplean técnicas analógicas para el registro de la información como es el caso de los acelerógrafos fotográficos, y aquellos de manufactura más reciente, con registro en forma digital. Entre los del primer grupo están prácticamente todos aquellos aparatos instalados hasta finales de 1970, fecha en que comenzaron a utilizarse instrumentos digitales con registro en cinta magnética. En la actualidad la mayoría son de tipo digital, aunque siguen todavía en operación algunos acelerógrafos fotográficos.

Tabla 1. Tipos de acelerógrafos

TIPO DE APARATO	ANALÓGICOS	DIGITALES
Mecánicos	SMAC-B	
Electromecánicos con registro fotográfico	RFT-225 AR-240 SMA-1	
Electrónicos con registro en cinta magnética		DCA-300, DCA-310 DCA-333, DSA-1 PDR-1, ADII-4
Electrónicos de estado sólido		ADN-4, SMAC-MD DCA-333R, SSA-1 SSA-2, IDS-3602, K2

De acuerdo con la clasificación anterior y el tipo de tecnología empleada, en la Tabla 1 se presentan los distintos tipos de aparatos que hasta ahora han sido utilizados en México.

Las estadísticas globales de la planta de estaciones e instrumentos instalados en México se presenta en la Tabla 2. Del total de las 423 estaciones, el 74% están actualmente en operación.

Tabla 2. Estadística general de estaciones y equipos (agosto 1994)

TOTAL DE ESTACIONES INSTALADAS	423
ESTACIONES ACTUALMENTE EN OPERACION	313
con acelerógrafos digitales	284
con acelerógrafos analógicos	29
con sensores en superficie	291
con sensores de pozo	22
PREVISTAS PARA SU INSTALACION EN 1994	13

PRINCIPALES REDES ACELEROGRAFICAS ACTUALMENTE EN OPERACION

La extensa red acelerográfica de México se integra a partir de distintas redes más pequeñas, que son operadas por diferentes instituciones.

Por su importancia y número de estaciones destaca la red de acelerógrafos en el Valle de México mostrada en la

Tabla 3. Distribución de acelerógrafos en el valle de México de acuerdo con la zona y tipo de instrumentación

TIPO DE SUELO/ INSTITUCION	LOMAS			TRANSICION			LAGO			TOTAL		
	SUP.	POZO	EDIF.	SUP.	POZO	EDIF.	SUP.	POZO	EDIF.	SUP.	POZO	EDIF.
IDEI	4			1			9	2	27	14	2	27
CIRES/FICA	13	2		9	3		48	5	18	70	10	18
CENAPRED	2	2		3	2	2	6	8	2	11	12	4
OTRAS				1		4	4			5		4
SUBTOTAL	19	4	0	14	5	6	67	15	47	100	24	53
TOTAL		23			25			129			117	

Figura 4 con un total de 177 aparatos (56% del total en el país). Es interesante hacer notar que en 1985 esta red solo contaba con 10 estaciones, número que aumentó a 108 para 1990. Las estaciones indicadas, a su vez pueden subdividirse en aquellas que registran el movimiento en la superficie, las que lo detectan en el suelo dentro de pozos profundos y aquellas instaladas en edificios o estructuras. De acuerdo con este tipo de instrumentación, así como de la ubicación de las estaciones en los tres tipos de suelo, los aparatos de la red del valle de México se distribuyen como se muestra en la Tabla 3. Se observa que la zona de lago, es la más densamente instrumentada.

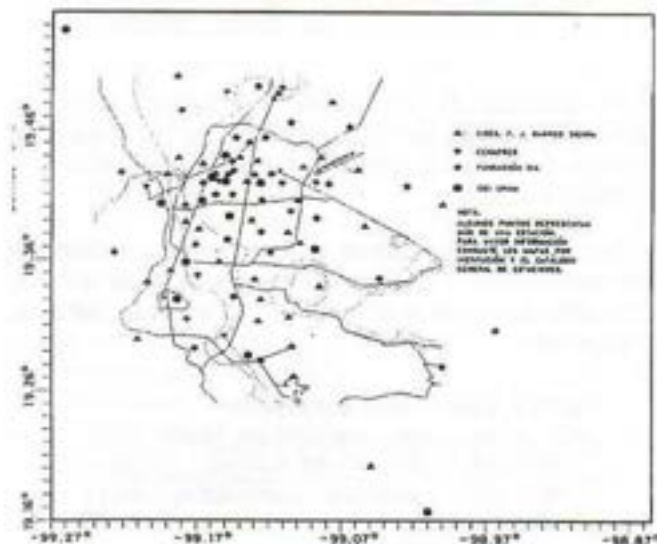


Figura 4. Estaciones acelerográficas en el Valle de México.

Una de las redes más importantes, tanto por su ubicación, en la zona sísmica del país más activa y probable de producir futuros temblores de gran magnitud, así como por los datos que hasta la fecha ha producido, es la Red Acelerográfica de Guerrero con 30 estaciones digitales (Anderson et al., 1994). El mapa de localización de sus estaciones se muestra en la Figura 5.



Figura 5. Red acelerográfica de Guerrero.

Otras redes de acelerógrafos igualmente importantes por su equipamiento y distribución, son las de Acapulco (Figura 6), Guadalajara (Figura 7) y la red del Noroeste (Figura 8). La Figura 9 muestra la red acelerográfica de CFE instalada en las grandes presas hidroeléctricas del país.

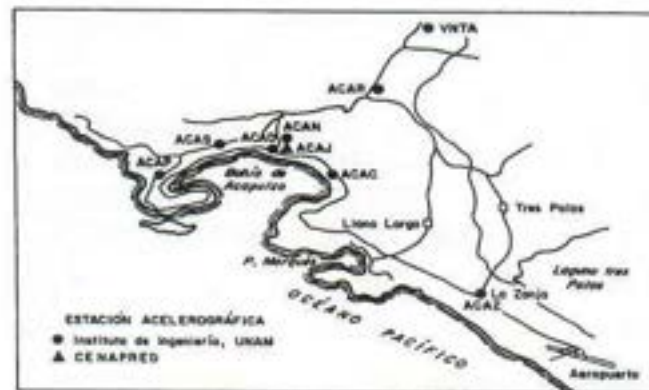


Figura 6. Red acelerográfica de Acapulco.

Finalmente existen ya un número significativo de instrumentos instalados en edificios. Esto obedece al interés que para la ingeniería tiene el estudio del comportamiento dinámico de estructuras bajo la acción sísmica. Algunos

de los edificios instrumentados localizados en el DF, son: Plaza Córdoba, Metro Juárez, Jalapa 15, Unidad Kennedy, IMP, Puesto Central de Control, Plaza Inn y WTC.

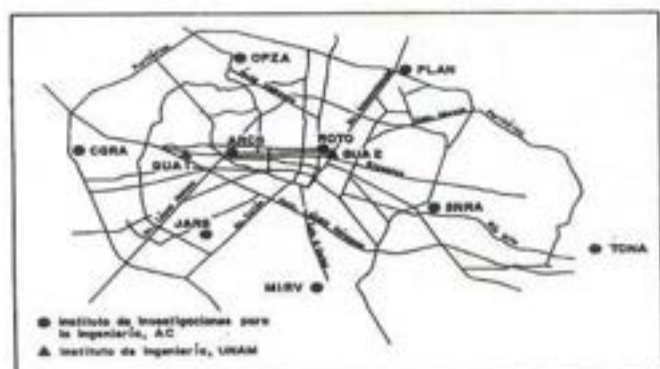


Figura 7. Red acelerográfica de Guadalajara.

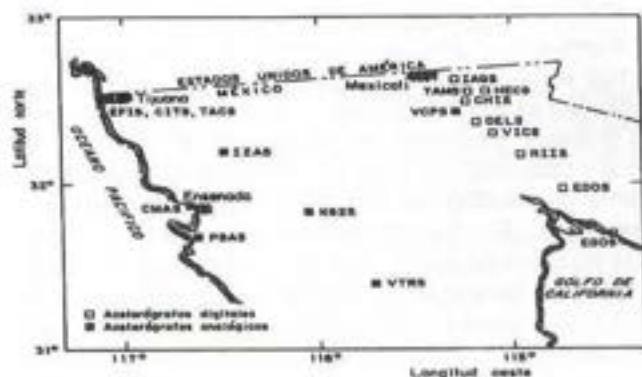


Figura 8. Red acelerográfica del Noroeste (CICESE).



Figura 9. Red acelerográfica de CFE.

RESUMEN DE LOS DATOS REGISTRADOS

Los primeros acelerogramas importantes que se registraron en México fueron los de los temblores del 11 de diciembre de 1961 ($M=5$, cerca de Zumpango, Edo. de México), 11 de mayo de 1962 ($M=6.7$, cerca de Acapulco, Gro.) y 19 de mayo de 1962 ($M=6.5$, cerca de Chilpancingo, Gro.) (Figuroa, 1963; Bustamante y Prince, 1963; Esteva, 1963).

En los 35 años de operación de la red acelerográfica nacional se ha obtenido un extenso y valioso acervo de información de temblores fuertes. De acuerdo con los últimos datos compilados se tienen registrados en el catálogo a diciembre de 1993 un total de 5244 acelerogramas de 3 componentes. El 90% de estos registros son digitales. La gráfica de la figura 10 muestra el crecimiento de la red acelerográfica y también la producción de registros. La mayor parte de los acelerogramas fueron obtenidos durante la última década. La estimación de registros que se tendrán para finales de 1995 es de más de 7000.

Como muestra la Tabla 4, más del 90% de los datos registrados son digitales y fueron obtenidos esencialmente durante la última década. Esto se debe a que en ese intervalo fue cuando más estaciones con equipos digitales se pusieron en operación.

Tabla 4. Datos acelerográficos registrados en México de 1960 a 1993

No TOTAL de ACELEROGRAMAS (a diciembre de 1993)	5224
Acelerogramas digitales	4683 (90%)
Acelerogramas analógicos	561 (10%)

Este impresionante número de registros fue generado por aproximadamente 600 temblores cuyas magnitudes varían desde 2.4 hasta 8. 1. Es precisamente este amplio y variado espectro de datos que hacen de este conjunto de registros uno de los acervos más completos y valiosos a nivel mundial para el estudio e investigación sobre la naturaleza y efectos de los temblores.

De todos los datos hasta la fecha registrados destacan aquellos obtenidos por la Red Acelerográfica de Guerrero en la zona de subducción del Pacífico. Esta red en los casi 10 años de operación ha producido 1226 acelerogramas correspondientes a 492 temblores. La distribución de los registros y eventos se muestra en la Tabla 5. Los temblores con magnitud entre 3 y 5, por ser los más numerosos, han producido la mayor parte de los registros.

Como muestra de la información registrada por la red de Guerrero a lo largo de 10 años, se presenta en la figura

Tabla 5. Resumen de datos de la red Acelerográfica de Guerrero (1985-08/1994)

AÑO	No DE EVENTOS	No DE REGISTROS	REGISTROS POR EVENTO	RANGO DE MAGNITUD					
				<3	3-3.9	4-4.9	5-5.9	6-6.9	>7
1985	39	75	1.9	1	18	10	3	0	2
1986	48	83	1.7	5	19	14	5	0	1
1987	47	118	2.7	2	30	14	0	1	0
1988	52	119	2.2	5	30	13	4	0	0
1989	80	219	2.7	3	38	30	4	1	0
1990	62	172	2.7	0	15	34	6	0	0
1991	57	141	2.5	8	18	17	0	0	0
1992	55	137	2.5	0	5	32	7	0	0
1993	34	111	3.3	0	3	21	5	2	0
1994*	18	51	2.8	0	4	8	3	0	0
TOTAL	492	1226	2.5	24	180	193	37	4	3

* hasta agosto de 1994

10 una secuencia de 6 acelerogramas con sus tres componentes y que corresponden a temblores de magnitud 3, 4, 5, 6, 7 y 8. Todos estos registros tienen intervalos S-P cercanos a los 3 segundos, es decir a una misma distancia epicentral a la estación de registro. Claramente se observa en esta gráfica comparativa la característica en amplitud y duración de los movimientos al aumentar la magnitud (Anderson y Quaas, 1988).

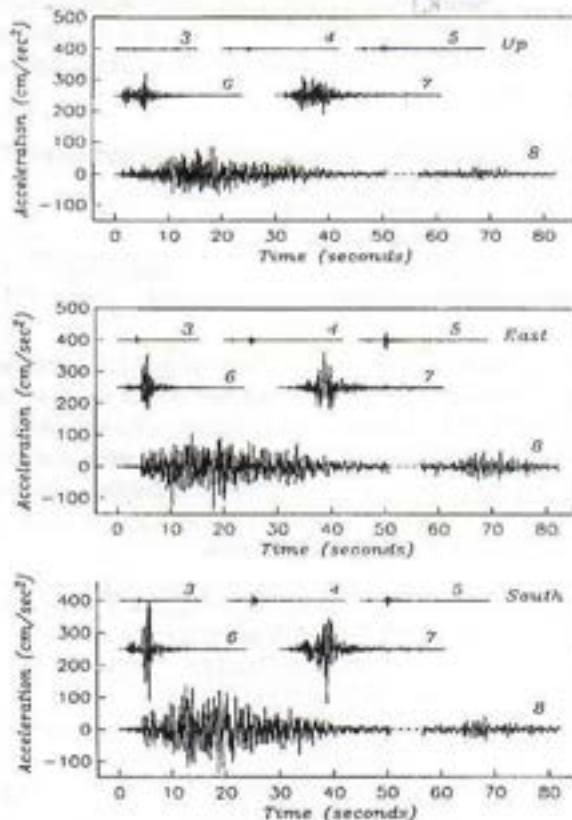


Figura 10. Acelerogramas de temblores de magnitud 3, 4, 5, 6, 7 y 8 registrados por la Red Acelerográfica de Guerrero.

BASE NACIONAL DE DATOS ACELEROGRAFICOS

Aunque el volumen existente de datos a nivel nacional es muy amplio y variado, se presentan sin embargo dos problemas asociados. Si bien la mayoría de los registros son digitales, provienen de muchos aparatos de distinta marca y cada institución los ha procesado con un formato distinto presentándose una gran heterogeneidad de la información. El otro problema es que muchos de estos datos no han sido aún publicados y en general el acceso por parte de los usuarios interesados a la información es difícil debido a que su distribución es a veces restringida o poco difundida.

Por esta razón y con el objetivo de publicar y difundir en forma amplia esta información, se está realizando un importante esfuerzo coordinado mediante un convenio de colaboración entre las principales instituciones dedicadas a la instrumentación y registro sísmico del país, para compilar y establecer la Base Nacional de Datos de Sismos Fuertes. Esta base de datos está integrada por un catálogo de estaciones acelerográficas (ya publicado, Quaas et al., 1993), el catálogo de acelerogramas (prevista su publicación para diciembre de 1994) y finalmente el banco de datos de acelerogramas que se grabará en un medio masivo de almacenamiento y con un formato estandar.

CONCLUSIONES

En casi 35 años México ha consolidado una importante infraestructura instrumental para el registro de temblores fuertes. Producto de ello es un extraordinario catálogo de más de 5000 acelerogramas, en su mayoría digitales, generado por una gran variedad de temblores cuyas magnitudes varían de 2 a 8.1 La investigación y estudio que con estos datos se ha venido realizando, particularmente en la última década, ha sido fundamental para el conocimiento

de la naturaleza del fenómeno sísmico y sus consecuencias y ha permitido incidir de manera importante en la práctica de la ingeniería y normatividad en la construcción y uso del suelo (Esteve, 1988).

Esta sólida infraestructura, tanto por el número y tipo de estaciones, así como por su localización en zonas sísmicas de muy alto riesgo y con alta probabilidad de producir temblores de gran magnitud, sin duda coloca a México en la actualidad como uno de los países mejor instrumentados a nivel mundial.

BIBLIOGRAFIA

- Hiriart, F., Marsal, R., Rosenblueth, E., 1958, Los efectos del terremoto del 28 de julio y la consiguiente revisión de los criterios para el diseño sísmico de estructuras. *Revista Ingeniería e Instituto de Ingeniería UNAM*, No 6.
- Zeevaert, L., 1963, Mediciones y cálculos sísmicos durante los temblores registrados en la Ciudad de México en mayo de 1962, *Boletín Sociedad Mexicana de Ingeniería Sísmica*, Vol 1, NO 2.
- Esteve, L., 1963, Los temblores de mayo de 1962 en Acapulco, *Revista Sociedad Mexicana de Ingeniería Sísmica*, Vol 1, NO 2.
- Figueroa, J., 1963, Características de cuatro macrosismos mexicanos, *Revista Sociedad Mexicana de Ingeniería Sísmica*, Vol 1, NO 2.
- Bustamante, J., Prince, J., 1963, Corrección de los acelerogramas de cuatro macrosismos registrados en la ciudad de México, *Boletín Sociedad Mexicana de Ingeniería Sísmica*, Vol 1, No 2.
- Rosenblueth, E., 1965, Diseño Sísmico, *Revista Sociedad Mexicana de Ingeniería Sísmica*. Vol III, No. 1.
- Espíndola, J. M. y Jiménez, Z., 1984, Terremotos y ondas sísmicas. Una breve introducción, cuaderno del Instituto de Geofísica, UNAM.
- Quaas, R., Prince, J., Oñate, M., Almora, D., Pérez, P., Velasco, J. M., Medina, S., Carrera, R., Vázquez, R., Anderson, J. G., Bodin, P., Brune, J., 1985, The Michoacán, Guerrero, México earthquake of September 1985: Preliminary description of the strong motion accelerometer array, report GAA-1B, Instituto de Ingeniería, UNAM.
- Mena, E., Quaas, R., 1986, Strong motion arrays and characteristics, *Proc. International Conference on the 1985 México Earthquakes*, ASCE, México.
- Anderson, J. G., Bodin, P., Brune, P., Prince, J., Singh, S. K., Quaas, R., Oñate, M., 1986, Strong ground motion from the Michoacán, Mexico, earthquake, *Science*, Vol. 233, p. 1043-1049.
- Anderson, J. G., Quaas, R., 1988, The Mexico Earthquake of September 19, 1985 - Effect of Magnitude on the Character of Strong Ground Motion: An Example from the Guerrero, Mexico, Strong Motion Network, *Earthquake Spectra*, Vol. 4, No. 3, p. 635-646.
- Esteve, L., 1988, The Mexico Earthquake of September 19, 1985 - Consequences, Lessons, and Impact on Research and Practice, *Earthquake Spectra*, Vol. 4, No. 3, p. 413-426.
- Quaas, R., Otero, J. A., Medina, S., Espinosa, J. M., Aguilar, H., González, M., 1993, Base Nacional de Sismos Fuertes. Catálogo de Estaciones Acelerográficas 1960-1992, *Sociedad Mexicana de Ingeniería Sísmica*.
- Anderson, J. G., Brune, J., Prince, J., Quaas, R., Singh, S. K., Almora, D., Bodin, P., Oñate, M., Vázquez, R., Velasco, J. M., 1994, The Guerrero Accelerograph Network *Geofísica Internacional*, Vol 33, No. 3, p. 341-371.

LA RED DE ACELEROGRAFOS DEL NOROESTE DE MEXICO

Luis Munguía, Víctor Wong, Antonio Vidal y Miguel Navarro.

División Ciencias de la Tierra, CICESE. Apdo. Postal 2732, Ensenada, Baja California, México.

RESUMEN

En este trabajo se describe el estado actual de la red de acelerógrafos que funciona en el norte de Baja California y la región occidental del estado de Sonora. Esta red consiste en 11 acelerógrafos digitales con sistemas de registro en memorias de estado sólido y 14 acelerógrafos analógicos con registro en película fotográfica de 70 mm. En su mayoría, las estaciones están instaladas en campo libre y a lo largo de las principales fallas geológicas de la región, con el propósito fundamental de registrar los temblores fuertes ocasionados por estas fallas. La recuperación de la información registrada en formato digital y el proceso de digitalización de los registros analógicos se realizan mediante programas comerciales y programas desarrollados específicamente para tal fin. El resultado del procesamiento completo de la información consiste en un banco de datos que incluye las aceleraciones sin ninguna corrección y las aceleraciones, velocidades y desplazamientos corregidos por la respuesta del instrumento. Adicionalmente a esta información, el banco de datos también incluye los espectros de Fourier y los espectros de respuesta calculados a partir de las aceleraciones corregidas. Hasta la fecha, la información acumulada consiste en aceleraciones producidas por sismos con magnitudes locales de entre 3.0 y 6.6, algunos de los cuales han sido la base de estudios sísmicos de diversa índole.

INTRODUCCION

Disponer de un conocimiento adecuado sobre la respuesta dinámica del terreno ante sismos futuros, sobre las magnitudes máximas probables de estos sismos y sobre las posibles áreas de ocurrencia es de considerable importancia para cualquier región sísmica. La estimación del impacto de estos temblores sobre los asentamientos humanos y estructuras civiles resulta de primordial importancia. Para obtener este conocimiento, y aportar información útil para la implementación de normas de construcción antisísmica y diseño de programas de protección civil, es necesario que existan bases completas de datos sísmicos de buena calidad. A medida que las bases de datos son más abundantes se pueden realizar análisis más detallados del riesgo sísmico de la región en estudio.

En particular para la región norte de Baja California la limitada información histórica de sismos fuertes indica que de 1900 a la fecha 20 temblores de magnitud 6 ó mayor han sido originados por las principales fallas de la región enmarcada en la Figura 1. El hecho de que en esta figura se observe un número menor de epicentros se debe a que algunos de ellos fueron localizados en el mismo sitio, como es el caso de ocho sismos ocurridos en 1954 y 1956 en el área de San Miguel, para los que sólo se muestran tres epicentros. En la Figura 1 también se observa que temblores de magnitudes de alrededor de 7 han resultado de movimientos asociados a las fallas de San Miguel, Cerro Prieto e Imperial, lo cual hace factible la ocurrencia futura

de sismos de magnitudes similares que podrían provocar daños severos a ciudades densamente pobladas como Ensenada, Tijuana, Tecate, Mexicali y algunos centros de población localizados al norte de la frontera entre las dos Californias.

Con el propósito de registrar los movimientos fuertes causados por los sismos relevantes de la región norte de Baja California, la Red de Acelerógrafos del Noroeste de México ha sido mantenida en funcionamiento durante los últimos 18 años, período durante el cual se han obtenido datos de sismos importantes. El presente trabajo tiene como objetivo describir brevemente las características principales de la red actual, incluyendo aspectos relacionados con la recuperación y procesamiento de la información registrada, y presentar información concerniente a los sismos de mayor magnitud registrados por estaciones de la red en los últimos años.

ANTECEDENTES DE LA RED

La Red de Acelerógrafos del Noroeste de México (RANM) inició su funcionamiento a partir de 1976, como un proyecto de cooperación entre la Universidad de California, San Diego (UCSD) y la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM) (Anderson et al., 1983). Sin embargo, debido a problemas presupuestales de las instituciones fundadoras, en 1984 ya no pudieron continuar manteniéndola en operación y fue entonces cuando el Grupo de Sismología de Movimientos Fuertes del Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de

Sismicidad histórica de Baja California (1900 - 1993)

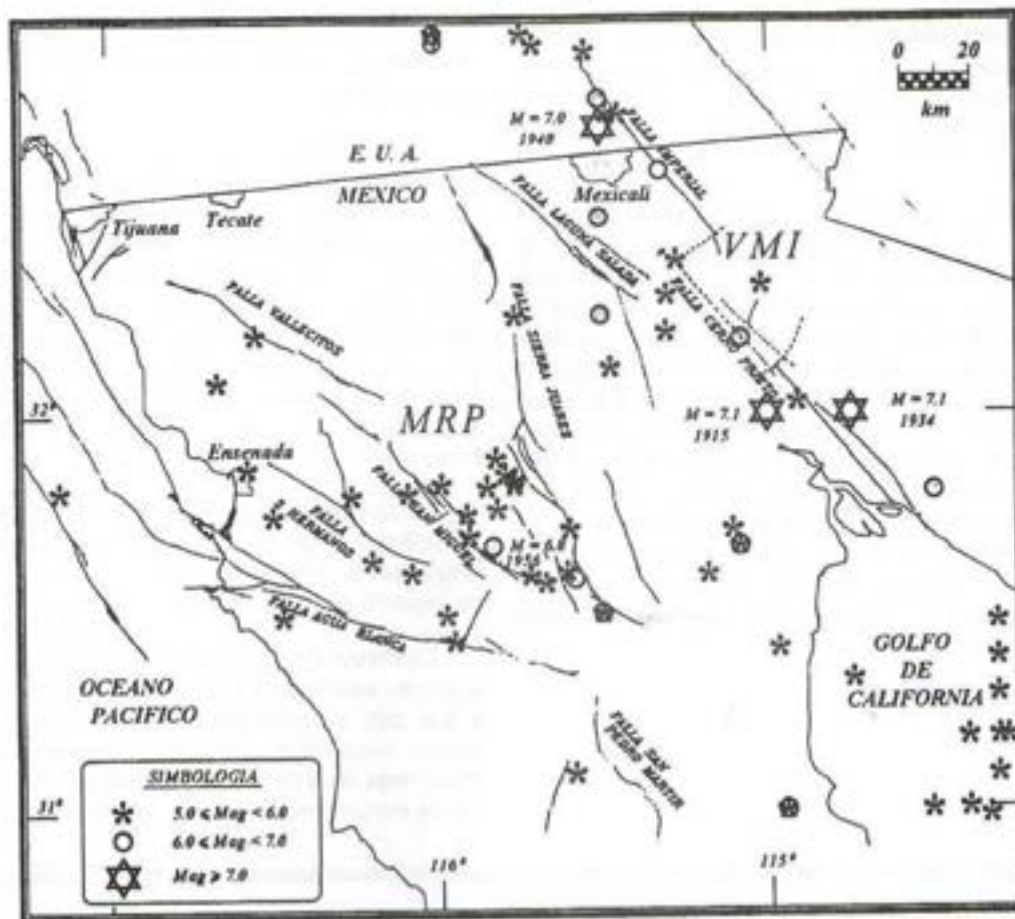


Figura 1. Principales fallas de la región norte de Baja California y epicentros de los temblores de magnitud mayor o igual que 5.0. Las iniciales MRP y VMI se utilizan para señalar las regiones del Macizo Rocoso Peninsular y del valle Mexicali-Imperial, respectivamente.

Ensenada (CICESE) empezó a compartir la responsabilidad de su operación y mantenimiento con personal técnico de la UCSD. El hecho de que el CICESE estuviera ubicado en la región de operación de la red hacía menos difícil el problema de continuar manteniéndola en funcionamiento, por lo cual a partir de 1987 el CICESE asumió la responsabilidad absoluta de la red. En aquel entonces la red contaba con 11 estaciones con sistema de registro digital (grabadoras DCA-310 y acelerómetros SSA-302, de Terra Technology) y 10 estaciones con grabación en formato analógico (Kinematics, Modelo SMA-1). Los instrumentos digitales, sin embargo, presentaban con frecuencia problemas cada vez más difíciles de resolver. Durante los siguientes tres años, y debido a restricciones presupuestales, se trató principalmente de mantener el mayor número de estaciones funcionando.

La necesidad de obtener datos de buena calidad para la realización de estudios detallados requiere, sin embargo, de una red de cobertura adecuada e instrumentación de tecnología moderna. Por tal razón, en los últimos años se ha buscado financiamiento para ampliar y modernizar la red. Como resultado de esto, en 1987 se logró conseguir financiamiento del Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT) para la adquisición de un acelerógrafo digital con sistema de grabación en memoria de estado sólido (Kinematics, modelo SSA-1) y en 1990 se obtuvo el apoyo del CICESE para la adquisición de cinco acelerógrafos del mismo tipo. Posteriormente, en 1992, se logró conseguir los recursos económicos adicionales para la adquisición de cinco acelerógrafos digitales (Kinematics, modelo SSA-16), a través de un proyecto financiado por el CONACYT-Banco Mundial. Estos 11 acelerógrafos de tecnología moderna se han ido instalando en sustitución de los instrumentos

digitales DCA-310 de Terra Technology. Al mismo tiempo que se efectuaba el proceso de actualización de algunas de las estaciones de la red, se instaló corriente eléctrica en todos los sitios en que fue posible hacerlo, como un intento por reducir los problemas técnicos que comúnmente se presentan por fallas en la alimentación eléctrica de los instrumentos.

Adicionalmente a lo anterior, durante 1992 la Comisión Federal de Electricidad (CFE) transfirió al CICESE 14 de los acelerógrafos analógicos (SMA-1) que habían sido reemplazados por instrumentación digital en algunas presas y otras obras de ingeniería del sureste del país, estableciéndose que estos instrumentos se utilizarían en apoyo a las estaciones de RANM. Para poder utilizar estos acelerógrafos había primeramente que reparar algunos problemas menores en algunos de ellos y problemas más graves en otros. A la fecha ya se logró la reparación, recalibración e instalación de seis de estos equipos y se espera poder hacer lo mismo con al menos otros cuatro aparatos. Estos últimos acelerógrafos analógicos se instalarán a medida que se vayan reparando y calibrando satisfactoriamente.

ESTACIONES E INSTRUMENTOS

DISTRIBUCION Y CARACTERISTICAS FISICAS DE LAS ESTACIONES

La mayoría de las 25 estaciones que constituyen la red actual son estaciones de campo libre, instaladas para registrar sobre la superficie del suelo. Solamente los acelerógrafos que operan en la Central Termoeléctrica de Rosarito y en las subestaciones La Rosita y La Rumorosa, de la CFE, se ubicaron en el interior y sobre el piso de estructuras de un solo nivel. De los acelerógrafos que se encuentran temporalmente fuera de servicio, los correspondientes al Hospital General de Mexicali estaban alojados también en el interior del edificio y en tres diferentes niveles.

La localización geográfica de las estaciones de RANM se muestra en la Figura 2. Las coordenadas geográficas y el tipo de instrumentos instalados en cada uno de los sitios de registro se presentan en la Tabla 1.

La mayor densidad de estaciones que se observa a lo largo del sistema de fallas Imperial-Cerro Prieto obedece a que este sistema genera los eventos más fuertes con mayor frecuencia, como lo muestra la distribución de epicentros de la Figura 1. Por esta misma razón la mayoría de los instrumentos digitales se encuentran instalados a lo

Tabla 1. Coordenadas geográficas e instrumentos de las estaciones que constituyen la Red de Acelerógrafos del Noroeste de México

Estación	Coordenadas		Componentes			Instrumento	Tipo de suelo
	Lat(°N)	Lon(°O)	Long	Vert	Tran		
Aeropuerto (AER)	32.65	115.33	270°	+	180°	SMA-1	Sedimentos (Aluvión)
Chihuahua (CHI)	32.49	115.24	10°	+	100°	SSA-16	Sedimentos (Aluvión)
Ciencias Marinas (CMA)	31.86	116.66	270°	+	180°	SMA-1	Rocas volcánicas
Central Termoeléctrica de Rosarito (CTR)	32.37	117.07	78°	+	348°	SMA-1	Estructura
Compuertas (COM)	32.57	115.08	270°	+	180°	SMA-1	Sedimentos (Aluvión)
Cucapá (CUC)	32.31	115.33	270°	+	180°	SMA-1	Rocas graníticas
Delta (DEL)	32.36	115.19	60°	+	150°	SSA-16	Sedimentos (Aluvión)
El Doctor (EDO)	31.96	114.74	280°	+	190°	SMA-1	Sedimentos (Aluvión)
El Golfo (EGO)	31.69	114.50	320°	+	230°	SMA-1	Sedimentos (Aluvión)
Geotérmica (GEO)	32.40	115.24	7°	+	97°	SSA-1	Sedimentos (Aluvión)
Héroes de la Indep. (HDI)	31.61	115.88	8°	+	98°	SSA-1	Rocas Graníticas
Hechicera (HEC)	32.55	115.15	62°	+	332°	SMA-1	Sedimentos (Aluvión)
Islas Agrarias (IAG)	32.62	115.30	8°	+	98°	SSA-16	Sedimentos (Aluvión)
Ignacio Zaragoza (IZA)	32.19	116.48	260°	+	170°	SMA-1	Rocas Graníticas
Kilómetro 62 (K62)	31.83	116.06	0°	+	90°	SSA-1	Rocas Graníticas
Punta Banda (PBA)	31.69	116.62	252°	+	162°	SMA-1	Rocas sedimentarias
Riito (RII)	32.16	114.96	186°	+	276°	SSA-1	Sedimentos (Aluvión)
La Rosita (ROS)	32.60	115.68	166°	+	76°	SMA-1	Estructura
La Rumorosa (RUM)	32.57	115.94	0°	+	270°	SMA-1	Estructura
Santa Isabel Viejo (SIV)	31.87	115.82	15°	+	105°	SSA-1	Rocas graníticas
Tamaulipas (TAM) (antes Cucapá, QKP)	32.54	115.23	0°	+	90°	SSA-16	Sedimentos (Aluvión)
Tres Hermanos (TRH)	31.69	116.19	275°	+	185°	SMA-1	Rocas graníticas
V. Cerro Prieto (VCP)	32.42	115.30	0°	+	90°	SSA-1	Brecha volcánica
Victoria (VIC)	32.29	115.10	62°	+	152°	SSA-16	Sedimentos (Aluvión)
Valle de la Trinidad (VTR)	31.40	115.72	112°	+	22°	SMA-1	Rocas sedimentarias

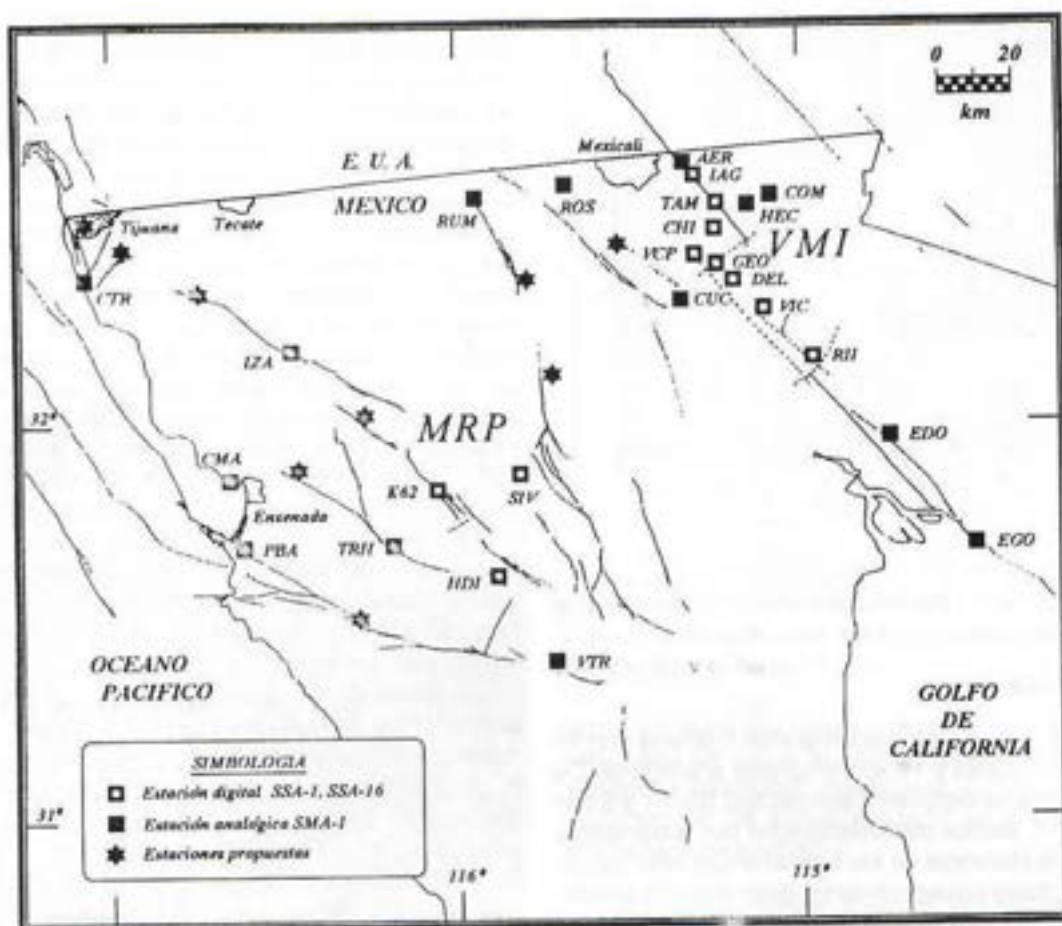


Figura 2. Ubicación de las estaciones de la Red de Acelerógrafos del Noroeste de México. Se incluyen los sitios tentativos para la instalación de estaciones adicionales.

largo de ese sistema de fallas. Sin embargo, y con la finalidad de mejorar la cobertura instrumental en la región del Macizo Rocos Peninsular, en los planes de desarrollo de la red se tiene contemplado instalar acelerógrafos analógicos en los sitios marcados con asteriscos en la Figura 2.

La instrumentación de una estación típica de RANM está instalada sobre una base de concreto cuyas dimensiones son 0.80 m x 1.20 m x 0.80 m. La profundidad a la que se extienden las bases de concreto es de ≈ 0.25 m en promedio para la mayoría de las estaciones, existiendo variaciones de entre 0.12 m y 0.50 m en la altura a la que sobresale la parte superior de la base con respecto al nivel del suelo. En algunas de las bases se añadieron dos pilares de concreto, en esquinas opuestas, o tres pilares, dos en esquinas adyacentes y uno al centro del lado opuesto, para tratar de evitar posibles balanceos o rotaciones durante sismos fuertes. Estos pilares se extienden hasta profundidades promedio de 0.90 m y proporcionan un reforzamiento adicional a las bases que los

tienen. Como parte integral de la base de concreto, sobre su parte superior va colocada una caja metálica con tapadera para el alojamiento de la instrumentación (Figura 3). Las dimensiones de esta caja metálica son 0.66 m x 0.53 m x 0.33 m. El acelerógrafo se instala en el interior de esta caja, anclándose firmemente a la base de concreto mediante un tornillo parcialmente empotrado en el concreto. Con el propósito de reducir el efecto de las altas temperaturas del verano sobre la instrumentación, a unos 3 cm sobre el nivel superior de las cajas metálicas se colocaron placas metálicas adicionales.

De las 25 estaciones que se tienen en funcionamiento a 11 de ellas se les suministra energía mediante paneles solares; el resto funcionan con corriente eléctrica. Las antenas de los receptores de tiempo WWVB u Omega (según sea el caso) y los paneles solares de estaciones que los requieren van colocados en postes metálicos de 3.5 m de altura. En la Figura 4 se muestran fotografías de estaciones típicas de RANM.

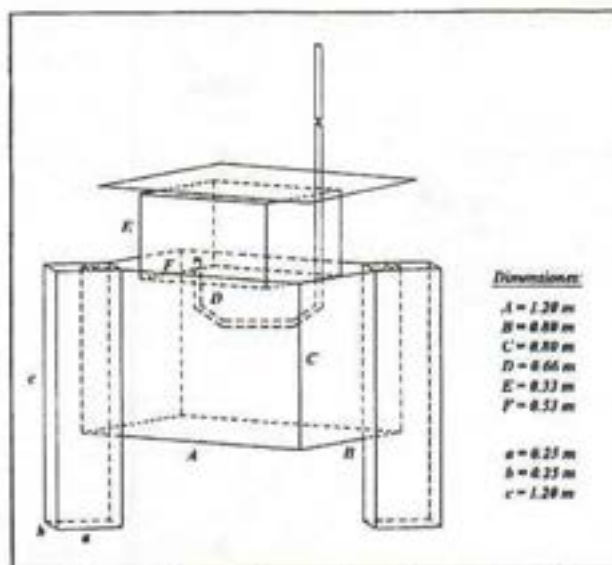


Figura 3. Diagrama esquemático de las bases en que se aloja la instrumentación de cada estación.

INSTRUMENTACION

Actualmente la red de acelerógrafos funciona con 11 acelerógrafos digitales y 14 acelerógrafos analógicos. De los 11 acelerógrafos digitales 6 son del tipo SSA-1 y 5 son del tipo SSA-16, ambos manufacturados por la compañía Kinemetrics. A diferencia de los instrumentos analógicos, los equipos digitales poseen un rango dinámico más amplio, poseen memorias pre-evento y post-evento y reducen considerablemente el tiempo y esfuerzo en el procesamiento de la información, esto en virtud a que tanto las amplitudes registradas como las señales de tiempo se almacenan directamente en memorias de estado sólido. Estos sistemas de registro han venido a resolver algunos de los principales problemas que se presentaban en las grabadoras digitales instaladas originalmente. Uno de estos problemas consistía en la pérdida parcial de información por la presencia de polvo en las cabezas de grabación. Las actividades agrícolas en el valle de Mexicali son muy intensas y aún cuando las cabezas se limpiaran cuidadosamente en las visitas de mantenimiento la probabilidad de contaminación siempre era alta. Por otro lado, las fuertes variaciones en la temperatura de la región del valle de Mexicali afectaban frecuentemente a la parte mecánica que controla el movimiento de la cinta magnética, resultando ser ésta la parte más susceptible a fallas. Otro de los principales problemas se originaba cuando el voltaje de las baterías bajaba de un cierto nivel. En tales casos el instrumento se activaba y continuaba grabando hasta que la totalidad de la cinta era utilizada.

Las características de los diferentes equipos de detección y registro utilizados en la red se describen en los siguientes párrafos.

La instrumentación de tipo analógico consiste en acelerógrafos SMA-1, instrumentos compactos cuya capacidad permite registrar tres componentes ortogonales de aceleración y dos trazas de tiempo en película fotográfica de 70 mm y de contraste alto. Un rollo completo de película tiene capacidad para registrar un tiempo acumulado de 25 minutos. Una de las trazas de tiempo corresponde a la señal de tiempo WWVB (proveniente de la estación del National Bureau of Standards, Fort Collins, Colorado), captada a través de un receptor instalado internamente en el acelerógrafo; la otra corresponde a marcas de dos pulsos por segundo generadas por el instrumento como tiempo de referencia interno. Un dispositivo de activación, sensible solamente a aceleración vertical, hace que el instrumento empiece a registrar la señal sísmica o cualquier otra señal cuya amplitud haya sido superior a la amplitud de umbral (0.01 g , $g=980 \text{ cm/sec}^2$) previamente elegida para este activador vertical. Como resultado de esto, y como una desventaja de este tipo de instrumentos, una fracción del "primer movimiento" (alrededor de 0.05 segundos) generado por el temblor no se graba en el registro, perdiéndose esa porción de la señal inicial. No obstante, la alta confiabilidad en su registro, el bajo costo y la experiencia acumulada en cuanto a su operación son algunas de las características que favorecen el uso de este tipo de acelerógrafos analógicos en esta era moderna de instrumentación digital. Como se verá más adelante, el hecho de que ya existan métodos semiautomáticos para convertir las señales de formato analógico a digital en un tiempo considerablemente menor al que usualmente se invertía en años anteriores es también un atractivo para continuar utilizando este tipo de acelerógrafos. De acuerdo a folletos informativos de Kinemetrics, en la actualidad un elevado número de acelerógrafos de este tipo (más de 6000) se encuentran instalados en redes de diversas regiones sísmicas del mundo.

Los acelerógrafos digitales SSA-1 son también instrumentos compactos que incluyen la electrónica, tres sensores de fuerza balanceada (FBA), tarjetas de memoria y baterías en una sola caja metálica de aproximadamente $0.40 \text{ m} \times 0.40 \text{ m} \times 0.20 \text{ m}$ y 18 kilogramos de peso. Cuando el movimiento del suelo sobrepasa un umbral de disparo determinado por el usuario, el acelerógrafo registra tres canales de aceleración en una banda de frecuencias que va desde 0 hasta 50 Hz, con una resolución de 12 bits (1 parte en 4096). Este umbral de disparo puede ser desde 0.1% hasta el 10% de la escala completa de registro, la cual puede ser de 0.25g, 0.5g, 1.0g ó 2.0g. En la configuración actual de la red, los acelerógrafos instalados operan a una escala completa de 1g y con un umbral de disparo del 1 % de g (9.8 cm/sec^2). Las memorias de estado sólido tienen capacidad para almacenar un megabyte de información (equivalente a un registro

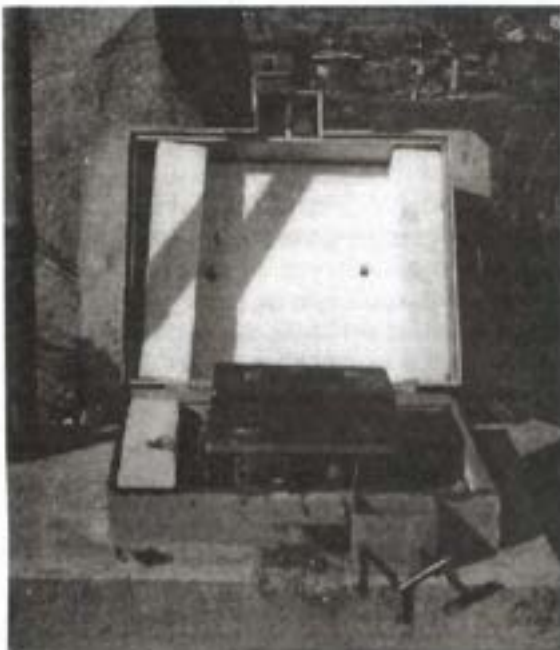


Figura 4. Estaciones típicas de la Red de Acelerógrafos del Noroeste de México

continuo de 20 minutos) a una razón de 200 muestras por segundo y por canal, existiendo la posibilidad de poder expandirlas hasta dos megabytes. La recuperación de la información de estos equipos se efectúa mediante computadoras portátiles.

Los acelerógrafos SSA-16, por otro lado, son una versión más nueva de los SSA-1, razón por la cual algunas de sus características son muy similares a las de su antecesor. El tamaño y el peso de este acelerógrafo son similares a los del SSA-1; tiene una banda de respuesta que va de 0 a 50 Hz; los parámetros de disparo son idénticos a los del SSA-1; su escala completa de registro puede fijarse a valores de 0.1g, 0.25g, 0.5g, 1.0g ó 2.0g; la razón de muestreo es de 200 muestras por segundo en cada canal; la memoria pre-evento puede elegirse de entre 0 y 15 segundos, mientras que la memoria post-evento puede ser de 10 a 90 segundos; tienen memorias de estado sólido de cuatro megabytes, lo cual los capacita para registrar un tiempo total de 80 minutos a una razón de 200 muestras por segundo y por canal. En este instrumento la memoria puede expandirse hasta 6 megabytes (120 minutos de registro).

La característica más importante del SSA-16 consiste en que está equipado con convertidores A/D de 16 bits, lo cual lo capacita para registrar con una resolución superior (1 parte en 65,536) a la resolución de los SSA-1 (1 parte en 4096). Esto significa que tiene la capacidad para registrar amplitudes que van desde 3×10^{-6} g hasta 2g en el mismo registro.



Para incluir tiempo exacto en los registros digitales, los SSA-1 funcionan en combinación con receptores de tiempo WWVB (Tiempo Universal Coordinado), mientras que los SSA-16 tienen receptores de tiempo Omega, los cuales reciben la señal emitida por el Sistema Global Omega de Navegación por Radio y la convierten a Tiempo Universal Coordinado.

Aunque ambos instrumentos digitales tienen la capacidad de transmitir telefónicamente la información digital hasta el centro de procesamiento en el CICESE, esta opción no ha sido explotada porque no se ha hecho absolutamente necesaria, en primer lugar, y en segundo lugar porque la mayoría de las estaciones registran en campo libre, lo cual implica que tendrían que efectuarse gastos fuertes para acondicionar las estaciones con sistemas de comunicación telefónica.

PROCESAMIENTO DE DATOS

En la Figura 5 se presenta como muestra la fotocopia de una sección de un registro producido en película fotográfica por un acelerógrafo SMA-1. El procesamiento completo de estos registros fotográficos se lleva a cabo en el laboratorio. Una vez que las películas han sido reveladas, se hacen copias de contacto de tamaño carta que incluyan la longitud de la señal que se desea digitalizar. Cuando las señales son de duración muy larga, por corresponder a sismos de magnitud moderada o grande, se hacen tantas copias de contacto como sean necesarias, de tal forma que se incluya en el proceso de digitalización toda la señal que se considere de interés. El proceso de digitalización se efectúa a continuación utilizando computadoras PC 386/486 y un rastreador electrónico de imágenes (scanner). La programación utilizada en esta etapa del procesamiento de los registros fue desarrollada por Kinemetrics. Con esta nueva técnica se da solución al pro-

blema del tiempo tan largo que se invertía en años anteriores para la digitalización de acelerogramas analógicos, por un lado, y por el otro la precisión que se logra con este procedimiento es también superior a la que se obtenía con procedimientos de digitalización manual. En el caso de señales de duración larga, los diferentes segmentos de señal contenidos en las copias de contacto se procesan en forma independiente y posteriormente se conectan con la misma programación, teniéndose la precaución de eliminar cualquier posible traslape o rotación entre segmentos. Como resultado de este proceso se obtienen archivos de datos de aceleración corregida solamente por la sensibilidad del instrumento, quedando pendiente la aplicación de la corrección que toma en cuenta la forma de la respuesta instrumental. Usualmente a los datos que no tienen la corrección por la respuesta instrumental se les conoce como datos del Volumen I, según el procedimiento estandar del California Institute of Technology (Trifunac y Lee, 1973 por ejemplo). La Figura 6 muestra un diagrama esquemático de los diferentes pasos seguidos en el procesamiento de la información de los diferentes acelerógrafos utilizados en las estaciones de la red.

En cuanto a la información registrada en la memoria de los acelerógrafos digitales SSA-1 y SSA-16, ésta se extrae de los instrumentos en el mismo sitio de registro mediante una computadora portátil. Posteriormente esta información se corrige por la sensibilidad del instrumento y se crean archivos con las aceleraciones resultantes (Volumen I).

Como siguiente paso, a los datos de aceleración del Volumen I se les aplica la corrección por el efecto de la respuesta instrumental y se integran para obtener la velocidad y el desplazamiento del terreno para cada componente registrada. La información generada en esta segunda etapa del procesamiento de datos corresponde a lo que comúnmente se denomina el Volumen II de datos de aceleración, velocidad y desplazamiento. Finalmente se

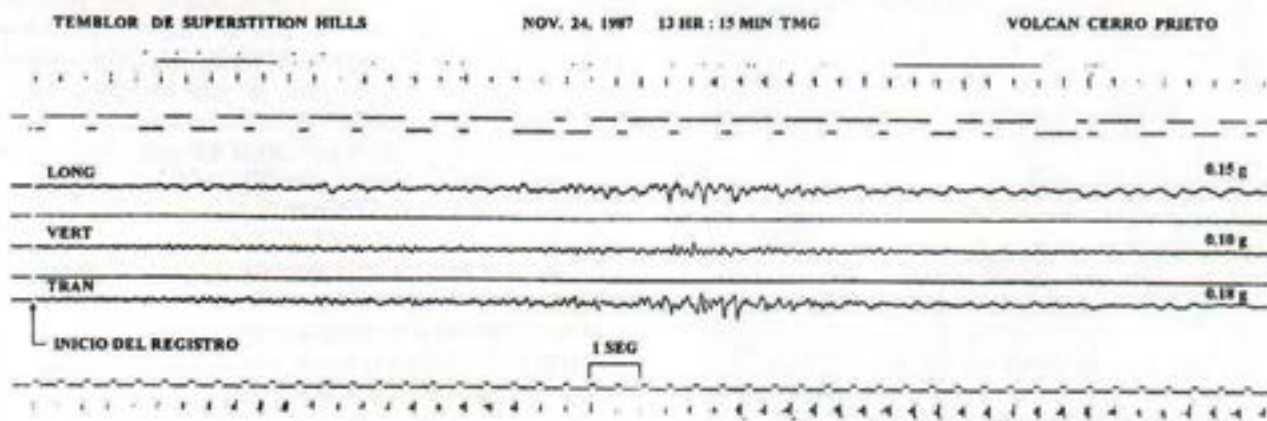


Figura 5. Copia de una sección del registro analógico obtenido en la estación VCP para el temblor de Superstition Hills del 24 de noviembre de 1987.

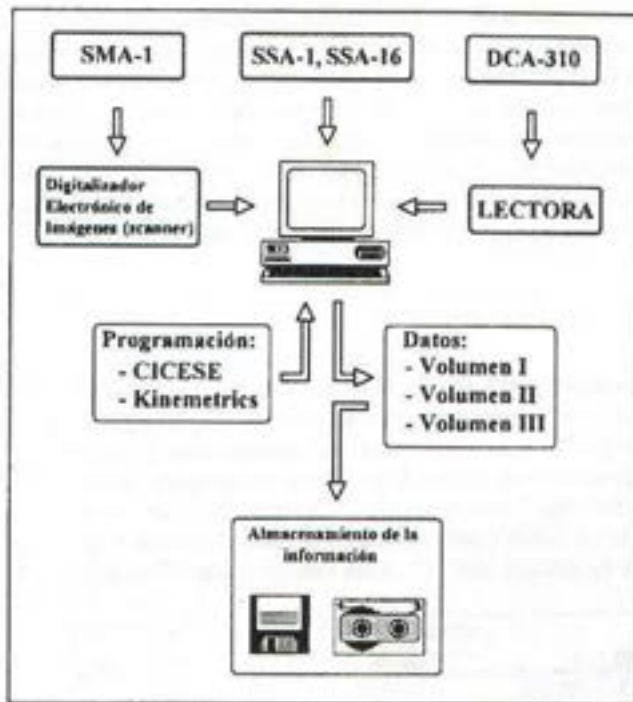


Figura 6. Diagrama esquemático del procesamiento de la información registrada con los diferentes tipos de acelerógrafos que se utilizan en la red.

generan los archivos de datos del Volumen III, los cuales contienen las amplitudes de los espectros de Fourier y de respuesta calculados a partir de la información contenida en los archivos del Volumen II.

El procesamiento de datos que conduce a los Volúmenes I, II y III puede hacerse con la programación que proporciona Kinematics con la adquisición de los equipos o con programas interactivos desarrollados en el CICESE para el mismo fin. En ambos casos los programas utilizados se basan en el procedimiento estándar utilizado para la corrección de acelerogramas (Trifunac y Lee, 1973) y producen los mismos resultados. Sin embargo, la programación desarrollada en el CICESE (en lenguaje C, para computadoras PC 386/486) proporciona una mayor flexibilidad en cuanto al manejo de la información, permitiendo cálculos adicionales a los que efectúan los programas de Kinematics. Adicionalmente a la aplicación de la corrección por la respuesta instrumental e integración de la aceleración para obtener la velocidad y el desplazamiento, los programas permiten procesar secciones de la señal de diferentes longitudes y efectuar cálculos de diversa índole. Las opciones de esta programación permiten obtener sismogramas Wood-Anderson equivalentes y calcular la magnitud local, calcular la raíz cuadrática media, filtrar la señal en proceso (ya sea ésta aceleración, velocidad o desplazamiento), calcular el espectro de Fourier de la aceleración, velocidad o

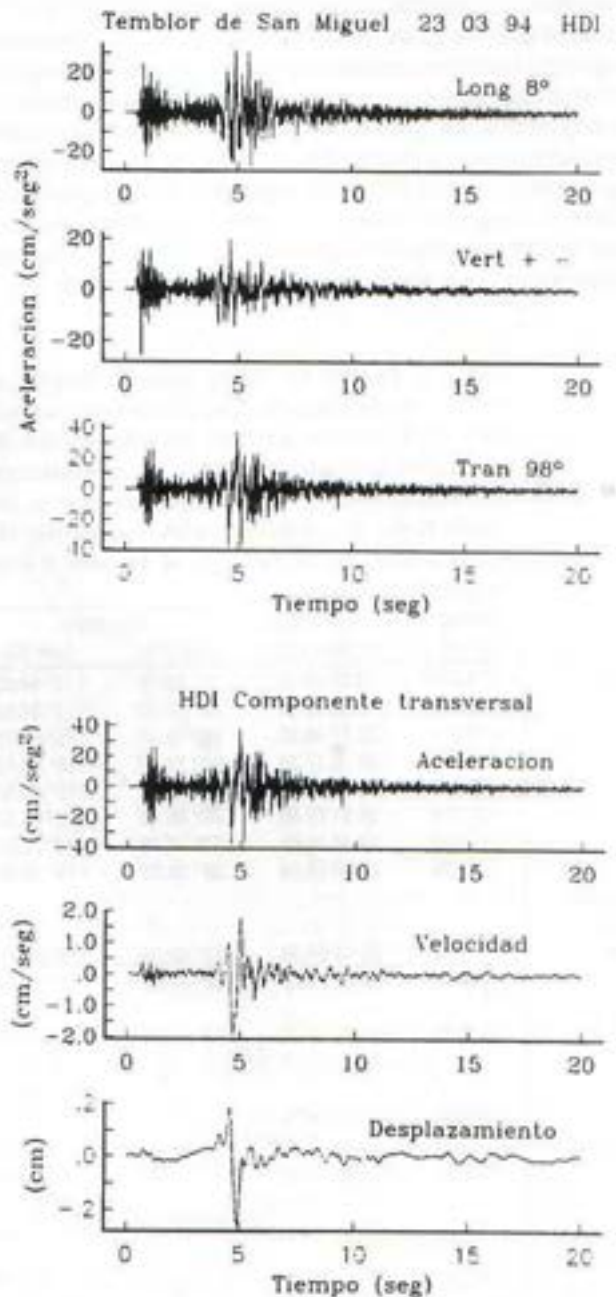


Figura 7. Aceleraciones registradas en la estación HDI para el temblor de San Miguel del 23 de marzo de 1994 ($M_L=5.0$). El resultado de los procesos de corrección por la respuesta instrumental e integración de la aceleración se muestran en la parte inferior de la figura.

desplazamiento y suavizarlos si así se desea, calcular los espectros de respuesta y generar las gráficas tripartitas correspondientes. Los resultados de cada paso del procesamiento pueden ser visualizados en el monitor de la computadora o ser graficados en papel mediante una variedad de impresoras o graficadores. En la parte superior de la Figura 7 se muestran las tres componentes de

aceleración registradas en la estación HDI para el sismo de San Miguel del 23 de marzo de 1994 ($M_L=5.0$). A manera de ejemplo del procesamiento de datos, en la parte inferior de la figura se graficó la componente transversal de aceleración conjuntamente con la velocidad y el desplazamiento obtenidos por integración de ésta. En la Figura 8 se presentan los espectros de respuesta (amortiguamientos del 0, 2, 5, 10 y 20 % del crítico) calculados también a partir de la componente transversal. El espectro de Fourier se indica con línea punteada en esa gráfica tripartita.

Los datos de aceleración sin corregir (Volumen I), los corregidos (Volumen II) y los espectros calculados (Volumen III) se almacenan en diskettes de 3.5 pulgadas y de densidad alta, para computadoras personales y en cartuchos de cinta magnética, para computadoras SUN. En los encabezados de cada archivo de datos se incluye la información concerniente a las ubicaciones de la estación y del epicentro y a los parámetros del instrumento que los registro.

Tabla 2. Temblores de magnitud mayor que 4.0 registrados por la Red de Acelerógrafos del Noroeste de México. Los instrumentos indicado con TT corresponden a grabadoras digitales DCA-310 acopladas con sensores SSA-302 (Terra Technology). Los indicados con DSA-1 son acelerógrafos digitales (Kinematics) con sistema de registro en cinta magnética. Con los códigos CAF y SAH se designa a las estaciones Casa Alfonso Flores y SAHOP, que están fuera de servicio definitivamente; HMS, HM2 y HMA corresponden a instrumentos que funcionaron en el sótano, el segundo piso y en la azotea del Hospital General de Mexicali, respectivamente.

Fecha d/m/a	Tiempo Origen hr: mn: seg	Epicentro		Mag.	Estaciones con registro	Instrumento
		Lat (N)	Lon (O)			
07/12/76	13 00 00.00	31° 58.78'	114° 54.67'	5.3	RII, DEL	SMA-1
07/12/76	13 00 45.00	32° 01.92'	114° 54.64'	5.6	RII, DEL	SMA-1
11/03/78	23 57 46.50	32° 15.50'	115° 07.75'	4.8	VIC, DEL	SMA-1
12/03/78	00 30 17.30	32° 19.30'	115° 05.45'	4.5	VIC	SMA-1
12/03/78	18 42 24.00	32° 15.10'	115° 05.90'	4.8	VIC	SMA-1
16/03/78	01 51 09.80	32° 20.40'	115° 04.80'	4.1	VIC	SMA-1
10/10/79	19 48 36.65	32° 17.73'	115° 19.23'	4.1	DEL, VCP	TT
15/10/79	23 16 55.09	32° 38.37'	115° 19.68'	6.6	DEL, VCP, CHI, COM, IAG, VIC, QKP, AER, CAF	TT DSA-1 SMA-1
15/10/79	23 19 29.98	32° 45.94'	115° 26.45'	5.2	DEL	TT
21/12/79	20 40 23.26	32° 27.03'	115° 11.72'	4.8	CHI, COM QKP	TT DSA-1
09/06/80	03 28 19.40	32° 11.12'	115° 04.55'	6.1	CHI VIC, QKP VCP, SAH, HMS, HM2, HMA	TT DSA-1 SMA-1
09/06/80	03 30 04.70			4.9	VIC	DSA-1
09/06/80	03 30 28.10			5.3	VIC	DSA-1
09/09/80	23 33 41.00	32° 21.90'	115° 12.90'	4.3	DEL VCP	TT SMA-1
07/02/87	03 45 14.69	32° 22.20'	115° 18.00'	5.4	VCP CHI, DEL	SMA-1 TT
24/11/87	01 54 14.50	33° 04.20'	115° 47.40'	5.8	VCP, HMS, HM2	SMA-1
24/11/87	13 15 56.50	33° 00.06'	115° 51.60'	6.0	VCP, HMS, HM2, IZA	SMA-1
03/12/91	17 54 36.00	31° 43.00'	115° 50.00'	5.0	DEL, RII, VIC, LAS	SSA-1
12/06/93	05 21 45.00	32° 26.50'	115° 13.40'	4.1	CHI, DEL, TAM, VIC	SSA-1
07/09/93	11 24 26.95	32° 22.40'	115° 21.40'	4.0	CHI, DEL, TAM VCP, GEO	SSA-1 SMA-1
11/10/93	18 59 45.26	32° 29.40'	115° 03.60'	4.0	CHI, DEL	SSA-1
13/10/93	00 39 00.70	32° 29.40'	115° 03.10'	4.0	CHI	SSA-1
20/12/93	17 37 03.02	32° 26.40'	115° 19.20'	4.1	CHI, DEL, TAM, VCP, GEO	SSA-1 SMA-1
03/23/94	02 59 16.18	31° 48.40'	116° 07.70'	5.0	K82, TRH HDI, TAM DEL, CHI	SMA-1 SSA-1 SSA-16
04/07/94	18 32 14.51	31° 41.02'	115° 55.34'	4.1	HDI	SSA-1

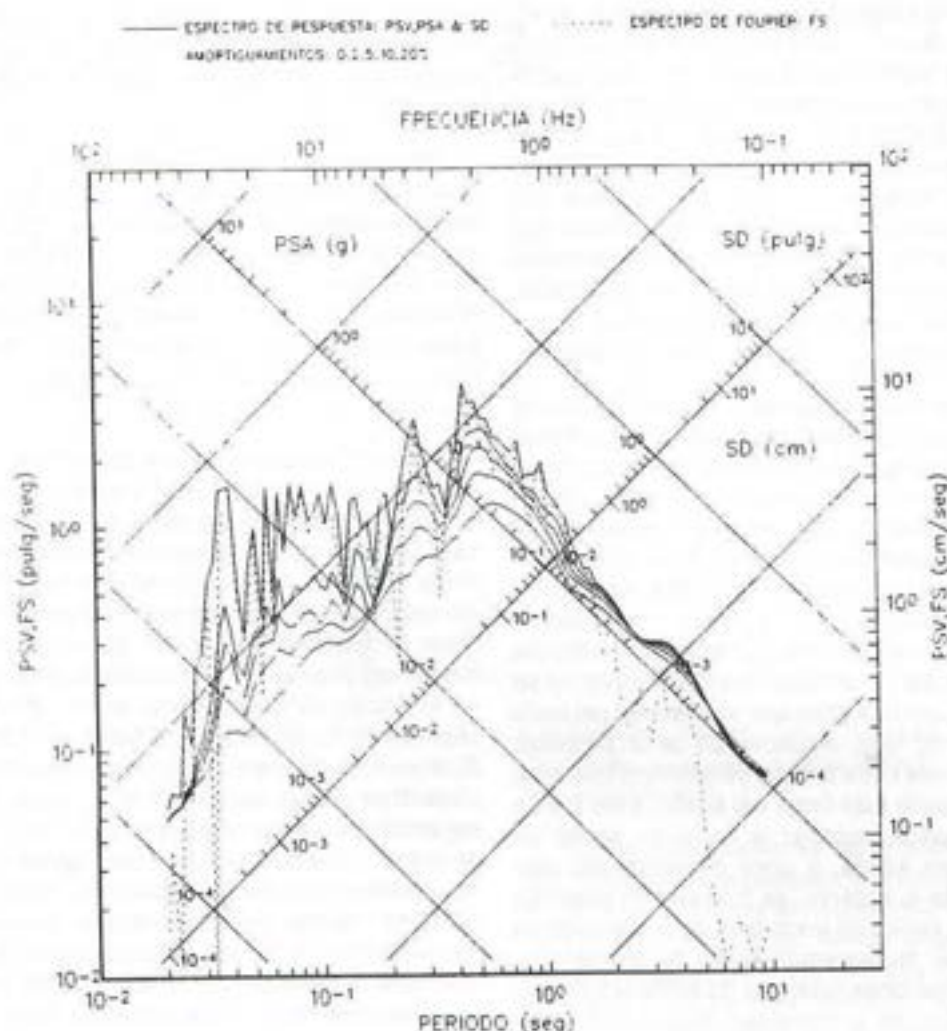


Figura 8. Espectros de Fourier y de respuesta calculados con la componente transversal de aceleración mostrada en la Figura 7.

TEMBLORES REGISTRADOS Y OBSERVACIONES GENERALES

En la Tabla 2 se presenta un resumen de registros de aceleración producidos por estaciones de RANM para temblores de magnitud mayor que 4.0. De los temblores registrados, los de mayor relevancia por su magnitud son los del Valle Imperial (15 de octubre de 1979, $M_L=6.6$), de Victoria (9 de junio de 1980, $M_L=6.1$), de Cerro Prieto (7 de febrero de 1987, $M_L=5.4$), los de Superstition Hills (24 de noviembre de 1987, $M_L=5.8$ y 6.0), de Santa Catarina (3 de diciembre de 1991, $M_L=5.0$) y el ocurrido el 23 de marzo de 1994 en la zona de fallas de San Miguel ($M_L=5.0$). Nótese que la información casi en su totalidad corresponde a eventos del valle Mexicali-Imperial, por ser ésta la región de Baja California que genera el mayor número de temblores de magnitud intermedia. Diversos aspectos de algunos de

estos temblores ya han sido investigados a detalle por varios investigadores, habiéndose publicado los resultados en revistas especializadas (Anderson y Simons, 1982; Olson y Apse, 1982; Nava y Brune, 1983; Munguía y Brune, 1984a; Munguía y Brune, 1984b; Munguía y Brune, 1984c; Silver y Masuda, 1985; Munguía et al., 1988; Anderson y Brune, 1991; entre otros). Posteriormente al temblor de Victoria de 1980 la región del valle Mexicali-Imperial se caracterizó por una actividad sísmica baja, manteniéndose así hasta febrero de 1987 cuando se originó el temblor de Cerro Prieto, en el valle de Mexicali y los temblores de noviembre en Superstition Hills, California, a unos 60 km al norte de la ciudad de Mexicali. En las siguientes subsecciones se presentan algunas observaciones generales en relación a datos registrados para estos últimos temblores y para otros temblores registrados mas recientemente en la región y que no han sido estudiados con el detalle de los eventos de magnitudes más grandes.

El temblor Cerro Prieto de febrero de 1987 ($M_L=5.4$).

Este temblor ocurrió en el Valle de Mexicali, Baja California el 7 de febrero de 1987 a las 3 horas con 45 minutos (Munguía et al., 1988). Su epicentro se localizó a 6 km al sur del volcán Cerro Prieto, a unos 35 kilómetros aproximadamente de la frontera internacional entre México y Estados Unidos. Este evento fue precedido por dos eventos de magnitud 3.0 y seguido de varias réplicas con magnitudes hasta de 3.8. Aunque sus efectos se sintieron en ciudades distantes del epicentro, tales como Ensenada, Tijuana y San Diego, solamente daños menores fueron observados en las zonas urbanas próximas al epicentro.

Las aceleraciones generadas por este sismo fueron registradas por la estación analógica del volcán Cerro Prieto y por las estaciones digitales Delta y Chihuahua. Estas estaciones se localizan a distancias menores de 15 km del epicentro. Sorprendentemente el acelerógrafo analógico ubicado en el volcán Cerro Prieto, a 6 km del epicentro, registro aceleraciones máximas de 0.69g, en la componente vertical, y de 0.93g y 1.4g en las componentes horizontales (Munguía et al., 1988). Particularmente, las máximas aceleraciones horizontales fueron observadas en oscilaciones de frecuencias altas que sobresalen del resto de la señal, lo cual dió lugar a sospechas de un probable acoplamiento deficiente entre la base de concreto que aloja el instrumento y la parte más firme del suelo. Esto fue un motivo suficiente para reubicar la estación sobre un afloramiento de roca sólida, a unos 6 metros del sitio anterior. No obstante lo anterior, es interesante observar que si se hace caso omiso de los pulsos de aceleraciones altas, las amplitudes de las envolventes de las señales muestran aún aceleraciones máximas de entre el 60% y el 70% de la aceleración de la gravedad. Aún cuando este alto nivel de aceleraciones no es muy común para sismos de magnitud moderada, otros sismos del Valle Mexicali-Imperial también han generado aceleraciones altas. Como ejemplo de estos eventos se pueden citar algunos de los eventos del enjambre Victoria de 1978 (Munguía y Brune, 1984a), el sismo de Victoria de 1980 (Simons, 1982) y el temblor del Valle Imperial de 1979 (Porcella et al., 1982). Considerando el promedio de las aceleraciones máximas de las tres componentes de cada estación que registro el temblor de Cerro Prieto, y comparando los resultados entre sí, resulta que las aceleraciones registradas por Delta y Chihuahua son 8 y 4 veces más bajas, respectivamente, que las registradas en el volcán Cerro Prieto. Esto sugiere un efecto de amplificación sobre las amplitudes observadas, causado posiblemente por la estructura del volcán. Por otro lado, el hecho de que a distancias epicentrales similares las aceleraciones máximas de la estación Chihuahua sean aproximadamente el doble de las observadas en la estación Delta podría deberse a un efecto de enfocamiento de energía, originado por una ruptura desarrollada hacia el norte a partir del hipocentro.

En principio esta observación es consistente con el mecanismo focal determinado por González (1991), del cual se infirió movimiento lateral izquierdo sobre una falla con rumbo N30°E.

Aún cuando el temblor de Cerro Prieto no ocasionó daños de consideración a las escasas estructuras que existen en la vecindad del epicentro, el evento constituye una evidencia más de que en el Valle de Mexicali ocurren sismos de magnitud intermedia que pueden dar lugar a aceleraciones muy altas del suelo. La experiencia de sismos pasados de la región indica que el daño que estos sismos causan depende directamente de la duración del movimiento en su máxima intensidad.

Los temblores de Superstition Hills de 1987 ($M_L=5.8$ y 6.0). Los epicentros de estos eventos fueron localizados al oeste del condado de Imperial, California. Sus efectos causaron alarma entre las poblaciones de uno y otro lado de la frontera internacional, observándose un daño considerable en las ciudades fronterizas de Calexico y Mexicali (Meehan et al., 1988). En esta ocasión los sismos fueron registrados por acelerógrafos analógicos ubicados en el volcán de Cerro Prieto, en el Hospital General de Mexicali (sótano y segundo piso) y en el Ejido Ignacio Zaragoza, aunque esta última estación solo registro ondas superficiales de amplitud baja. Las aceleraciones registradas en el hospital constituyen una base importante de datos, especialmente para los ingenieros, debido a que este edificio de 8 niveles sufrió daños de consideración teniendo que ser evacuado inmediatamente después de los sismos. En la Tabla 3 se aprecia que las aceleraciones máximas registradas en el sótano del hospital son de alrededor del 15% de la aceleración de la gravedad, mientras que las observadas en el tercer nivel son del 30% de g, casi el doble de las amplitudes registradas en el nivel inferior. Estos registros motivaron los estudios de vibración ambiental realizados en el edificio antes y después de que se efectuara la reparación del mismo (Mendoza et al., 1991).

El sismo de Santa Catarina de 1991 ($M_L=5.0$). Este temblor ocurrió el 3 de diciembre de 1991, a las 17 horas con 54 minutos. Tres estaciones acelerográficas localizadas en valle de Mexicali (RIL, DEL, VIC) y una estación instalada por dos días en la región de La Laguna Salada, Baja California (LAS) proporcionaron registros digitales de las aceleraciones generadas. El epicentro de este sismo se localizó a 10 km al norte del poblado de Santa Catarina, en las coordenadas 31.76° de latitud norte y 115.82° de longitud oeste y a una profundidad de 16.6 km (Vidal et al., 1992). Las distancias epicentrales a DEL, VIC, RIL y LAS son 89, 90, 93 y 68 km, respectivamente. Las aceleraciones máximas registradas se incluyen en la Tabla 3. Este temblor fue sentido en Mexicali, Tecate, Tijuana, San Diego y Ensenada.

Tabla 3. Aceleraciones máximas registradas para los sismos Cerro Prieto (1987), Superstition Hills (1987), Santa Catarina (1991) y San Miguel (1994)

Fecha d/m/a	Tiempo Origen hr: mn: seg	Estación	Distancia (km)	Aceleraciones	Máximas		Magnitud Local
				Long	Vert	(cm/seg) Tran	
07/02/87 (Cerro Prieto)	03 45 14.7	VCP	5.6	-911.4	-676.2	1421.0	5.4
		DEL	10.4	137.2	-88.2	166.6	
		CHI	13.4	303.8	-117.6	-323.4	
24/11/87 (Sup. Hills)	01 54 14.5	VCP	88.0	-28.2	-14.2	-16.9	5.8
		HMS	60.0	-29.0	-20.7	-16.3	
		HM2	60.0	-46.9	---	-59.6	
24/11/87 (Sup. Hills)	13 15 56.5	VCP	84.0	-146.4	96.3	-174.6	6.0
		HMS	57.0	136.1	121.1	-173.9	
		HM2	57.0	-269.0	---	-299.7	
03/12/91 (Santa Catarina)	17 54 36.0	IZA	108.0	38.6	10.9	31.0	5.0
		LAS	68.0	9.7	7.2	12.4	
		DEL	89.0	16.1	7.8	-17.6	
		VIC	90.0	-35.2	-7.4	-31.3	
23/03/94 (San Miguel)	02 59 16.18	RII	93.0	-16.9	-4.5	14.4	5.0
		K62	7.0	-48.0	38.2	100.8	
		TRH	15.0	121.5	75.5	102.9	
		HDI	30.0	-32.7	-26.8	39.8	
		DEL	121.7	-18.3	4.1	-22.2	
		CHI	128.8	16.7	-2.3	-16.2	
		TAM	134.0	15.9	-2.0	11.4	

El temblor de San Miguel de 1994 ($M_L = 5.0$). A pesar de que este sismo se originó a unos 50 km al este de la ciudad de Ensenada, sus efectos fueron sentidos también en Mexicali, Tecate, Tijuana y San Diego, sin haberse reportado daños materiales. En este caso el evento fue registrado por las estaciones analógicas K62 y TRH, ubicadas a 7 y 15 km del epicentro, y por cuatro estaciones digitales (HDI, TAM, DEL y CHI), localizadas a distancias epicentrales de entre 30 y 134 km (Tabla 3). Las estaciones que operan con acelerógrafos analógicos se activaron con la energía de las ondas S, perdiéndose la información inicial de las ondas P. Los valores máximos de las aceleraciones registradas están entre 30 y 120 cm/seg^2 . A diferencia de estas estaciones, el acelerógrafo digital SSA-1 de HDI registró la señal sísmica desde su inicio, observándose aceleraciones máximas de entre 26.0 y 40.0 cm/seg^2 (Figura 7). Las señales registradas por las estaciones digitales ubicadas en el valle de Mexicali muestran aceleraciones máximas similares a las de la estación HDI, no obstante que existe una diferencia de alrededor de 100 km en las distancias epicentrales. Es muy probable que esta observación sea un resultado del efecto de amplificación que origina la gruesa cubierta de sedimentos que caracteriza al valle de Mexicali (Munguía y Brune, 1984b). El sismo de San Miguel es el primer evento de magnitud 5.0 que registra la red en el Macizo Roco de Baja California, por lo que habrá que esperar a que se registren otros eventos para investigar con mayor detalle sobre las aceleraciones máximas esperadas y sobre la forma en que éstas se atenúan con la distancia. La obtención de registros de aceleración para sismos de la zona de San Miguel ayudaría a entender mejor las

propiedades físicas que distinguen al Macizo Roco Peninsular de la cuenca sedimentaria de la región del valle Mexicali-Imperial.

Como observaciones generales derivadas de los estudios de sismos pasados, se puede mencionar que en el valle Mexicali-Imperial ocurren sismos con liberaciones de esfuerzo muy altas. Varios eventos del enjambre Victoria de marzo de 1978, con magnitudes hasta de 4.8 y registrados a distancias de menos de 10 km, generaron caídas de esfuerzo de entre 1 bario y alrededor de 1 kbarios (Munguía y Brune, 1984a). Las señales sísmicas de los eventos principales de este enjambre se caracterizaron por paquetes de duración muy corta y frecuencias altas, con aceleraciones máximas del orden del 60% de g. Dos eventos anteriores al enjambre Victoria, y dos eventos posteriores al mismo (réplicas del temblor de Victoria de 1980) generaron también caídas de esfuerzo anómalamente altas (entre 1 y 2.5 kbarios). Las aceleraciones anómalas generadas por estos sismos de magnitud intermedia a baja podrían explicarse como el resultado de un efecto combinado de las altas caídas de esfuerzo y de un importante efecto de amplificación producido por los sedimentos (Munguía y Brune, 1984b). La cubierta sedimentaria en la región del valle de Mexicali-Imperial puede alcanzar hasta 6 km (Puente y de la Peña, 1978). A pesar de esta gruesa cubierta sedimentaria, los acelerogramas de temblores de esta región se caracterizan por un rico contenido de energía a frecuencias altas, lo cual hace evidente que a distancias cortas la atenuación del medio no juega un papel preponderante en la reducción de la energía radiada por la fuente.

CONCLUSIONES

En este trabajo se ha presentado una descripción de las características de las 25 estaciones que constituyen actualmente la Red de Acelerógrafos del Noroeste de México. La instrumentación digital que conformaba originalmente la red ha sido reemplazada en su totalidad por acelerógrafos digitales con sistemas de registro en memorias de estado sólido. Como principales beneficios de esto se lograron una mayor flexibilidad para la detección y registro de la información sísmica y una mayor facilidad para su procesamiento en el laboratorio. El número de estaciones que funcionan con instrumentación digital constituye un poco menos del 50 % de la totalidad de estaciones en operación; el resto de las estaciones utilizan acelerógrafos analógicos con registro en película fotográfica.

Adicionalmente a las actividades de instrumentación y mantenimiento de la red, se desarrolló una serie de programas computacionales, los cuales se utilizan en combinación con programas comerciales para procesar y analizar la información que se va generando. Con estos programas se producen archivos que contienen los datos de aceleración sin corregir (Volumen I), los datos corregidos por la respuesta instrumental y línea base (Volumen II) y los espectros de Fourier y de respuesta (Volumen III).

La información producida por la red en su periodo completo de existencia incluye aceleraciones registradas para sismos con magnitudes entre 3.0 y 6.6. La instalación de acelerógrafos digitales con memoria de estado sólido ha resultado en un incremento en el registro de sismos de magnitudes locales de entre 3.0 y 5.0. Esto, aunado al hecho de que se tiene contemplado instalar algunas estaciones adicionales en la zona del Macizo Roco Peninsular para mejorar la cobertura instrumental, permite suponer que en la eventualidad de un sismo de mayores proporciones la red lo registrará adecuadamente.

AGRADECIMIENTOS

La Red de Acelerógrafos del Noroeste de México es producto de la continuación del trabajo inicial de investigadores de la UCSD (particularmente Jim Brune, John Anderson y Frank Vernon) y de la UNAM (Jorge Prince y Enrique Mena). Deseamos hacer patente nuestro agradecimiento a todo el personal técnico de ambas instituciones (no se citan nombres para no hacer omisiones involuntarias) que colaboró de una u otra forma en la instalación de la red original. El desarrollo de esta nueva etapa de la red ha sido posible gracias al financiamiento proporcionado por el CICESE y el CONACYT,

financiamiento que ha permitido optimizar su mantenimiento y fortalecer su infraestructura. Algunas de las estaciones están habilitadas con acelerógrafos analógicos proporcionados por la CFE, por lo que se agradece a los Ingenieros Edmundo Moreno Gómez y Enrique Mena de esta dependencia federal. Agradecemos ampliamente el apoyo que técnicos del CICESE proporcionaron a la red en sus diferentes etapas, particularmente a Luis Orozco, Oscar Gálvez y Miguel Farfán. Así mismo, reconocemos ampliamente el trabajo de Tito Valdéz y de Manuel Luna en el laboratorio de electrónica y en el procesamiento y catalogación de la información registrada, respectivamente.

REFERENCIAS

- Anderson, J. G., and R. S. Simons, 1982. The Mexicali Valley earthquake of 9 June 1980: Earthquake Engineering Research Institute Newsletter, V.16, pp. 73-105.
- Anderson, J. G., J. N. Brune, J. Prince and F. Vernon, III, 1983. Preliminary report on the use of digital strong motion recorders in the Mexicali valley, Baja California. Bulletin of the Seismological Society of America, V. 73, No. 5, pp. 1451-1467.
- Anderson, J. G. and J. N. Brune, 1991. The Victoria accelerometer for the 1980 Mexicali Valley earthquake. Earthquake spectra, Earthquake Engineering Research Institute, V. 7, No. 1, pp. 29-43.
- González, G. J., 1991. The 7 February, 1987 Cerro Prieto (M=5.4), Mexicali, Baja California, Mexico earthquake: Left lateral strike-slip motion on a NNE fault. Abstract in EOS, p. 352, American Geophysical Union meeting, Dec. 9-13, 1991, San Francisco, California.
- Meehan, J., E. Hart and A. Schiff, 1988. Superstition Hills earthquakes, November 23 and 24, 1987 Imperial County, California. Earthquake Engineering Research Institute Newsletter, V. 22, No. 2, pp. 1-8.
- Mendoza, L., A. Reyes and E. Luco, 1991. Ambient vibration tests of the Mexicali General Hospital. Earthquake Spectra, Earthquake Engineering Research Institute, V. 7, No. 2, pp. 281-300.
- Munguía, L., and J. N. Brune, 1984a. High stress drop events in the Victoria, Baja California, earthquake swarm of 1978 March: Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, V. 76, pp. 725-752.

- Munguía, L., and J. N. Brune, 1984b. Local magnitude and sediment amplifications observations from earthquakes in the northern Baja California-southern California region. *Bulletin of the Seismological Society of America*, V. 74, pp. 107-119.
- Munguía, L., and J. N. Brune, 1984c. Simulations of strong ground motion for earthquakes in the Mexicali-Imperial Valley region. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, V. 79, No. 3, pp. 747-771.
- Munguía, L., J. G. Anderson, and J. N. Brune, 1988. The Cerro Prieto earthquake of February 6, 1987 and processed strong-motion data: California Department of Conservation, Division of Mines and Geology Office of Strong Motion Studies, Report OSMS 87-04.
- Nava, F. A., and J. N. Brune, 1983. Source mechanism and surface wave excitation for two earthquakes in northern Baja California: *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, v. 73, pp. 739-763.
- Olson, A. and R.J. Apsel, 1982. Finite fault and inverse theory with applications to the 1979 Imperial Valley earthquake. *Bulletin of the Seismological Society of America*, V. 72, pp. 1969-2001.
- Porcella, R. L., R. B. Matthiesen, and R. P. Maley, 1982. Strong-motion data recorded in the United States, in *The Imperial Valley, California, Earthquake of October 15, 1979*; U.S. Geological Survey, Professional Paper 1254.
- Puente, I. and A. de la Peña, 1978. Geology of the Cerro Prieto geothermal field. *Proceedings of the 1st Symposium on the Cerro Prieto geothermal field, Baja California, México*, pp. 17-40.
- Silver, P. and T. Masuda, 1985. A source extent analysis of the Imperial Valley earthquake of October 15, 1979, and the Victoria earthquake of June 9, 1980. *Journal of Geophysical Research*, V. 89, No. 89, pp. 7639-7651.
- Simons, R. S., 1982. The strong motion record from station Victoria, In J. C. Anderson and R. S. Sii-nons, eds., *The Mexicali valley earthquake of June 9, 1980: Newsletter of Earthquake Engineering Research Institute*, V. 16, pp. 83-87.
- Trifunac, M.D. and V.W. Lee, 1973. Routine processing of strong motion accelerograms. *Earthquake Engineering Research Laboratory report EERL 73-03*, California Institute of Technology, Pasadena, California.
- Vidal, A., J. González y F. Farfán, 1992. Boletín de Información Sísmica, Julio-Diciembre de 1991, Red Sísmica del Noroeste de México (RESNOM), Comunicaciones Académicas CICESE, CISID9302, 112, pp.

ESTUDIO DE SISMICIDAD EN LA ZONA GEOTERMICA LAS TRES VIRGENES, BAJA CALIFORNIA SUR.

Luis Munguía y Víctor Wong
División Ciencias de la Tierra, CICESE.
Apdo. Postal 2732, Ensenada, Baja California, México.

RESUMEN

Se describe la actividad sísmica de la zona que incluye al campo geotérmico Las Tres Virgenes, Baja California Sur, en el contexto del tectonismo regional. La información analizada consiste en datos registrados de enero 28 a mayo 12 de 1993 con una red local de cinco estaciones digitales instalada para apoyo de los estudios geofísicos de exploración que la Comisión Federal de Electricidad realiza en la zona. Los resultados obtenidos indican un alto nivel de actividad sísmica, consistente en eventos de carácter tectónico, predominantemente, con algunos eventos que podrían estar asociados a actividad volcánica y/o geotérmica. En esta etapa inicial de nuestros estudios, sin embargo, no se hace ningún intento por clasificar y cuantificar estos eventos de acuerdo a la naturaleza de sus fuentes.

Los epicentros localizados definen varias zonas de actividad, entre las que sobresalen la ubicada hacia el costado oeste del Volcán El Azufre y las asociadas a las fallas denominadas en este trabajo como El Rayo y Cuevege. En la parte norte de la zona de estudio se observó actividad sísmica en asociación con la falla El Azufre y las fallas de la Sierra El Aguajito. Todas estas fallas son responsables de los sismos de mayor magnitud (entre 2.5 y 4.0) detectados en el periodo de registro. El 45% de los eventos fueron localizados a profundidades que van de 3 a 5 km, siendo éstos los que ocurren en la zona de los volcanes, hacia la parte oeste de la zona de estudio. En la zona de falla El Rayo la distribución vertical de hipocentros define dos zonas ubicadas a profundidades de entre 3 y 5 km y entre 8 y 12 km, sin observarse sismicidad entre ellas. En la porción norte de la zona, la profundidad focal se incrementa en la dirección noreste.

Otros resultados del estudio indican que el valor de la razón entre las velocidades de propagación de las ondas P y S, V_p/V_s , no difiere de valores observados normalmente para sólidos de Poisson (1.73). Por otro lado, el valor del parámetro b, determinado preliminarmente, es igual a 1.33 y concuerda con estimaciones reportadas para otras regiones de actividad geotérmica en el mundo.

Finalmente, se determinaron soluciones de plano de falla para eventos de diferentes áreas, encontrando mecanismos de fallamiento de diferentes tipos. Sin embargo, lo limitado de la información disponible para este estudio no permite alcanzar conclusiones sólidas al respecto.

INTRODUCCION

Para cubrir las etapas iniciales de la exploración geotérmica en la zona Las Tres Virgenes, Baja California Sur, la Comisión Federal de Electricidad (CFE) ha realizado una serie de estudios multidisciplinarios en los que se apoya para elegir los sitios para la perforación de pozos exploratorios, tales como el pozo LV-2 ya existente (Venegas y Arellano, 1992).

En lo que respecta a estudios sísmicos, a la fecha no se había realizado ningún estudio a detalle de las características sísmicas de la zona. El único antecedente

que existe es el haber monitoreado la sismicidad del complejo volcánico Las Tres Virgenes por un periodo de seis meses (Mayo-Octubre de 1992) con una sola estación sismológica de tipo analógico y registro de movimiento vertical (Wong y Munguía, 1992). La información registrada durante ese monitoreo exploratorio indicó una actividad sísmica muy alta para la región, actividad que consistió principalmente en eventos de carácter tectónico, caracterizados por un rico contenido de altas frecuencias, y temores, los cuales, por las características de sus señales, podrían tener su origen en actividad hidrotermal o volcánica. Las magnitudes asignadas a los eventos registrados fueron en algunos casos hasta de alrededor de 3.0.

Con este antecedente, la CFE instaló cinco estaciones con instrumentos de registro digital y capacidad para registrar tres componentes de movimiento en direcciones mutuamente ortogonales. Esta red empezó a funcionar a partir de febrero de 1993. En este trabajo se describen los resultados del análisis de la información digital registrada durante los cuatro primeros meses de operación de la red. Por ser este el primer estudio de microsismicidad que se realiza en la zona con datos de varias estaciones, el análisis está orientado principalmente hacia aspectos básicos como la determinación de hipocentros y su relación con las estructuras de la zona de estudio. Un análisis más detallado de la información digital para intentar clasificar, de manera más rigurosa, a los diferentes eventos sísmicos del campo geotérmico Las Tres Vírgenes, se encuentra actualmente en desarrollo y los resultados serán presentados en una publicación posterior. En consecuencia, el objetivo principal de este estudio consiste en aportar información respecto al nivel básico de la actividad sísmica de la zona, desde el punto de vista de la tectónica regional. Este nivel de sismicidad, por encontrarse aún el campo geotérmico en la etapa de estudios exploratorios, no se ve afectado ni por los aumentos o disminuciones en la producción del recurso geotérmico ni por la reinyección de fluidos que comúnmente se llevan a cabo en yacimientos en explotación. En caso de que en el futuro se empiece a explotar el recurso geotérmico del yacimiento, esta información servirá como marco de referencia para monitorear las variaciones de la microsismicidad inducidas por la extracción o inyección de fluidos.

AREA DE ESTUDIO

La zona geotérmica Las Tres Vírgenes está localizada en la porción noreste del Estado de Baja California Sur, a 35 kilómetros al noroeste del Puerto de Santa Rosalía y a 36 km al noreste del poblado de San Ignacio. Las estructuras morfológicas principales de esta zona y su vecindad inmediata son la Sierra El Aguajito, los volcanes Las Tres Vírgenes, El Azufre, El Viejo y El Partido y la caldera La Reforma (Figura 1). En los trabajos de Gastil *et al.* (1975), Demant (1981) y Sawlan (1981), entre otros, se hace referencia a esta zona del Plio-Cuaternario como al complejo volcánico Las Tres Vírgenes y se sugiere que éste se desarrolló como una cuenca con orientación NO-SE en respuesta a los esfuerzos tensionales del ambiente tectónico del Golfo de California. Con base en los estudios multidisciplinarios que la CFE ha efectuado desde 1983 en la zona, se puede postular al complejo volcánico Las Tres Vírgenes como una zona con potencial para resultar un campo geotérmico productivo (Ballina y Herrera, 1985; Venegas y Arellano, 1992; Bigurra, 1993).

MARCO SISMOTECTONICO

El estado de Baja California Sur, por su posición geográfica y condiciones naturales, se enmarca dentro de una región históricamente activa desde el punto de vista geológico. De acuerdo a la teoría de la Tectónica de Placas, el sistema de fallas que se extiende a lo largo del Golfo de California define un segmento de la frontera entre las placas de Norteamérica y del Pacífico. Este segmento de frontera entre placas se caracteriza por una serie de fallas transcurrentes (con rumbo aproximado de N45°W) dispuestas en forma escalonada e interconectadas entre sí por segmentos de cresta oceánica (con rumbo aproximado de N45°E) que progresan de una corteza predominantemente oceánica en la porción sur del golfo a una corteza continental hacia el norte del mismo (Phillips, 1964; Moore, 1973; Lonsdale y Lawver, 1980). La interacción de estas placas se inició a partir del Terciario Tardío (hace aproximadamente 5.5 millones de años) y ha dado como resultado la separación de la península del resto del país, con la consecuente formación del golfo (Moore y Buffington, 1968; Larson *et al.*, 1968; entre otros).

Los estudios geofísicos y geológicos realizados hasta la fecha en la región del golfo demuestran que la península de Baja California se desplaza hacia el noroeste, con respecto al resto del país, a la razón de 6 centímetros por año (Moore y Buffington, 1968; Larson *et al.*, 1968), produciendo una actividad sísmica consistente en temblores con magnitudes hasta de 7.0.

Los efectos de la actividad tectónica del golfo inciden sobre el área peninsular y la costa noroccidental del país. La manifestación de estos efectos se presenta como actividad sísmica frecuente, actividad volcánica (Demant, 1981; Sawlan, 1981) y deformación cortical (Normark y Curran, 1982). La actividad volcánica, menos frecuente, está manifiesta en el área del complejo volcánico Las Tres Vírgenes, al norte de Santa Rosalía, Baja California Sur. Acerca de este fenómeno existen documentos históricos y estudios geológicos que reportan la actividad ocurrida desde hace más de 200 años a la fecha (Demant, 1981; Sawlan, 1981).

Es común que muchos de los campos geotérmicos se desarrollen en asociación con estructuras volcánicas del Cuaternario, superpuestas sobre estructuras tectónicas del Terciario. Particularmente, el complejo volcánico Las Tres Vírgenes, como ya se ha mencionado, está ubicado en la región de influencia del ambiente tectónico del Golfo de California, y en consecuencia es de esperarse que la actividad sísmica de las estructuras de esta zona, así como la actividad volcánica, sean un resultado del patrón de esfuerzos compresionales N-S que causan el desplazamiento de las placas. La zona de estudio está



Figura 1. Mapa de la zona de estudio. Se muestra la topografía y las fallas que han sido identificadas. Los triángulos indican la ubicación de las estaciones sísmológicas.

limitada al norte por el cinturón batolítico cretácico y al sur por las rocas volcánicas miocénicas de la Sierra La Giganta (Gastil et al., 1975; Gastil et al., 1979). Las rocas más antiguas de la zona (cuarzo monzonitas del Cretácico Superior) están cubiertas por gruesas capas de aglomerados y derrames andesíticos definidas como la Formación Comondú (Heim, 1922; citado por Colletta y Angelier, 1981). Sobre esta formación se encuentra una serie de estratos de sedimentos marinos conocidos, de acuerdo a su disposición de mayor a menor profundidad, como El Boleo, La Gloria, El Infierno y Santa Rosalía (Colletta y Angelier, 1981).

Existen en la zona una serie de estructuras entre las que destacan en forma predominante aquellas con orientaciones NO-SE y NE-SO. Las fallas Las Víboras y El Azufre son ejemplos de las primeras, y estructuras como la falla La Puerta, la fractura del Cañón del Azufre y la falla El Cimarrón son ejemplos de las segundas. Fallas importantes con orientación N-S son El Colapso y El Mosquito. Además de éstas, existen otras estructuras importantes en la zona de estudio, pero las que se han mencionado son las de mayor relevancia por estar ubicadas en las zonas de manifestaciones hidrotermales y fumarolas de la región.

Por otro lado, los datos de anomalías de Bouguer que existen para la zona muestran una anomalía negativa al centro del área de estudio, con una orientación NO-SE. Los gradientes gravimétricos pronunciados que se observan hacia el SE y hacia el NO reflejan la existencia de las estructuras observadas en la superficie (Venegas y Arellano, 1992). Esto, en el contexto geológico regional refleja la estructura de la cuenca en la que se desarrolló el complejo volcánico Las Tres Vírgenes a través de fallas de rumbo NO-SE.

El yacimiento geotérmico Las Tres Vírgenes podría estar alojado en la Formación Comondú, la cual posee las condiciones apropiadas de permeabilidad. La fuente de calor probable para este yacimiento sería la cámara magmática del Volcán Las Tres Vírgenes (ubicada a una profundidad de alrededor de 4 km (Viggiano, 1992)), el cual se ha reportado haber tenido actividad en 1746 (Ives, 1962; citado por Demant, 1981).

ESTACIONES SISMICAS

La red de estaciones sísmicas utilizadas cubrió una zona de alrededor de 200 km², con una separación promedio de 8 km entre estaciones adyacentes (Figura 1). Los equipos de registro se instalaron en el interior de casetas de concreto de 1.20mX0.70mX0.50m construidas específicamente para tal fin. La energía eléctrica requerida para el funcionamiento de los aparatos se proporcionó mediante celdas solares. En cada estación la instrumentación consistió en grabadoras digitales DR-2000, de la marca Sprengnether, acopladas a sensores S-6000 (de frecuencia natural igual a 2Hz), también de la marca Sprengnether, o sensores Teledyne, modelo S-500 (de frecuencia natural igual a 1 Hz). Cada estación registró tres componentes ortogonales del movimiento del terreno (N-S, E-O y vertical) a una razón de 100 muestras por segundo para cada componente y con una precisión de 12 bits (equivalente a 1 parte en 4096). Las grabadoras digitales funcionaron con filtros pasa-bajos con frecuencias de corte a 25 Hz y con un sistema de control automático de ganancia, adicional a los pasos de ganancia opcionales que se eligen según el nivel del ruido propio de cada sitio de registro.

DATOS

La sismicidad registrada entre el 28 de enero y el 12 de mayo de 1993 incluye 729 eventos locales y regionales, de los cuales solo 175 se grabaron en tres o más estaciones. Este número relativamente bajo de eventos registrados en al menos tres estaciones refleja, hasta cierto punto, el hecho de que muchos de los temblores detectados

fueron de magnitud muy pequeña (<1.0), por un lado, y por otro que en ocasiones no todas las estaciones funcionaron simultáneamente. De los eventos grabados en tres o más estaciones alrededor de 50 de ellos ocurrieron en el Golfo de California.

En cuanto a la calidad de los datos, se considera en general que las señales sísmicas registradas son de buena calidad. En las Figuras 2 y 8 se muestran ejemplos de sismogramas registrados a varias distancias epicentrales para eventos de diferente naturaleza y características. En una sección posterior se describen algunas de las características de los registros.

Para la localización de hipocentros, los tiempos de arribo de las fases P y S fueron medidos directamente de señales sísmicas desplegadas en la pantalla de computadoras personales. Este procedimiento tiene la ventaja de que los datos pueden graficarse a la escala más conveniente para aumentar la precisión en las mediciones. De esta manera, los tiempos de ondas P se midieron de los registros de movimiento vertical con una precisión que oscila entre 0.05 y 0.1 segundos, correspondiendo la precisión más alta a situaciones de arribos impulsivos de onda P, como fue el caso de la gran mayoría de los datos. Análogamente, los tiempos de arribo de ondas S se obtuvieron de los registros de componente horizontal. Comúnmente el error en la medición de este tiempo está sujeto a las características del registro y a la apreciación del lector en cuanto al arribo de esta fase. Sin embargo, el hecho de utilizar el cursor de la computadora con ambas componentes horizontales, desplegadas simultáneamente en la pantalla del monitor, nos permite estimar un error de lectura que no es mayor de 0.2 segundos en la mayoría de los casos. Cuando el primer movimiento de la onda S es también impulsivo, el error en la medición de su tiempo de arribo es similar al error asociado con las lecturas de los tiempos de onda P.

MODELO DE CORTEZA

El modelo de velocidades utilizado en el proceso de determinación de hipocentros se muestra en la Figura 3 conjuntamente con modelos de corteza propuestos en la literatura para la península y la región del Golfo de California. En la definición de este modelo se consideraron tanto la información litológica obtenida por la CFE durante la perforación del pozo LV-2 (Viggiano, 1992) como los resultados de estudios realizados con anterioridad por Thatcher y Brune (1973) y Phillips (1964). Con base en la información litológica del pozo LV-2 se asignaron velocidades a las primeras 5 capas del modelo, de acuerdo a las densidades del material de los diferentes estratos. Estrictamente esta parte del modelo sólo es válida para la

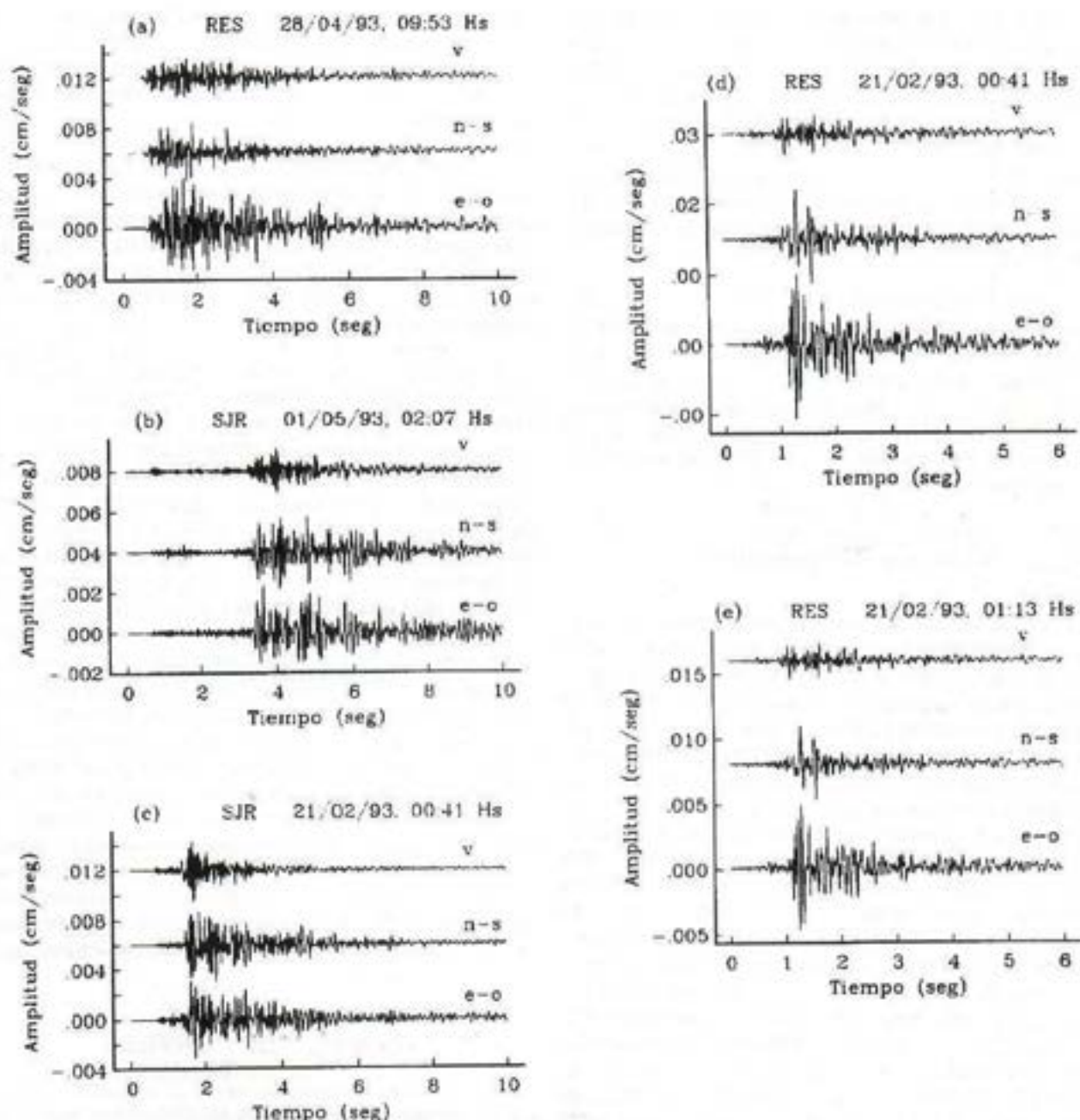


Figura 2. Ejemplos de registros digitales. Los sismogramas de (d) y (e) corresponden a dos eventos similares registrados por RES. El segundo de estos eventos ocurrió a 32 minutos del primero.

zona particular del pozo LV-2 (estación RES). Por no contar con información similar para los otros sitios de registro se tuvo que suponer una estructura idéntica bajo las otras estaciones.

Para definir la velocidad de las capas del modelo a profundidades mayores que la profundidad del pozo LV-2 se consideraron los estudios de Thatcher y Brune (1973) y Phillips (1964). En el primero de estos estudios se obtuvieron modelos de corteza para la región peninsular

de Baja California, la parte occidental del estado de Sonora y las porciones occidental, central y oriental del Golfo de California, mediante análisis de la dispersión de ondas superficiales y tiempos de viaje de ondas internas. En el segundo trabajo se realizaron estudios de refracción sísmica en las regiones norte, centro y sur del Golfo de California. Thatcher y Brune (1973) determinaron que la corteza tiene espesores de alrededor de 25 km tanto en la región peninsular como en Sonora, mientras que para la corteza de la parte occidental del Golfo de California

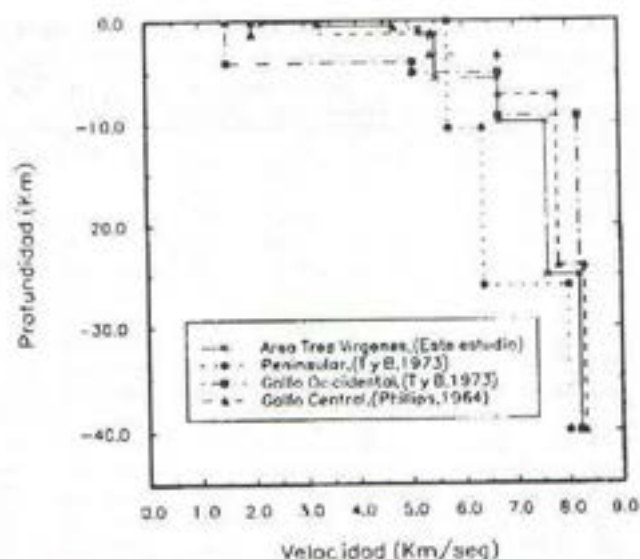


Figura 3. Modelo de velocidades para la zona geotérmica Las Tres Virgenes. Se incluyen los modelos regionales propuestos por Thatcher y Brune (1973) y Phillips (1964).

determinaron un espesor de alrededor de 9 km. Los resultados de ambos estudios muestran que la corteza de la región del golfo exhibe una gran variación de las velocidades en una dirección perpendicular al eje del mismo. Estas variaciones laterales de la velocidad dificultan la obtención de localizaciones precisas de hipocentros cuando se trata de usar modelos de velocidades más complejos que un simple semiespacio homogéneo.

De acuerdo a la Figura 3, en las capas más superficiales, definidas en función de la información litológica del pozo LV-2, el modelo para Las Tres Virgenes se asemeja más al modelo de Phillips (1964) que al modelo de Thatcher y Brune (1973), lo cual se explica por un mayor poder resolutivo del estudio de refracción sísmica a profundidades someras sobre el estudio de dispersión de ondas superficiales. A profundidades mayores de 5 km el modelo de Thatcher y Brune (1973) para la porción occidental del golfo y el modelo de Phillips (1964) son muy similares entre sí. En consideración a que la corteza bajo la península y Sonora tiene un espesor de alrededor de 25 km, en comparación con la zona del golfo cuya corteza es de tipo oceánico (9 a 11 km), y a la ubicación de la zona de estudio, creemos que el modelo de corteza para Las Tres Virgenes debe ser más semejante a estos modelos que al modelo de estructura peninsular de Thatcher y Brune (1973). Bajo estas consideraciones se eligió el modelo de velocidades utilizado para la determinación de los parámetros hipocentrales.

En la sección de localización de epicentros se discute lo referente a correcciones de estación por diferencias en la altitud de los sitios de registro.

DIAGRAMA DE WADATI, V_p/V_s .

Con los tiempos de arribo de fases P y S más precisos se elaboraron diagramas de Wadati (Wadati, 1933) para determinar el valor de la razón V_p/V_s , siendo V_p y V_s las velocidades de propagación de las ondas P y S, respectivamente. En la Figura 4 se muestra el diagrama de Wadati preparado con datos de eventos localizados a profundidades focales de entre 0 y 5 km. En este diagrama, dP y dS son las diferencias entre los tiempos de arribo a las estaciones más alejadas del epicentro y la estación más cercana. Utilizando el método estándar de mínimos cuadrados se determinó la línea recta que se ajusta mejor a la tendencia mostrada por los datos (línea sólida). La pendiente de esta recta, obtenida con un coeficiente de correlación de 0.95, corresponde al valor de la razón V_p/V_s . En este caso en particular, el valor calculado es igual a 1.73. De manera completamente análoga se determinó una razón V_p/V_s igual a 1.70 para eventos con profundidades entre 9 y 12 km. Estos valores de V_p/V_s conducen a razones de Poisson de 0.25 y 0.24, respectivamente. Es importante señalar que la forma en que se han determinado estos valores es completamente independiente del modelo de velocidades elegido para la zona de estudio. En su determinación solamente se usaron las mediciones de tiempo tomadas directamente de los sismogramas. Sin embargo, en este punto es razonable pensar que dependiendo de la distribución espacial de las fuentes sísmicas y de las dimensiones y posición del yacimiento geotérmico u otros posibles cuerpos anómalos del campo,

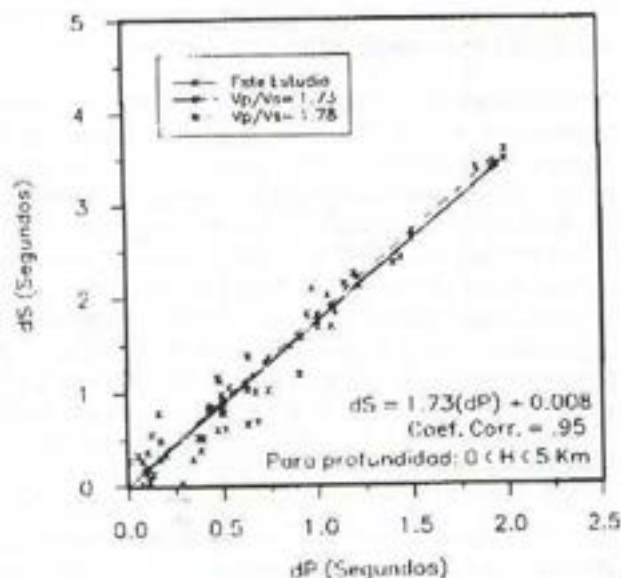


Figura 4. Diagrama de Wadati preparado con diferencias en los tiempos de arribo de las fases P y S a las estaciones. La línea continua corresponde al mejor ajuste lineal a los datos de temblores con profundidad entre 0 y 5 km.

parte de las trayectorias seguidas por la energía tendrían que estar contenidas (en algunos casos más y en otros menos) en estos volúmenes. De ser así, la variación en las velocidades de propagación de las ondas P y S darían lugar a valores diferentes de Vp/Vs, según la ubicación de los grupos de eventos utilizados en su determinación. El hecho de haber obtenido prácticamente el mismo valor de Vp/Vs para conjuntos de datos generados a distintas profundidades amerita efectuar una investigación más detallada de la información.

EPICENTROS Y PROFUNDIDADES FOCALES

La localización de los epicentros se hizo con el programa HYPO71 de Lee y Lahr (1975) y el modelo de corteza descrito en una sección anterior. El nivel de referencia para la especificación de las profundidades focales se colocó a la altura del sitio de la estación RES, altitud que también corresponde al sitio de perforación del pozo LV-2. Esta es la estación ubicada a mayor elevación con respecto al nivel medio del mar (730 m). La diferencia de altitudes entre esta estación y la estación más baja es de alrededor de 500 m. Con el propósito de aplicar una compensación en los tiempos de viaje, y corregir así por la diferente altitud entre estaciones, se hizo una estimación de las correcciones de tiempo para las estaciones más bajas mediante el cálculo de curvas de tiempo de viaje. Las correcciones de tiempo determinadas están entre 0.1 y 0.15 segundos. Para propósitos prácticos, lo pequeño de estas correcciones produjo esencialmente los mismos resultados que cuando éstas no se aplican.

En la Tabla 1 se presenta la información de 116 eventos localizados con la información digital registrada entre febrero y mayo de 1993 y 12 eventos localizados con datos de tres estaciones analógicas instaladas en el campo por un período de tres días durante diciembre de 1992. De estos 128 eventos, el 80 % de ellos fueron localizados con errores hasta de 1.5 km, tanto para el epicentro como para la profundidad. Las fuentes del 45 % de los eventos fueron localizadas a profundidades de entre 3 y 5 km. El resto de la sismicidad se generó a profundidades de entre 0 y 3 km (8%) y entre 5 y 12 km (47%). La raíz cuadrada del valor cuadrático medio de los residuales de tiempo (RMS) fue menor que 0.2 segundos para el 95% de los eventos localizados. En la Figura 5 se muestra la distribución de los epicentros utilizando círculos de diferente tamaño para indicar la magnitud de los eventos. La discusión de los resultados se presenta en las siguientes secciones.

Tabla 1. Epicentros localizados en la región del campo geotérmico Las Tres Virgenes, Baja California Sur

Fecha			Tiempo			Coordenadas Epicentrales			Prof. Mag.		
a	m	d	Hr	Mn	Seg	Latitud	(N)	Longitud	(O)	(km)	
93	01	29	23	43	8.68	27°	26.29'	112°	35.30'	3.76	1.68
93	01	31	9	35	31.25	27°	22.35'	112°	46.38'	8.53	1.27
93	02	02	4	20	39.72	27°	20.99'	112°	40.66'	12.00	2.00
93	02	02	6	48	32.66	27°	19.87'	112°	35.79'	9.78	2.49
93	02	02	8	40	55.41	27°	20.55'	112°	40.23'	12.00	2.37
93	02	02	10	17	58.06	27°	21.49'	112°	42.38'	9.33	2.16
93	02	04	2	45	8.83	27°	26.00'	112°	35.28'	1.73	2.35
93	02	04	6	46	20.56	27°	30.17'	112°	36.50'	4.95	2.41
93	02	04	9	43	33.48	27°	30.22'	112°	36.03'	4.16	1.77
93	02	04	9	44	23.40	27°	32.35'	112°	35.52'	4.42	1.44
93	02	04	21	18	20.87	27°	29.85'	112°	35.52'	4.00	2.03
93	02	04	22	24	27.82	27°	29.35'	112°	35.59'	4.59	2.13
93	02	04	23	37	54.89	27°	30.24'	112°	35.46'	3.96	1.87
93	02	05	6	03	55.17	27°	30.64'	112°	34.80'	4.70	1.43
93	02	05	8	30	12.94	27°	19.88'	112°	35.59'	9.75	2.70
93	02	05	8	31	7.69	27°	21.07'	112°	30.84'	4.00	3.03
93	02	05	8	48	8.56	27°	19.83'	112°	35.65'	9.49	2.24
93	02	05	12	59	3.02	27°	21.15'	112°	32.41'	10.11	1.69
93	02	05	13	54	13.77	27°	30.18'	112°	35.51'	3.67	1.50
93	02	05	22	28	43.23	27°	34.68'	112°	35.63'	9.01	2.63
93	02	08	10	4	7.70	27°	30.51'	112°	35.60'	4.55	1.52
93	02	08	10	9	24.12	27°	30.50'	112°	35.81'	4.23	1.37
93	02	08	17	3	9.85	27°	19.97'	112°	36.24'	12.00	1.79
93	02	10	13	47	25.78	27°	33.62'	112°	32.26'	7.00	2.26
93	02	10	13	52	5.17	27°	28.24'	112°	31.51'	1.23	1.90
93	02	11	21	2	32.92	27°	33.29'	112°	32.24'	7.10	1.89
93	02	12	12	19	26.63	27°	28.61'	112°	38.13'	6.52	1.91
93	02	12	23	29	32.35	27°	21.04'	112°	31.71'	4.78	3.08
93	02	13	13	57	54.38	27°	24.86'	112°	35.33'	15.48	2.33
93	02	13	14	45	28.50	27°	21.10'	112°	31.51'	4.62	3.59
93	02	13	15	12	58.56	27°	40.97'	112°	43.32'	9.28	2.33
93	02	14	20	43	11.61	27°	34.53'	112°	32.75'	6.22	1.64
93	02	15	8	41	37.40	27°	32.79'	112°	33.62'	4.91	1.58
93	02	17	22	57	40.22	27°	25.42'	112°	25.07'	12.99	1.97
93	02	18	1	14	52.19	27°	30.91'	112°	33.56'	4.79	1.11
93	02	18	15	58	40.45	27°	30.99'	112°	33.58'	4.73	2.11
93	02	18	17	27	50.04	27°	29.49'	112°	35.17'	3.95	1.48
93	02	18	19	17	32.19	27°	34.30'	112°	30.66'	10.96	1.34
93	02	19	8	21	48.32	27°	26.70'	112°	33.78'	1.75	1.64
93	02	21	6	8	18.98	27°	31.87'	112°	37.38'	3.22	2.08
93	02	22	3	38	18.98	27°	21.21'	112°	34.20'	11.08	1.81
93	02	22	6	19	1.65	27°	34.61'	112°	37.28'	8.88	1.65
93	02	22	10	8	50.28	27°	26.39'	112°	35.45'	4.56	1.32
93	02	23	22	52	46.14	27°	30.66'	112°	35.07'	4.69	1.81
93	02	25	3	56	17.21	27°	19.93'	112°	36.46'	9.40	1.38
93	02	25	16	38	57.62	27°	29.10'	112°	35.68'	4.07	1.31
93	02	25	17	3	7.14	27°	28.69'	112°	34.08'	12.00	1.80
93	02	27	1	37	16.77	27°	30.83'	112°	31.77'	6.78	1.32
93	02	27	19	42	15.41	27°	21.06'	112°	35.80'	9.06	1.97
93	03	01	11	8	32.03	27°	33.62'	112°	33.41'	10.59	1.48
93	03	02	10	41	27.69	27°	36.72'	112°	34.50'	9.63	1.50
93	03	04	17	48	56.98	27°	34.61'	112°	31.62'	9.25	1.70
93	03	04	23	43	26.80	27°	25.46'	112°	34.31'	5.09	1.90
93	03	05	0	52	2.89	27°	30.60'	112°	29.94'	5.53	1.60
93	03	06	6	38	6.41	27°	29.51'	112°	36.95'	3.71	1.79
93	03	06	15	36	33.60	27°	29.44'	112°	31.24'	5.56	1.49

Tabla 1. (...Continuación).

Fecha						Tiempo			Coordenadas Epicentrales			Prof. Mag.		
a	m	d	Hr	Mn	Seg	Latitud	(N)	Longitud	(O)	(km)				
93	03	06	21	12	17.28	27°	27.85'	112°	35.04'	3.11	1.44			
93	03	07	16	36	45.61	27°	30.01'	112°	35.27'	4.67	1.41			
93	03	08	1	51	56.05	27°	29.60'	112°	30.65'	5.97	1.52			
93	03	08	2	16	14.72	27°	29.81'	112°	30.49'	5.88	1.53			
93	03	08	6	12	22.80	27°	30.43'	112°	30.68'	7.26	1.40			
93	03	08	6	19	52.72	27°	30.39'	112°	30.77'	7.50	1.42			
93	03	08	7	54	45.86	27°	33.54'	112°	30.69'	14.46	1.48			
93	03	08	15	17	24.60	27°	33.04'	112°	31.66'	9.14	2.19			
93	03	09	4	15	56.58	27°	30.05'	112°	35.29'	3.83	1.74			
93	03	09	4	27	39.47	27°	30.12'	112°	5.54'	4.24	1.36			
93	03	09	4	34	38.63	27°	30.30'	112°	35.51'	4.03	1.80			
93	03	09	4	35	41.43	27°	21.01'	112°	35.53'	4.00	2.21			
93	03	09	4	59	21.79	27°	31.66'	112°	35.99'	4.39	1.43			
93	03	09	5	2	21.59	27°	30.11'	112°	35.39'	4.64	1.31			
93	03	09	5	18	33.65	27°	31.62'	112°	35.77'	5.05	2.13			
93	03	09	5	19	29.57	27°	30.22'	112°	34.86'	7.01	1.97			
93	03	09	6	24	19.15	27°	30.18'	112°	37.11'	0.54	1.64			
93	03	09	22	4	43.52	27°	29.73'	112°	35.97'	5.35	1.56			
93	03	10	2	3	39.84	27°	28.58'	112°	35.51'	3.36	1.40			
93	03	10	11	31	28.38	27°	22.07'	112°	31.77'	9.80	4.00			
93	03	10	18	6	34.26	27°	32.89'	112°	34.32'	5.40	1.41			
93	03	10	18	7	58.70	27°	34.60'	112°	36.27'	7.79	2.13			
93	03	10	20	34	43.21	27°	31.97'	112°	34.80'	6.00	1.42			
93	03	13	0	4	55.59	27°	21.63'	112°	30.48'	4.43	2.13			
93	03	14	0	10	53.20	27°	21.56'	112°	35.71'	4.00	1.87			
93	03	14	11	26	6.74	27°	30.16'	112°	35.27'	4.74	1.36			
93	03	15	9	39	15.80	27°	23.75'	112°	36.04'	2.00	2.01			
93	03	16	1	49	39.58	27°	21.70'	112°	35.75'	14.00	2.10			
93	03	17	12	5	3.00	27°	19.97'	112°	36.07'	10.52	2.24			
93	03	17	15	21	42.84	27°	31.34'	112°	31.37'	8.87	1.42			
93	03	18	17	4	23.80	27°	23.74'	112°	37.57'	5.49	2.12			
93	03	20	4	29	3.37	27°	32.04'	112°	35.37'	4.95	1.98			
93	03	23	0	17	56.44	27°	22.96'	112°	35.44'	4.39	1.63			
93	03	25	0	19	19.71	27°	31.67'	112°	35.55'	6.84	1.81			
93	03	25	4	55	31.55	27°	29.18'	112°	34.80'	3.00	1.47			
93	03	25	12	30	54.71	27°	34.61'	112°	35.36'	8.00	2.12			
93	03	25	18	23	46.24	27°	34.61'	112°	36.23'	5.92	2.25			
93	03	26	13	57	5.60	27°	29.29'	112°	24.25'	9.79	1.52			
93	03	26	16	11	55.27	27°	33.33'	112°	37.08'	5.35	1.44			
93	04	05	22	23	42.50	27°	23.87'	112°	24.88'	8.40	1.94			
93	04	05	23	27	36.91	27°	20.53'	112°	31.95'	5.32	2.18			
93	04	06	4	1	45.91	27°	20.55'	112°	34.07'	9.36	2.49			
93	04	06	5	18	16.09	27°	20.23'	112°	35.47'	8.93	2.05			
93	04	09	14	0	10.36	27°	20.14'	112°	34.92'	9.16	2.60			
93	04	10	4	46	45.28	27°	20.12'	112°	34.13'	8.83	3.25			
93	04	15	21	56	19.88	27°	22.44'	112°	29.84'	9.63	2.27			
93	04	19	5	31	46.00	27°	25.69'	112°	37.15'	3.21	2.44			
93	04	23	9	42	58.05	27°	22.32'	112°	30.27'	5.01	2.38			
93	04	23	14	47	35.02	27°	23.49'	112°	28.05'	14.00	2.42			
93	04	25	13	0	44.09	27°	21.42'	112°	33.09'	3.56	2.11			
93	04	25	13	6	7.38	27°	21.30'	112°	32.94'	3.76	2.40			
93	04	27	23	17	50.43	27°	32.78'	112°	34.15'	4.04	1.49			
93	04	27	23	51	6.11	27°	32.87'	112°	34.59'	2.86	1.76			
93	04	28	4	17	15.56	27°	40.38'	112°	35.04'	9.72	2.21			
93	05	01	2	7	35.55	27°	27.96'	112°	27.77'	15.70	1.67			
93	05	04	5	8	7.48	27°	32.51'	112°	30.96'	7.50	1.97			
93	05	04	19	4	56.00	27°	21.18'	112°	32.28'	3.74	2.48			

Tabla 1. (...Continuación).

Fecha			Tiempo			Coordenadas Epicentrales			Prof. (km)	Mag.	
a	m	d	Hr	Mn	Seg	Latitud (N)	Longitud (O)				
93	05	07	18	31	3.94	27°	21.40'	112°	33.24'	4.24	1.99
93	05	09	3	60	00.19	27°	26.41'	112°	32.79'	3.13	2.29
93	05	11	4	36	14.03	27°	20.91'	112°	33.81'	4.23	2.25
93	12	01	16	50	59.01	27°	26.52'	112°	31.73'	3.33	2.14
93	12	01	17	20	00.54	27°	27.27'	112°	32.72'	00.58	2.04
93	12	02	6	00	44.14	27°	26.43'	112°	35.56'	3.04	1.61
93	12	02	6	05	27.69	27°	27.48'	112°	32.54'	3.28	2.10
93	12	02	13	06	49.63	27°	29.41'	112°	36.31'	3.10	2.22
93	12	03	2	06	31.51	27°	27.50'	112°	31.96'	3.45	2.03
93	12	03	6	33	24.49	27°	28.68'	112°	31.73'	2.00	2.29
93	12	03	7	00	32.92	27°	38.07'	112°	32.83'	1.04	3.07
93	12	03	12	26	19.54	27°	27.16'	112°	33.02'	4.29	3.09
93	12	03	15	20	53.65	27°	27.20'	112°	35.95'	3.30	1.79
93	12	03	16	07	48.80	27°	25.28'	112°	31.15'	2.26	1.65
93	12	03	17	35	16.91	27°	26.09'	112°	36.27'	3.97	2.18

SISMICIDAD LOCAL

La distribución geográfica de los epicentros localizados se muestra en el mapa de la Figura 5. En esta figura los epicentros se representan mediante símbolos de diferente tamaño para dar una idea de las magnitudes de los sismos correspondientes. Aunque el número total de epicentros localizados es reducido, su distribución en la zona sugiere algunas concentraciones y posibles tendencias. Por ejemplo, se puede observar una concentración clara de eventos en el costado oeste del volcán El Azufre. Hacia el sur de este nido de eventos la sismicidad es más dispersa, pero existe la tendencia a volverse a agrupar en el costado sur del volcán Las Tres Virgenes. Algunos de los epicentros determinados caen sobre el área superficial de ese volcán. En general, estos eventos y los del flanco oeste del volcán El Azufre fueron generados a profundidades menores a 5 km como puede apreciarse en la Figura 6.

La sismicidad detectada en la parte norte de la zona de estudio, en los alrededores y al noreste de la estación RES, muestra también un patrón difuso, sugiriendo una asociación de esta sismicidad con el conjunto de fallas de El Azufre y las de la Sierra El Aguajito. La profundidad focal de estos eventos aumenta de 4 a 10 km en la dirección noreste. Particularmente, la Sierra El Aguajito ha sido interpretada por Garduño-Monroy et al. (1993) como una caldera resurgente, con base en un análisis de los productos eruptivos que existen en la zona y en la alineación de los domos riolíticos que la circundan.

Una de las tendencias lineales, definidas por el patrón de sismicidad, la constituyen los epicentros ubicados al NE y SO de la estación CVE. Estos epicentros concuerdan con la posición de una falla inferida, y mostrada en las Figuras 1 y 5. En adelante se hará referencia a esta falla como a la Falla Cuevege. Otra alineación importante de epicentros es la observada en la porción sur de la zona de

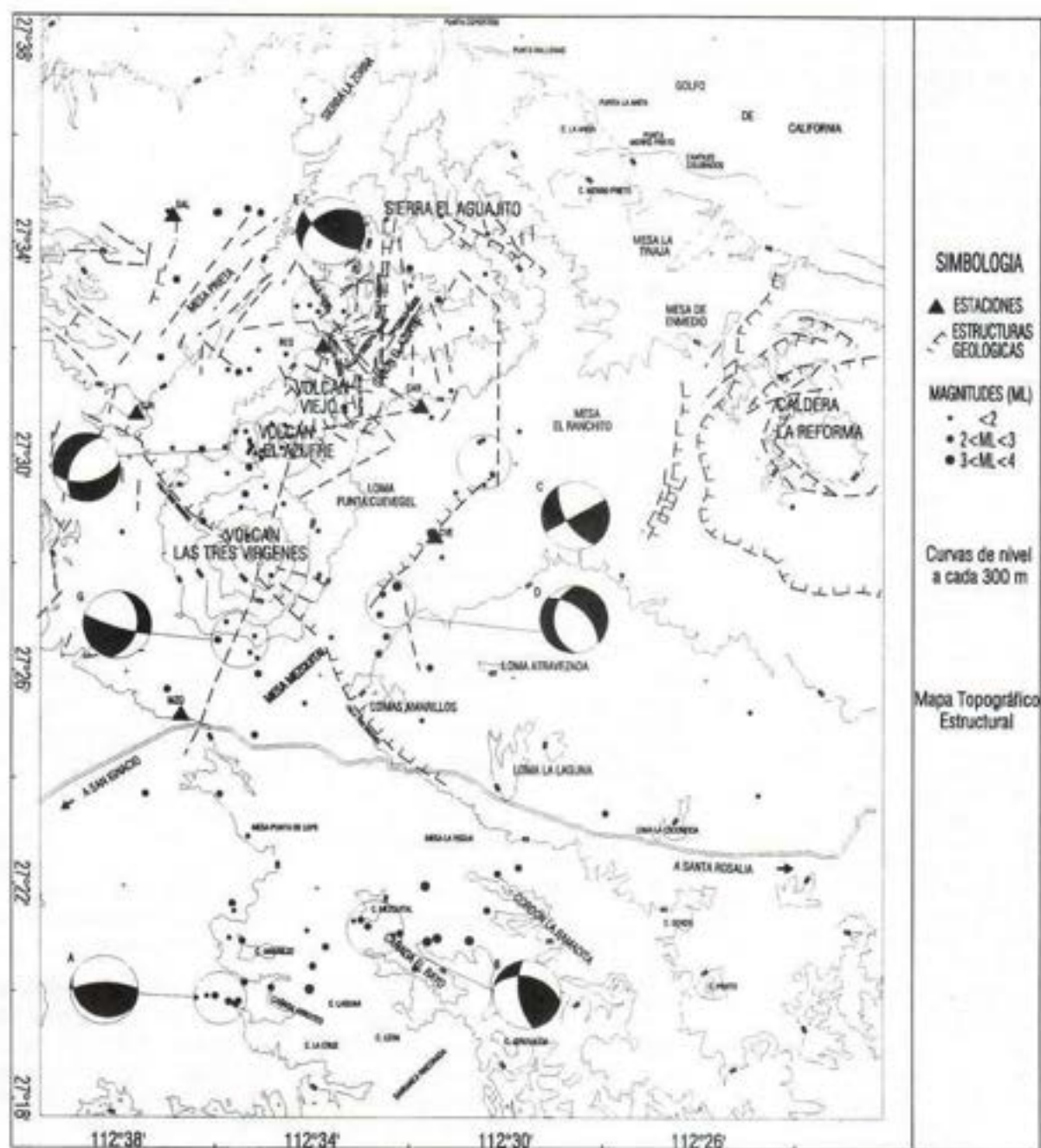


Figura 5. Epicentros y soluciones compuestas de plano de falla. Los círculos encierran grupos de eventos cuya información se utilizó para determinar los mecanismos focales de las diferentes áreas.

estudio. Esta alineación tiene una longitud de unos 10 km y un rumbo de N70°E. En esta zona en particular la distribución vertical de hipocentros define dos concentraciones de eventos, una con profundidades de entre 3 y 5 km y la otra con profundidades de entre 8 y 12 km. No se localizaron eventos entre estas dos zonas. Aún cuando no se tiene conocimiento previo sobre la existencia de una falla importante en la zona de la Cañada El Rayo, que es donde se detecta esta actividad sísmica, en la

sucesivo se hará referencia a esta zona de actividad como a la zona de falla El Rayo.

Globalmente la distribución epicentral mostrada en la Figura 5 indica que la sismicidad del complejo volcánico Las Tres Vírgenes ocurre en el área de los volcanes, hacia el oeste de la zona, y en asociación con fallas de orientación SO-NE (falla Cuevege) y la zona de actividad El Rayo. La actividad detectada al norte y NE de la estación RES está

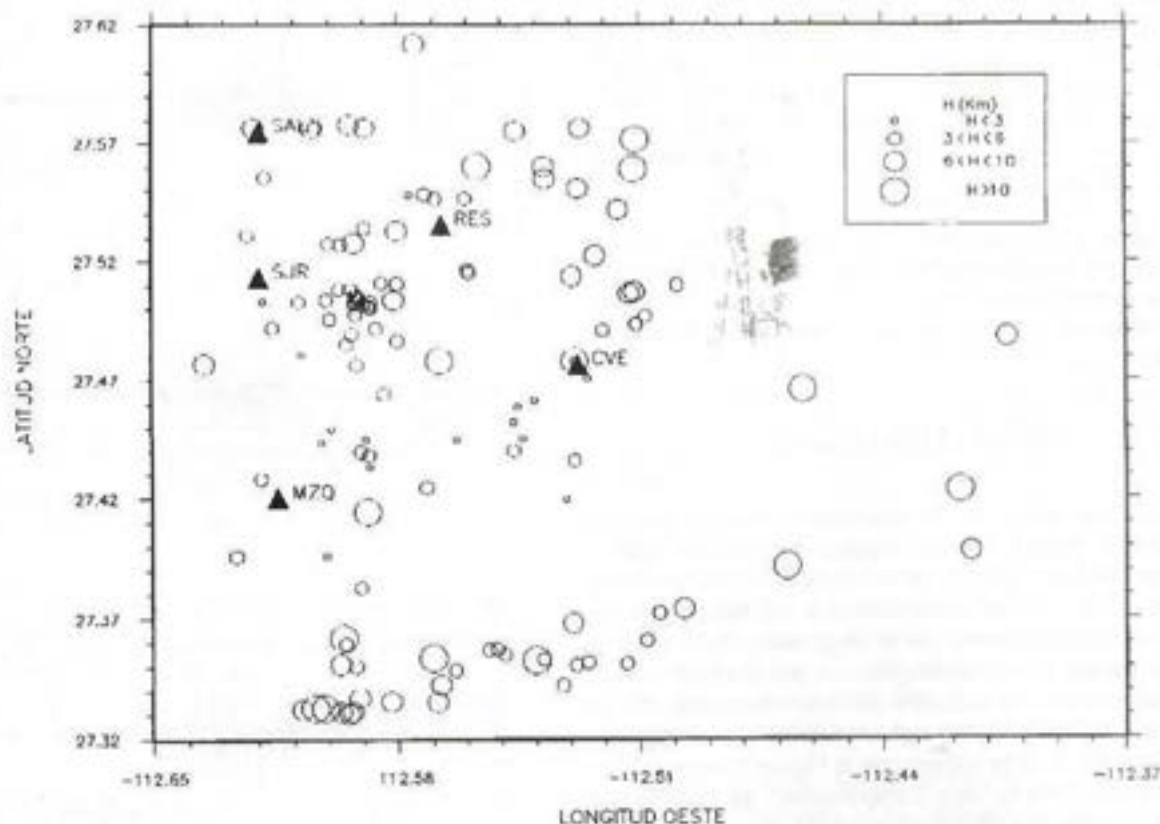


Figura 6. Distribución de la sismicidad por profundidad. Se utilizan círculos de diferente tamaño para representar diferentes intervalos de profundidad.

asociada a la falla El Azufre y a fallas de la Sierra el Aguajito. Como se verá posteriormente los eventos de mayor magnitud son de tipo tectónico y ocurren en asociación con todas estas fallas. En la Figura 6 se aprecia que alrededor del 45% de los sismos localizados tienen profundidades entre 3 y 5 km. Los sismos localizados hacia el NE del área cubierta por la red y hacia el sur de la zona de estudio muestran profundidades que alcanzan hasta alrededor de 12 km. El cubrimiento de estaciones para estos eventos es pobre para el caso de la actividad de la zona sur, pero no lo es tanto para los eventos ocurridos al noreste de la zona de estudio. En consecuencia, es muy probable que este fenómeno de aumento en la profundidad focal para los eventos del NE sea real. En este primer monitoreo sísmico el número de estaciones instaladas fue limitado, y así se refleja en los resultados obtenidos. En un intento por mejorar esta situación, en octubre de 1993 personal del CICESE realizó un nuevo monitoreo sísmico en la zona con una red temporal de 14 estaciones (8 analógicas y 6 digitales). Con la información registrada en esa ocasión se espera mejorar los resultados logrados en este primer estudio sísmico de la zona. Las profundidades focales indicadas en esta sección para las diferentes agrupaciones de epicentros podrán verificarse y utilizarse en intentos para definir la existencia de posibles cuerpos intrusivos o zonas

anómalas que podrían ser las fuentes de calor del sistema geotérmico.

SISMICIDAD REGIONAL

Parte de la sismicidad regional detectada durante el período de registro analizado consistió en un enjambre sísmico ocurrido del 5 al 29 de marzo en el Golfo de California. Esta actividad ocurrió hacia el extremo sur del Canal de las Ballenas, a unos 35 km al sureste de Bahía de los Angeles y a alrededor de 160 km al noroeste de la zona geotérmica Las Tres Virgenes. Los dos eventos más fuertes de esta serie de temblores se registraron el 5 de marzo, con tan sólo siete minutos de separación entre ellos. Las magnitudes de esos eventos, de acuerdo al boletín del Servicio Geológico de Estados Unidos (USGS), fueron 4.9 y 5.8. Cuatro estaciones de la red registraron el sismo más fuerte, pero todos los registros resultaron saturados. Otros 22 eventos de menor magnitud fueron registrados en escala en la mayoría de los casos.

Adicionalmente al enjambre mencionado, se registraron otros eventos con epicentros en el Golfo de California. Estos eventos fueron ocurriendo continuamente en una

zona ubicada a distancias de entre 75 y 80 km al noreste de la red sísmica y al sur de la Isla San Lorenzo. Se registraron 35 eventos de esa zona, 15 de los cuales ocurrieron entre febrero 2 y febrero 26; los eventos restantes se registraron entre marzo 2 y mayo 8. El sismo más fuerte de esta zona ocurrió el 24 de febrero a las 4 horas y 27 minutos con una magnitud de 4.7.

No se hizo ningún intento por obtener epicentros más precisos para los sismos regionales debido a su lejanía con respecto a las estaciones de la red y por no contar con información de estaciones cercanas a las zonas de epicentros.

MAGNITUD LOCAL

Apartir de registros de movimiento horizontal, se obtuvieron sismogramas Wood-Anderson (W-A) equivalentes de acuerdo a la técnica de Kanamori y Jennings (1978). En esta metodología, los datos digitales se corrigen primeramente por la respuesta de registro, y posteriormente a los sismogramas resultantes se les convolucionan con la función de transferencia de un sismógrafo Wood-Anderson para obtener el sismograma equivalente. En la parte superior de la Figura 7 se muestran, a manera de ejemplo, dos componentes de movimiento horizontal registradas en la estación SJR; en la parte inferior se despliegan los sismogramas W-A correspondientes. Las máximas amplitudes medidas en estos sismogramas sintéticos se utilizan con la función de atenuación de Richter (1958) para obtener los valores de magnitud local. Aunque esta ley de atenuación ha sido utilizada universalmente, su uso debería estar restringido a temblores del sur de California, para los que fue determinada. Sin embargo, debido a que para la zona Las Tres Vírgenes no existe una ley similar, se decidió utilizar esta función de atenuación para el cálculo aproximado de las magnitudes. En la Tabla 1 se incluyen las magnitudes calculadas para todos los sismos localizados. Cada valor de magnitud representa el promedio de las magnitudes determinadas independientemente en cada estación.

Resulta de interés analizar la distribución geográfica de los eventos tomando en cuenta su tamaño. Las magnitudes calculadas para todos los eventos localizados están entre 1.0 y 4.0. Los sismos de magnitud mayor a 2.5 ocurrieron principalmente a lo largo de las fallas Cuevegel, El Azufre y en la zona de actividad El Rayo, ubicada esta última hacia el sur de los volcanes (Figura 5). Los dos eventos más fuertes del presente período de análisis fueron generados en esta última zona, los cuales alcanzaron magnitudes de 4.0 y 3.6. Otros cinco eventos tuvieron magnitudes de entre 3.0 y 3.25, dos fueron asociados con la falla Cuevegel y tres con la zona de actividad El Rayo.

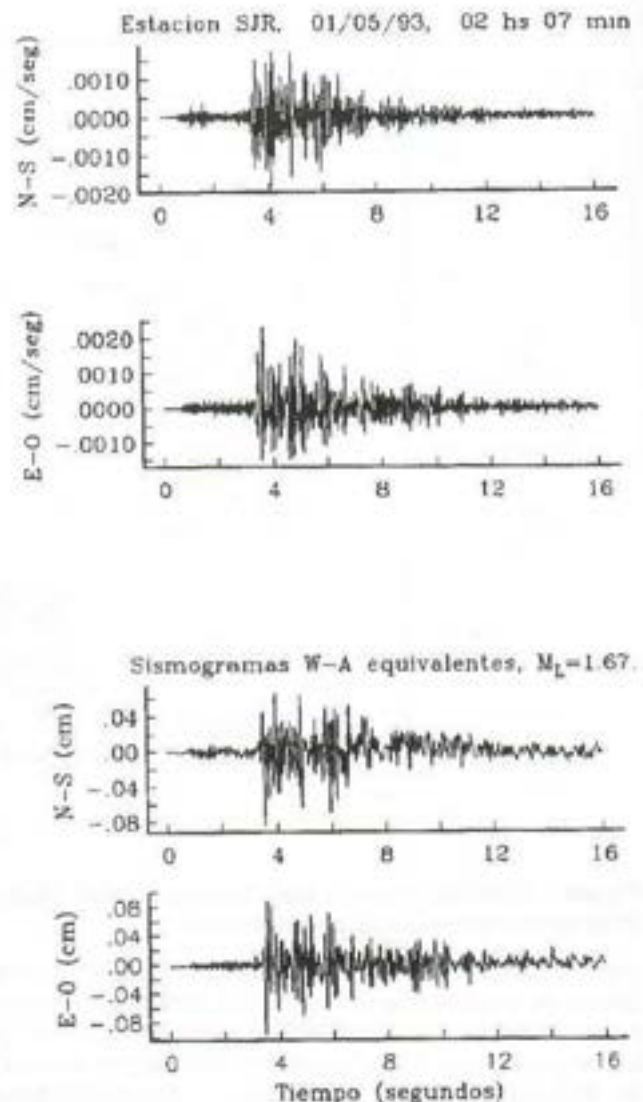


Figura 7. Ejemplos de sismogramas registrados y sismogramas Wood-Anderson equivalentes.

VALOR DE b

Las gráficas que muestran el número acumulativo de temblores como una función de la magnitud son de utilidad práctica para establecer comparaciones entre los niveles de sismicidad de diferentes regiones y para obtener información sobre las condiciones de esfuerzo que prevalecen en esas regiones. En general se ha encontrado que existe una relación exponencial entre el número de temblores y sus magnitudes. Considerando solamente la porción lineal de estas curvas, la ecuación que representa esta situación es

$$\log N = a - bM$$

donde N_c es el número acumulativo de sismos de magnitud M o mayor, a es la ordenada al origen, y la pendiente b de la recta indica cuántos sismos pequeños ocurren por cada uno de los sismos grandes. Valores relativamente altos de b se han observado para secuencias de réplicas, enjambres de temblores y temblores de origen volcánico (Mogi, 1966; Utsu, 1971; Hamilton et al., 1971). Healy et al. (1968) encontraron que el valor de b aumenta con la presión de poro para sismos asociados con procesos de inyección de fluidos. En prácticas de laboratorio Mogi (1962) y Scholz (1968) observaron diferentes valores de b para diferentes tipos de roca, y encontraron que b disminuye cuando el esfuerzo aumenta en cualquiera de los casos considerados. Varios autores han sugerido que b debe tener valores altos para regiones con un número grande de inhomogeneidades por unidad de volumen (Majer y McEvilly, 1979; Batini et al., 1985).

Con los datos digitales utilizados en este trabajo no se puede estimar el valor de la pendiente b , debido a que la base de datos no es completa. Como se mencionó en una sección anterior, hubo intervalos en que los instrumentos digitales no registraron simultáneamente, dando lugar a que no todos los eventos registrados pudieran ser localizados. En un intento por determinar un valor preliminar del parámetro b para la zona, se utilizó la información de registros producidos por una estación analógica que se mantuvo en operación de mayo a octubre de 1992 en el sitio de la estación RES. A diferencia de los instrumentos digitales que solamente se activan para registrar aquellos eventos cuyas amplitudes sobrepasan cierto umbral predeterminado por el operador, una estación analógica registra en forma continua, detectando a un nivel de amplitudes más bajo y produciendo una base de información consistente en un mayor número de eventos. Desafortunadamente, esta información, por ser analógica, tiene la desventaja de no permitir el cálculo de magnitudes de Richter. Por tal razón se tuvo que recurrir al cálculo de magnitudes a partir de la duración de la señal, como comúnmente se hace cuando se utilizan registros analógicos. En este proceso se utilizó la relación determinada empíricamente por González-Ruiz y Munguía (resultados no publicados) para temblores de Baja California, debido a que no existe una relación entre la magnitud y la duración de la señal para la zona de estudio. Con las magnitudes de duración calculadas se preparó la gráfica mostrada en la Figura 8. La línea continua representa el mejor ajuste a los datos, logrado mediante un proceso estándar de mínimos cuadrados. El valor preliminar obtenido para el parámetro b es igual a 1.33, valor que es similar al determinado para la zona geotérmica de la Laguna Salada en Baja California Munguía y Wong, 1992). Ambos resultados están en concordancia con

estimaciones de b reportadas en la literatura para otras regiones de actividad geotérmica (Evernden, 1970; Majer y McEvilly, 1979).

CARACTERÍSTICAS DE LAS SEÑALES REGISTRADAS

La descripción más completa del movimiento del suelo producido por un temblor está en el sismograma registrado. La señal sísmica en su trayectoria hacia la estación o punto de observación sufre los fenómenos de refracción y reflexión, los cuales, en combinación con los efectos de la atenuación intrínseca del medio, hacen que los sismogramas producidos en la superficie de la Tierra resulten complicados y difíciles de interpretar. Otro factor importante que contribuye a la apariencia complicada del sismograma es la complejidad de la fuente. Un alto grado de heterogeneidad del material rocoso en la zona de falla puede ocasionar que, durante el proceso de un temblor, el frente de ruptura se detenga bruscamente, se acelere, o cambie de dirección en repetidas ocasiones. Estos movimientos de la falla son, en parte, responsables del contenido de frecuencias que caracterizan un sismograma.

Aún cuando el objetivo de esta sección no es presentar un análisis detallado de las señales sísmicas registradas, a continuación se presenta una descripción breve de las señales que constituyen la base de datos. En las Figuras 2 y 9 se pueden observar las características de

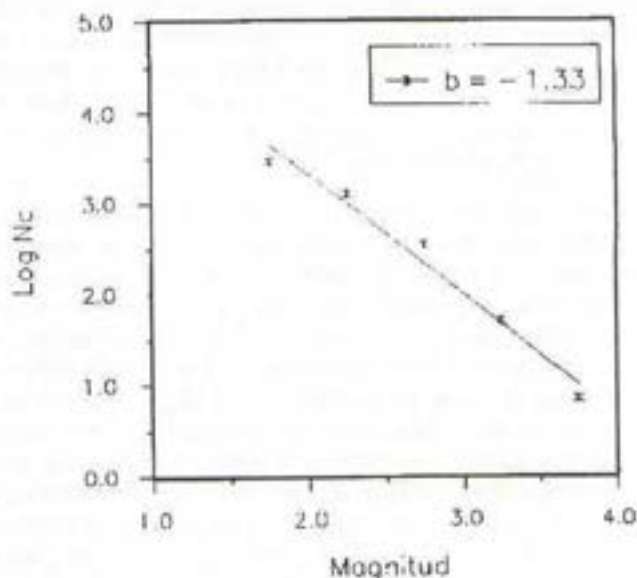


Figura 8. Gráfica del número acumulativo de eventos, N_c , en función de la magnitud de duración. La línea continua tiene pendiente b y representa el mejor ajuste lineal a los datos.

sismogramas obtenidos a varias distancias para eventos de diferentes tipos. Las señales de algunos de estos eventos se caracterizan por paquetes de energía de duración corta en las tres componentes de movimiento registradas, como se observa en la Figura 2a, o tener las características de los registros de la Figura 9. Estas señales no muestran arribos claros de ondas S comúnmente observados en sismogramas de eventos de origen puramente tectónico. En algunas ocasiones los registros de estos eventos empiezan con una señal emergente y de baja amplitud en comparación con la amplitud de la señal subsiguiente; en otras el primer movimiento es de carácter impulsivo. Las características de estas señales sugieren la posibilidad de que estos eventos hayan ocurrido en respuesta a movimientos de la cámara magmática y a actividad hidrotermal, procesos que a su vez son el resultado de los esfuerzos tectónicos que afectan la región. Este tipo de eventos ocurren conjuntamente con actividad tectónica en las inmediaciones de las estaciones SJR y RES principalmente.

Los datos obtenidos para temblores localizados en el área ubicada al sur de la zona de interés primario tienen definitivamente formas de onda que son típicas de temblores tectónicos. Es también en esta zona donde se localizaron los temblores de mayor magnitud ocurridos durante los cuatro meses de registro. Un ejemplo de estos eventos se presenta en la Figura 2b.

Otra observación de interés es la ocurrencia de eventos cuyas formas de onda son muy similares entre sí, implicando con esto que tanto el mecanismo de las fuentes (cualquiera que éste sea) como la ubicación de las mismas pueden ser casi idénticos entre estos temblores. Un par de eventos similares de la zona de estudio se muestra en la Figuras 2e y 2d. Casos de similitud entre eventos sísmicos han sido reportados en la literatura para diversas regiones del mundo (Geller y Mueller, 1980; Munguía y Brune, 1984; por ejemplo).

Otro tipo de eventos, probablemente asociados con movimiento de fluidos, fueron registrados en la estación San Alberto (SAL) en diferentes fechas (Figura 9a). Las señales sísmicas en estos casos se caracterizan por trenes de onda de apariencia monocromática con una frecuencia de alrededor de 7 ciclos por segundo, modulados por una frecuencia de alrededor de 1.0 ciclo por segundo, a manera de pulsaciones. Los sismogramas registrados con estas características no son muchos. Estos trenes de onda, con duraciones de entre 25 y 30 segundos, se inician con un arribo impulsivo, como si se tratara de un evento sísmico normal, y continúan con una serie de pulsaciones claras que aparecen a lo largo de toda la señal. Las tres componentes de movimiento registradas para cada evento muestran el mismo patrón. En apoyo de esta observación, en la Figura 9b se muestran las tres

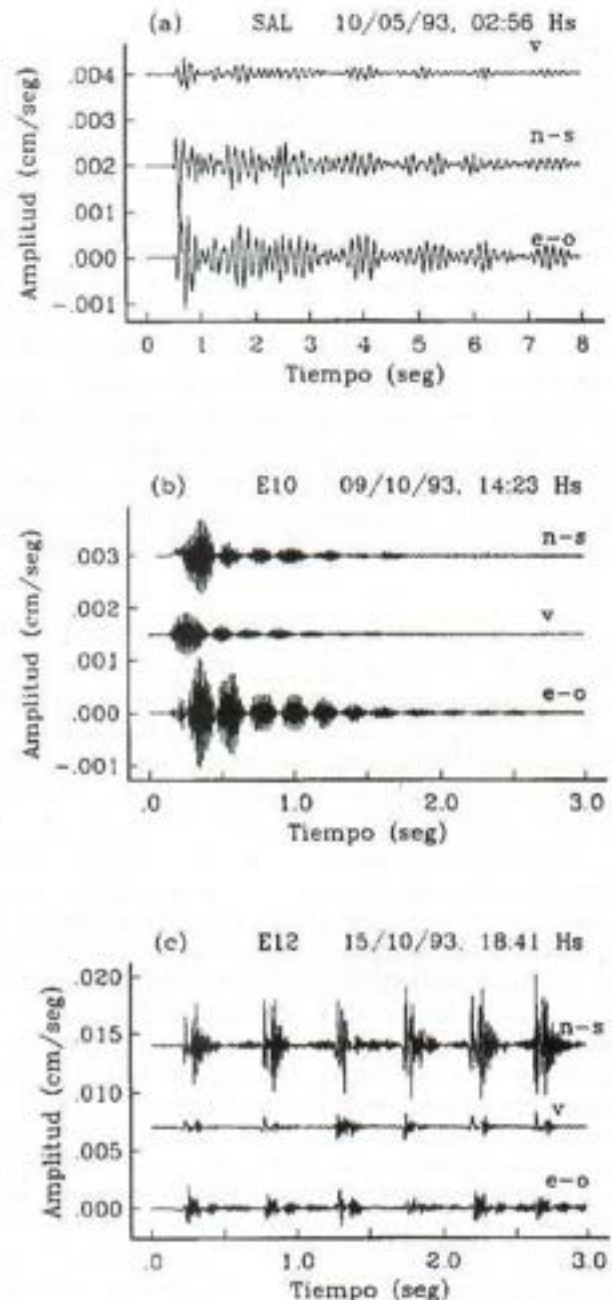


Figura 9. Ejemplos de sismogramas registrados en el campo geotérmico Las Tres Virgenes.

componentes de movimiento generadas por otro de estos eventos. En este caso, sin embargo, el evento fue registrado el 9 de octubre de 1993 en una estación ubicada a 1.5 km al sureste de la estación RES. La grabadora digital de esta estación (marca Kinemetrics, modelo SSR-1) posee características diferentes a las de los sistemas de registro utilizados en la red de la CFE. Nótese el contenido de frecuencias en estos registros en comparación con el de los registros anteriores. Durante la campaña de

registro efectuada por el CICESE se registraron más eventos del mismo tipo, confirmando que los datos mostrados en la Figura 9 corresponden realmente a algún tipo de actividad geotérmica. El hecho de que estos eventos hayan sido registrados en una sola estación sugiere que el fenómeno que los genera se encuentra ubicado en la vecindad inmediata de la estación, y probablemente a profundidades someras. En la literatura se ha sugerido que este tipo de tremores pueden estar asociados con oscilaciones forzadas de conductos magmáticos o fracturas saturadas de fluidos, causadas por variaciones de presión (Aki et al., 1977; Shimozuru y Kagiya, 1989; Ferrazini y Aki, 1992; Dahm, 1992; Schick, 1992).

En la Figura 9c se muestra otro de los tipos de eventos registrados en varias ocasiones durante el segundo período de monitoreo sísmico, y que probablemente estén asociados también a algún tipo de actividad geotérmica o volcánica. En este caso se trata de secuencias de eventos de carácter impulsivo, de unos 0.25 segundos de duración cada uno y con una frecuencia dominante de alrededor de 45 Hz. La separación temporal entre la ocurrencia de estos eventos es de alrededor de 2 segundos y su coda también muestra pulsaciones, como en el caso de los eventos descritos en el párrafo anterior. En este caso, como en los anteriores, también se desconoce el mecanismo generador de estos eventos.

La información presentada en esta sección hace evidente la necesidad de efectuar un análisis más detallado de la información digital para clasificar, de una manera más rigurosa, a los diferentes tipos de eventos sísmicos del campo geotérmico Las Tres Virgenes, de acuerdo a la naturaleza de sus fuentes. Este análisis se encuentra actualmente en desarrollo y los resultados serán presentados en una publicación posterior.

MECANISMOS FOCALES

Se calcularon las soluciones de plano de falla para algunos de los eventos localizados en diversas áreas de la zona de estudio. Sin embargo, debido al reducido número de estaciones utilizadas, el número de polaridades disponibles para cada evento fue siempre muy limitado, razón por la cual se tuvo que recurrir al método de solución compuesta de plano de falla. Para que los resultados obtenidos de esta forma tengan validez, es necesario que los epicentros y profundidades focales de los eventos a utilizar estén ubicados muy próximos unos de otros. En el presente caso se consideraron grupos de eventos cuyos epicentros y profundidades no difieren en más de 2 km. En todos los casos considerados las soluciones de plano de falla determinadas fueron consistentes con fuentes sísmicas representadas por un doble par de fuerzas,

aunque la posibilidad de que exista otro tipo de fuentes no puede eliminarse por ahora debido a la limitación en la información analizada. Por la misma razón, las soluciones de plano de falla que se discuten a continuación deberán ser consideradas como preliminares.

En la Figura 5 se muestran las diferentes soluciones de plano de falla obtenidas, utilizando letras para su identificación y encerrando en círculos a los grupos de eventos utilizados en su determinación. Todas estas soluciones de plano de falla corresponden a proyecciones del hemisferio inferior de la esfera focal hacia el plano ecuatorial. Los cuadrantes en color negro indican zonas de compresión, mientras que los cuadrantes en blanco corresponden a zonas de dilatación.

Con respecto a las soluciones de plano de falla para eventos de la denominada zona de actividad El Rayo, la solución indicada con la letra A corresponde a eventos con profundidades de 9 a 10.5 km y epicentros en el segmento oeste de la falla. La indicada con la letra B se determinó para eventos someros (3 a 5 km de profundidad) del segmento este de la falla. En ambos casos se observan planos de falla con dirección casi Este-Oeste, en concordancia con la tendencia mostrada por la distribución de epicentros. Estos planos de falla muestran un echado hacia el norte. Los planos perpendiculares a éstos tienen ángulos de echado hacia el suroeste y oeste, respectivamente. La posición de estos segundos planos es más sensible a la información utilizada en la preparación de estas soluciones focales; un solo dato de compresión ubicado en el cruce de los planos del mecanismo B marcó la diferencia entre esta solución y la de la parte A de la figura. La solución A indica fallamiento de tipo inverso y la B fallamiento transcurrente con una cierta componente de fallamiento normal.

Los mecanismos marcados en la Figura 5 con las letras C y D corresponden a eventos de las secciones noreste (profundidades entre 1 y 3 km) y suroeste (profundidades entre 5 y 7 km) de la Falla Cuevegel. Aunque el mecanismo C no mostró datos inconsistentes, estuvo menos controlado por la información que el mecanismo D. Si se rotan los planos de la solución C por $\pm 20^\circ$ la solución sigue satisfaciendo los datos. El mecanismo probable para estos eventos es de tipo transcurrente con una pequeña componente de tipo normal. El otro mecanismo focal, aunque mostró dos inconsistencias, está mejor controlado por la información, indicando fallamiento de tipo normal.

Las soluciones de plano de falla E, F y G se prepararon con datos de eventos de la zona de falla El Azufre, del nido de eventos localizado en el costado oeste del volcán El Azufre y de eventos con epicentro al sur del volcán Las Tres Virgenes, respectivamente. En todos los casos los eventos que proporcionaron información para estos

mecanismos focales ocurrieron a profundidades de entre 3 y 5 km. Los eventos de la zona de falla El Azufre, en particular, dieron lugar a una solución que muestra planos de falla con echado hacia el suroeste y hacia el noroeste. El rumbo del plano con orientación NO-SE concuerda razonablemente bien con el rumbo de la zona de falla El Azufre.

Para los eventos del costado suroeste del volcán El Azufre, la solución de plano de falla indica fallamiento normal sobre planos con echado hacia el sureste y noroeste. En general, cuando las estaciones de registro están ubicadas en la proximidad de un plano de falla es común observar inconsistencias en las polaridades registradas, debido a que tanto el plano de falla como el plano auxiliar son planos nodales para la radiación de ondas P. Es posible que este sea el caso para algunas inconsistencias observadas en el mecanismo de falla F. La otra posibilidad es que se hayan mezclado datos de eventos con mecanismos de falla diferentes. En el caso de este mecanismo focal, el plano con orientación casi Este-Oeste concuerda con la orientación de una falla inferida en la zona.

Finalmente, un grupo de eventos con epicentros en el costado sur del volcán Las Tres Vírgenes dió lugar a un mecanismo focal compuesto que indica fallamiento normal. Uno de los planos nodales tiene su echado hacia el este y el otro plano es casi vertical.

CONCLUSIONES

La información digital analizada en este primer estudio indica un alto nivel de actividad sísmica en la zona que incluye el campo geotérmico Las Tres Vírgenes. La sismicidad observada incluye eventos de tipo tectónico predominantemente, aunque también fueron observados algunos eventos cuyas trazas sísmicas sugieren fuentes de origen hidrotermal o volcánico. La distribución de los epicentros localizados define varias zonas de actividad, entre las que sobresalen la zona ubicada en el costado oeste del Volcán El Azufre y las asociadas con movimientos de las fallas El Rayo y Cuevege. Hacia la parte norte de la zona se observó actividad sísmica en asociación con la falla El Azufre y las fallas existentes en la zona de la Sierra El Aguajito. Todas las fallas mencionadas son las responsables de la ocurrencia de los sismos de mayor magnitud que se detectaron en el presente período de análisis (magnitudes entre 2.5 y 4.0). Las zonas de actividad sísmica ubicadas al oeste del Volcán El Azufre, y al parecer también al sur del Volcán Las Tres Vírgenes, producen eventos similares a los descritos en la clasificación de

Minakami (1974) o Shibuya et al., (1989). Sin embargo, queda pendiente la explicación de si corresponden o no a algún tipo de actividad volcánica. Al parecer, otros eventos dispersos en la zona de estudio son del mismo tipo.

Mediante diagramas de Wadati se determinó que la V_p/V_s para la zona es de 1.73, en el caso de eventos con profundidades de 0 a 5 km, y de 1.70 para eventos con profundidades entre 9 y 12 km. Estos valores son prácticamente iguales y se consideran como normales, aunque aún queda cierta duda sobre la resolución de la información utilizada. Los estudios adicionales que se tienen actualmente en desarrollo ayudarán a despejar esta duda y aportarán más información sobre las propiedades físicas del campo.

En relación a las profundidades de ocurrencia, el 45% de los eventos ocurrieron a profundidades de entre 3 y 5 km, siendo éstos los que ocurren en la zona de los volcanes, con tendencia a ocurrir hacia la parte oeste de la zona de estudio. En la zona de falla El Rayo la distribución vertical de hipocentros define dos zonas ubicadas a profundidades de entre 3 y 5 km y entre 8 y 12 km, sin observarse sismicidad entre estas zonas. Los eventos más fuertes de esta zona ocurren principalmente a las mayores profundidades. Respecto a la sismicidad de la porción norte de la zona de estudio, la profundidad focal se incrementa en la dirección noreste.

Con base solamente en las profundidades focales de los sismos superficiales, se especula que la distribución de hipocentros podría estar indicando la ubicación de la zona de contacto entre la cámara magmática y las rocas del medio confinante en la zona de los volcanes El Azufre-Tres Vírgenes. En tal caso, la parte más somera de la cámara magmática (o del cuerpo anómalo que podría ser la fuente de calor del yacimiento) estaría a alrededor de 4 km de profundidad.

Con base en la información producida por una estación analógica que funcionó de mayo a octubre de 1992 en el sitio de la estación RES, se determinó un valor preliminar para el parámetro b de la relación de recurrencia sísmica para la zona de estudio. El valor obtenido está en concordancia con estimaciones de b obtenidas para otras regiones de actividad geotérmica, tales como La Laguna Salada, en Baja California.

Se hizo también un intento por determinar los mecanismos focales compuestos para eventos de diferentes áreas. Sin embargo, lo limitado de la información no permite alcanzar conclusiones sólidas al respecto, por lo que las soluciones de plano de falla determinadas quedan a un nivel de preliminares.

AGRADECIMIENTOS

Se agradece al Dr. Gerardo Hiriart Lebert y a los ingenieros Saúl Venegas Salgado, Francisco Arellano y José Luis Guerrero, de la Comisión Federal de Electricidad, el habernos proporcionado copias de informes técnicos de estudios realizados con anterioridad en la zona Las Tres Virgenes. Sus comentarios vertidos durante el desarrollo del estudio son altamente apreciados. Agradecemos también el valioso apoyo en las actividades de campo y de gabinete del siguiente personal técnico del CICESE: Miguel Navarro Sánchez, Miguel Farfán Velázquez, Tito Valdez López, Manuel Luna Munguía, Abraham Zuñiga Franco y Oscar Gálvez Valdez. La revisión cuidadosa del artículo, por parte de un árbitro anónimo, ayudó a clarificar el texto.

Finalmente, extendemos nuestro agradecimiento al personal administrativo del CICESE y de la CFE por su apoyo en el desarrollo del estudio.

REFERENCIAS

- Aki, K., M. Fehler, S. Das, 1977, Source mechanism of volcanic tremor: fluid-driven crack models and their application to the 1963 Kilauea eruption. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, V. 2, pp. 259-287.
- Ballina L., H. R. y F. Herrera B., 1985, Estudios geofísicos en la zona geotérmica de Tres Virgenes, B.C.S. Informe 20-84, Comisión Federal de Electricidad.
- Batini, R. Console and G. Luongo, 1985, Seismological study of Landerello-Travele geothermal area: *Geothermics*, V. 14, No. 2/3 p. 255-272, 1985.
- Bigorra P., E., 1993, Análisis eléctrico resistivo en la zona geotérmica Tres Virgenes, B.C.S. *Geotermia, Rev. Mex. de Geoenergía*, V. 9, No. 1, pp.75-92.
- Colletta, B. and J. Angelier, 1981, Faulting evolution of the Santa Rosalia basin, Baja California Sur, México. *En Geology of Northwestern México and Southern Arizona*, pp. 265-274.
- Dahm, T., 1992, Numerical studies of the dynamics of fluid-filled cracks placed in series: A model for inharmonic peaked tremor spectra. *IAVCEI Proceedings in Volcanology 3, Volcanic Seismology*, P. Gasparini, R. Scarpa and K. Aki (Eds.), pp. 190-120.
- Demant A., 1981, Plio-Quaternary volcanism of the Santa Rosalia area, Baja California, México. *En Geology of Northwestern México and Southern Arizona*, pp. 295-307.
- Evernden, J.F., 1970, Study of regional seismicity and associated problems. *Bulletin of the Seismological Society of America*, V. 60, No. 2, PP- 393-446.
- Ferrazini, V. and K. Aki, 1992, Preliminary results from a field experiment on volcanic events at Kilauea using an array of digital seismographs. *IAVCEI Proceedings in Volcanology 3, Volcanic Seismology*, P. Gasparini, R. Scarpa and K. Aki (Eds.), pp. 168-189.
- Garduño-Monroy, V.H., H. Vargas-Ledezma and J.O. Campos-Enriquez, 1993, Preliminary geologic studies of Sierra El Aguajito (Baja California, México): a resurgent-type caldera. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 59, pp. 47-58.
- Gastil, R. G., R. P. Phillips, and E. C. Allison, 1975, Reconnaissance geology of the state of Baja California, México: *Geological Society of America Memoir* 140, 170pp.
- Gastil, R.G., D. Krummenacher and J. Minch, 1979, The record of Cenozoic volcanism around the Gulf of California. *Geol. Soc. Am. Bull.*, V. 90, pp. 839-857.
- Geller, R.J. and C.S. Mueller, 1980, Four similar earthquakes in Central California, *Geophys. Res. Lett.*, V. 7, pp. 821-824.
- Hamilton, R.M., B.E. Smith, F.G. Fischer and P.J. Papenak, 1971, Seismicity of the Pahute Mesa area, Nevada Test Site, December 8, 1968, through December 31, 1970: *U.S. Geol. Survey Rept.*, USGS-474-138.
- Healy J.H., Rubey W. W., Griggs D. T., Raleigh C.B. c.b., 1968, The Denver earthquakes: *Science*, 161, 301 p.
- Kanamori, H. and P. Jennings, 1978, Determination of local magnitude, *ML*, from strong motion accelerographs. *Bull. Seism. Soc. Am.*, V. 68, pp. 471-485.
- Larson R.L., H.W. Menard and S.M. Smith, 1968, Gulf of California: A result of ocean-floor spreading and transform faulting. *Science*, V. 161, pp. 781-784.
- Lee, W.H.K. and J.C. Lahr, 1975, HYPO71 (Revised): A computer program for determining hypocenter, Magnitude, and first motion pattern of local earthquakes, *U.S. Geological Survey. Open File report* 75-311.
- Lonsdale, P. and L.A. Lawver, 1980, Immature plate boundary zones studied with a submersible in the

- Gulf of California. Geological Society of America Bulletin, Part 1, V. 91, pp. 555-569.
- Majer, E.L. and McEvilly, T.V., 1979. Seismological investigation at The Geysers geothermal field: *Geophysics*, 44: 246-269.
- Minakami, T., 1974. Seismology of volcanoes in Japan. En *Physical Volcanology*. Elsevier, Amsterdam, pp. 1-27.
- Mogi, K., 1962. Magnitude frequency relation for elastic shocks accompanying fractures of various materials and some related problems in earthquakes: *Bull. earthquake Res. Inst.*, 40, 831-853.
- Mogi, K., 1966. Earthquake and fractures: *Tectonophysics*, 5, 35, 1966.
- Moore, D. and E.C. Buffington, 1968, Transform faulting and growth of the Gulf of California. *Science*, V. 161, pp. 1238-1241.
- Moore, D., 1973, Plate edge deformation and crustal growth, Gulf of California structural province. *Bull. Geol. Soc. Am.*, V. 84, pp. 1883-1906.
- Munguía O., L. y V. Wong O., 1992, Estudio de microsismicidad en la Laguna Salada, B. C.: Informe Técnico Final, Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada (Entregado a la Comisión Federal de Electricidad), Marzo de 1992.
- Munguía, L. and J.N. Brune, 1984, High stress drop events in the Victoria, Baja California earthquake swarm of 1978 March. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, V. 76, pp. 725-752.
- Norman, W.R. y J. R. Curray, 1968. Geology and structure of the tip of Baja California, México. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 79, 1589-1600.
- Phillips, R. P., 1964, Seismic refraction studies in the Gulf of California, in *Marine Geology of the Gulf of California*, Mem. 3, p. 90, American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, Oklahoma.
- Richter, C. F., 1958. *Elementary Seismology*. W. H. Freeman, San Francisco, California.
- Sawlan, M.G., 1981, Late Cenozoic volcanism in the Tres Virgenes area. En *Geology of Northwestern México and Southern Arizona*, pp. 309-319.
- Schick, R., 1992, Volcanic tremor: seismic signals of (almost) unknown origin. *IAVCEI Proceedings in Volcanology 3, Volcanic Seismology*, P. Gasparini, R. Scarpa and K. Aki (Eds.), pp. 157-167.
- Scholz, C.H., 1968. The frequency-magnitude relation of microfracturing in rock and its relation to earthquakes. *Bull. Seismol. Soc. A.*, v. 58 p. 399-415.
- Shibuya, K., R.R. Dibble, M. Baba and P. R. Kyle, 1989. Classification of volcanic earthquakes at Mount Erebus Antarctica. *IAVCEI Proceedings in Volcanology 1*, J.H. Latter (Ed.), *Volcanic Hazards*, Springer-Verlag Berlin Heidelberg, pp. 520-535.
- Shimozuru, D. and T. Kagiya, 1989, Some significant features of preeruption volcanic earthquakes. *IAVCEI Proceedings in Volcanology 1*, J.H. Latter (Ed.), *Volcanic Hazards*, Springer-Verlag Berlin Heidelberg, pp. 504-512.
- Thatcher, W., and J. N. Brune, 1973, Surface waves and crustal structure in the Gulf of California region: *Seismological Society of America Bulletin*, v. 63, p. 1689-1698.
- Utsu, T., 1971. Aftershock and earthquake statistics III: J. Faculty of Science, Hokkaido Univ., Series VII, 3, p. 379-441.
- Venegas S., S. y J.F. Arellano G., 1992, Proyecto geotérmico Las Tres Virgenes, Baja California Sur: Estado actual de la exploración. Informe DEX/TV/003/92, Comisión Federal de Electricidad.
- Viggiano G., J.C., 1992, El pozo desviado LV-2A (Las Tres Virgenes, B.C.S.): Petrología e interpretación. *Geotermia*, V.18, No. 4, pp. 373-394.
- Wadati, K., 1933, On the travel time of earthquake wave 11. *Geophys. Mag.*, V. 7, pp. 101 - 111.
- Wong, V.M. y L. Munguía, 1992, Monitoreo sísmico del área geotérmica de Tres Virgenes, Baja California Sur. Informe Técnico Final, Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada (Entregado a la Comisión Federal de Electricidad), Noviembre de 1992.

PARAMETROS DE FUENTE DE LA ACTIVIDAD SISMICA QUE OCURRIO EN MARZO DE 1993 EN LA BAHIA DE LAS ANIMAS, BAJA CALIFORNIA.

Cecilio J. Rebollar¹, José Castillo-Román¹ y Antonio Uribe².

¹ CICESE, División Ciencias de la Tierra, Depto. Sismología, Km.107 Carr. Tijuana-Ensenada, Ensenada, B. C. México.

² C.F.E. Depto. Sismotectónica, Gerencia de Ingeniería Civil, Oklahoma No. 85 Col. Napoles.

RESUMEN

La instalación en 1990 de dos estaciones sismológicas en Puerto Libertad, Sonora y Bahía de los Angeles, Baja California, nos ha permitido registrar actividad sísmica en las cuencas Delfín y Salsipuedes así como en la falla transformada del canal de Ballenas que las une. Sin embargo, la actividad más importante ocurrió en marzo de 1993 en la Bahía de las Animas, 30 km al sur-este de la estación de Bahía de los Angeles (BAG). Veintidós sismos fueron registrados en BAG con máximas aceleraciones entre 2 y 101 gal, siendo el evento de magnitud mayor de 5.5. Las caídas de esfuerzos de esta actividad varía entre 14 y 400 bars, con un promedio de 138 bars. De los espectros de aceleración se calculó el valor de K. Este valor oscila entre 0.035 y 0.060 s que es equivalente a un valor de Q de 213 ± 44 . El modelado del sismo de magnitud 5.5 arroja como resultado una falla normal con rumbo de 18° , echado de 50° y un vector de deslizamiento de 295° . La función de la fuente fue una función tropezoidal con una duración de ruptura de 3.5 segundos. La profundidad estimada fue de 8 ± 1 km. Esta geometría concuerda con el rumbo de las fallas mapeadas por Gastil et al. (1975) en Punta las Animas por lo que éstas podrían ser una expresión superficial de la falla que dió origen a estos temblores. Esta actividad sísmica es importante ya que es la primera evidencia de actividad sísmica fuera de las fronteras de las placas al sur del macizo rocoso de Baja California. La instalación de estaciones de banda ancha alrededor del Golfo en un futuro cercano, nos permitirá estudiar con más detalle la actividad sísmica en esta región.

INTRODUCCION

La región del Golfo de California o Mar de Cortés, es una zona sísmicamente activa, con sismos de magnitud moderada (< 6.5), además es sitio ideal para estudiar la interacción entre las placas tectónicas del Pacífico y Norteamérica. En 1990 el Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada (CICESE) en coordinación con la Comisión Federal de Electricidad (CFE), instalaron tres estaciones sismológicas en la región del Golfo (Puerto Libertad, Sonora, Bahía de Los Angeles e Isla Ángel de la Guarda, Figura 1). Con este arreglo de estaciones y apoyándonos en la Red Sismológica del Noroeste de México (RESNOM), se pretende estudiar la sismicidad de las Cuencas Wagner, Delfín y Salsipuedes, así como en las fallas transformadas que las unen. La sismicidad registrada hasta la fecha, está concentrada en la cuenca Delfín, la falla del Canal de Ballenas y la Bahía de las Animas al Sureste de la estación de Bahía de los Angeles. Sin embargo, los objetivos de este trabajo consisten en calcular los parámetros de fuente así como el modelado de la fuente de los sismos que ocurrieron en la Bahía de las Animas.

ESTUDIOS DE SISMICIDAD

Lomnitz et al. (1970), Tatcher y Brune (1971) y Brune et al. (1976), reportaron los resultados de una red instalada alrededor del Golfo en 1969. Numerosos enjambres sísmicos fueron registrados en las cuencas Wagner y Delfín, también observaron actividad microsísmica en la falla transformada del Canal de Ballenas.

La Cuenca Delfín, fue estudiada por Tatham y Savino (1974) y Reichle (1975). Tatham y Savino (1974) estudiaron un enjambre en esta cuenca, que ocurrió en 1972, sin embargo, las localizaciones no fueron lo suficientemente precisas como para delimitar la zona sismogénica.

Mungía et al. (1977) estudiaron el sismo de magnitud 6.5, que ocurrió en el canal de Ballenas en Julio de 1975. Ellos encontraron que el sismo tuvo un mecanismo de desgarre que concuerda con el rumbo de la falla del Canal de Ballenas. Este sismo tuvo una caída de esfuerzos de 4 bars.

Goff et al. (1975), determinaron los parámetros de fuente de 19 sismos con magnitudes M_s entre 5.4 y 6.6 en el Golfo de California, encontrando que la mayoría de los mecanismos reflejan el movimiento relativo de las placas del Pacífico y Norteamérica. La función de fuente sísmica de estos eventos no fue simple y en algunos casos pudo explicarse como dos fuentes. En todos los sismos estudiados existió una gran incertidumbre en la determinación de la profundidad, así como en su localización.

El área de estudio presentada en este escrito, comprende la Bahía de las Animas, una área en la cual no se tenía evidencia de actividad sísmica. Los principales rasgos batimétricos y estructurales del área se pueden observar en las Figuras 1 y 2, respectivamente.

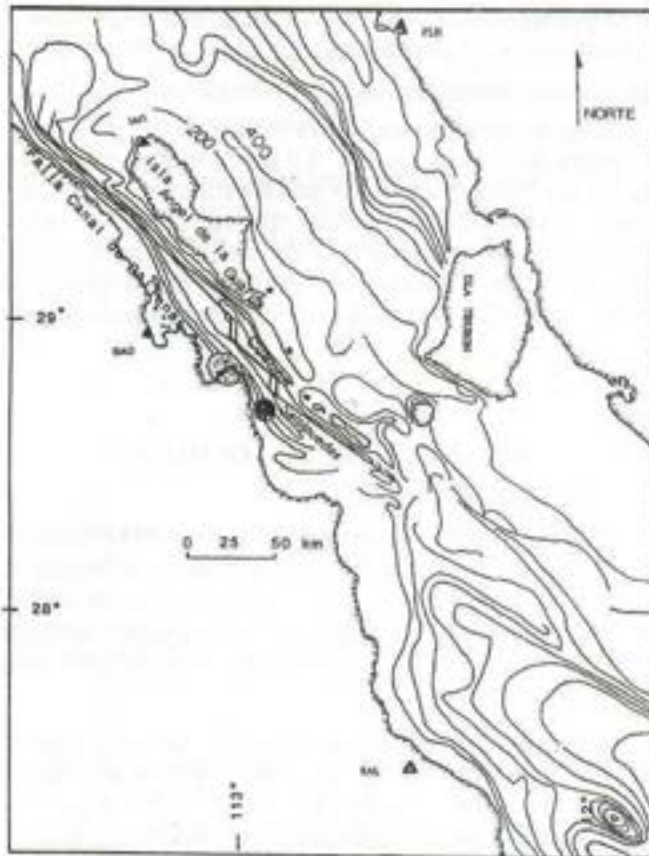


Figura 1. Mapa batimétrico del área de estudio. El intervalo de las isobates es 200 metros. Los triángulos representan las estaciones sísmológicas usadas en este estudio. El círculo negro es la localización del PDE para el sismo de magnitud 5.5. El área achurada muestra la localización del área de réplicas. Las líneas batimétricas fueron tomadas de la Secretaría de Marina. Dirección General de Oceanografía Naval, Carta Isobatimétrica, 1987.

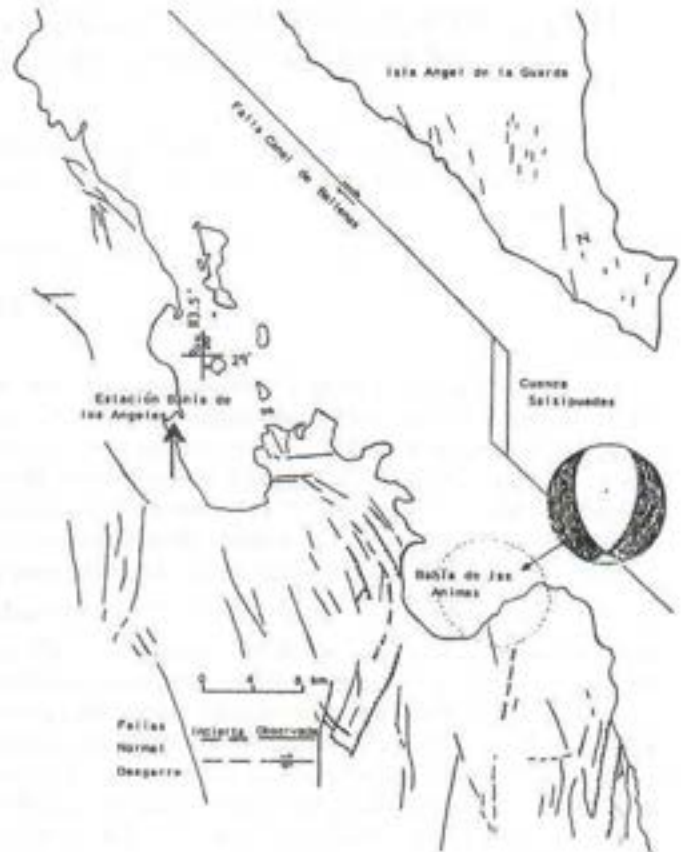


Figura 2. Mapa que muestra los principales rasgos tectónicos del área de estudio. El triángulo indica la localización de la estación acelerográfica de Bahía de los Angeles. Los rasgos estructurales fueron tomados de Gastil et al. (1975). La línea punteada indica el área de la actividad sísmica. También se muestra el mecanismo focal del sismo de magnitud 5.5

DESCRIPCION DE LAS ESTACIONES SISMOLOGICAS

La estación Bahía de los Angeles (BAG) se instaló en 1990, y yace sobre un dique riolítico. La estación consta de un acelerógrafo Kinemetrics SSA-1 digital de tres componentes con una sensibilidad de 1/4 de g, frecuencia natural de 50 Hz, amortiguamiento de 0.7 y una razón de muestreo de 200 muestras/s.

La estación Isla Angel de la Guarda (IAG) fue instalada en marzo de 1993 (después de la actividad en la Bahía de las Animas) en el norte de la isla del mismo nombre y yace sobre rocas metamórficas. Esta estación consta de un acelerógrafo Kinemetrics SSA-2 digital de tres componentes con una sensibilidad de 1/2 g, frecuencia natural de 50 Hz, amortiguamiento de 0.7 y una razón de muestreo de 200 muestras/s.

La estación Puerto Libertad Sonora (PLB) fué instalada en julio de 1990 por la Comisión Federal de Electricidad en el puerto del mismo nombre. Esta estación consta de un sismógrafo analógico Sprengnether MQ-800 conectada a un sismómetro con período natural de un segundo.

Para la localización de la sismicidad también se utilizó la estación de San Alberto (SAL) localizada en el volcán Tres Vírgenes en Baja California Sur. Esta estación también pertenece a la Comisión Federal de Electricidad. La Figura 1 muestra la localización geográfica de las estaciones.

LOCALIZACION EPICENTRAL Y CALCULO DE MAGNITUD

Debido a problemas con el control del tiempo absoluto en las estaciones de Puerto Libertad y Bahía de Los Angeles, la localización epicentral de los eventos se hizo de manera gráfica, utilizando la diferencia de tiempos de las fases S y P (t_{sp}). Las estaciones empleadas para la localización de cinco eventos fueron BAG, PLB, SAL; además, se emplearon dos estaciones de RESNOM (SPX y ECX) para la localización de los eventos más grandes que ocurrieron a las 8:14 y 8:20. Estos eventos se localizaron en la Bahía de las Animas entre 22 y 36 km al sureste de Bahía de los Angeles, área sombreada de la Figura 1. La Figura 3 muestra el acelerograma del sismo de las 8:20 de magnitud 5.5 y dos réplicas donde se aprecia con claridad los arribos de las fases P y S.

La magnitud local se calculó con el programa Pitsa (Scherbaum y Johnson, 1992). Otra magnitud calculada fue la Magnitud de Momento Sísmico M_w , propuesta por Hanks y Kanamori (1979), dada por:

$$M_w = \frac{2}{3} \log_{10} M_0 - 10.7$$

donde M_0 es el Momento Sísmico en dina-cm.

DETERMINACION DE LOS PARAMETROS DE FUENTE

Para determinar los parámetros de fuente se utilizó la teoría de Brune (1970). Esta metodología fué aplicada solamente a los acelerogramas registrados en la estación Bahía de los Angeles, ya que las estaciones digitales de RESNOM se localizan a más de 300 km del área de estudio.

Del registro de aceleración, se seleccionó una ventana de tiempo con las ondas S. A esta ventana se le calculó el espectro, utilizando un algoritmo basado en la transformada rápida de Fourier (FFT). De esta manera, se obtuvieron los espectros de aceleración los cuales fue-

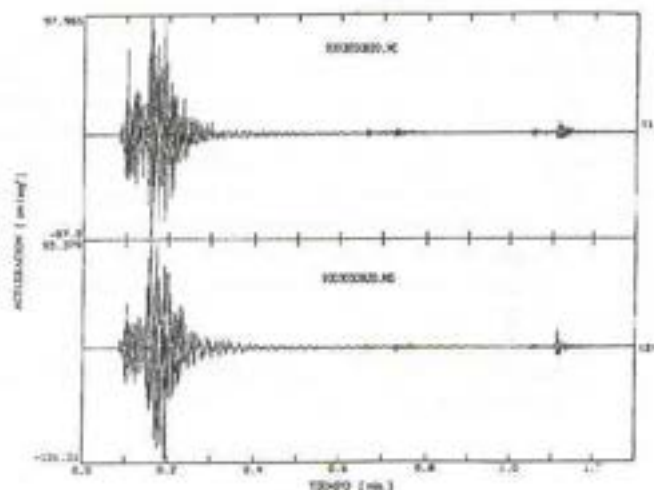


Figura 3. Acelerograma correspondiente al sismo de magnitud 5.5 y dos réplicas registrado en BAG.

ron transformados a desplazamiento. Estos espectros se caracterizan por una parte plana donde la amplitud se mantiene constante (Ω_0) y a partir de una cierta frecuencia (f_c) se produce una caída espectral. Estos dos parámetros Ω_0 y f_c son los que utilizamos para calcular el momento sísmico (M_0) y las dimensiones de la fuente. El momento sísmico puede calcularse a partir de la siguiente expresión:

$$M_0 = \frac{4\pi\rho R\beta^3}{KR_{0\phi}} \Omega_0$$

donde

β es la velocidad de las ondas S

$R_{0\phi}$ es el patrón de radiación de las ondas S

Ω_0 valor de la parte plana del espectro

ρ densidad

R distancia hipocentral entre la fuente y el receptor

K factor de amplificación de las ondas S.

Donde asumimos que β es igual a 3.3 km/seg, ρ es igual a 2.7 gr/cm³, K es igual 2 y $R_{0\phi}$ es igual a 0.62.

Si suponemos una falla circular, el radio de la misma puede obtenerse a partir de la frecuencia de esquina (f_c) mediante la relación

$$r = \frac{2.34\beta}{2\pi f_c}$$

La caída de esfuerzos ($\Delta\sigma$) se obtiene usando la siguiente expresión

$$\Delta\sigma = \frac{7M_0}{16r^3}$$

La variación del momento sísmico con el radio de la fuente y la frecuencia de esquina se presenta en la Figura 4. Este análisis se llevó a cabo con los eventos registrados en la estación Bahía de Los Angeles. En esta gráfica se observa que las caídas de esfuerzos varían entre 14.5 y 442 bars. En promedio la caída de esfuerzos es mayor que 100 bars. Como se mencionó anteriormente en esta zona no se tenía evidencia de actividad sísmica, por lo que está sugiere, una área de gran concentración de esfuerzos que al liberarse producen aceleraciones altas.

Los parámetros de fuente calculados con estas expresiones se presentan en la Tabla 1.

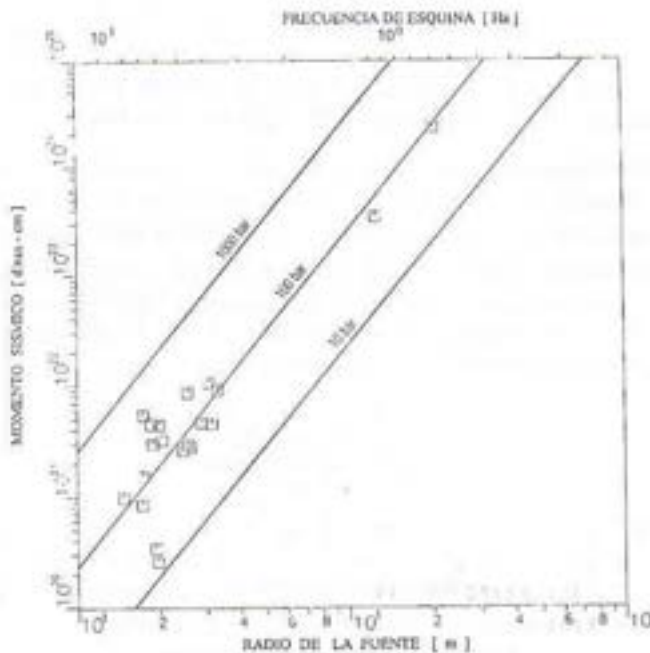


Figura 4. Gráfica del momento sísmico, radio de la fuente y frecuencia de esquina de las réplicas del sismo de la Bahía de las Animas, las líneas diagonales indican caída de esfuerzo constante.

MODELADO DE LAS ONDAS DE CUERPO

La geometría de la fuente se calculó utilizando la teoría desarrollada en los trabajos de Wang y Herrmann (1980), Herrmann y Wang (1985) y sintetizada en los programas de Herrmann (1987). Esta consiste en la generación de 10 funciones de Green para una dislocación puntual en un medio estratificado, la función de tiempo de la fuente puede ser una función parabólica, trapezoidal o cualquier función especificada por el usuario. Una vez elegida la fuente, se genera el sismograma para un doble par especificando la geometría de la fuente de acuerdo a la nomenclatura definida por Aki y Richards (1980; p. 106). La serie de tiempo se puede obtener en desplazamiento, velocidad o

Tabla 1. Parámetros de fuente de los eventos registrados en la estación Bahía de los Angeles.

EVENTO	M _w	M _L	M ₀ [dinas-cm]	f _c [Hz]	RADIO [m]	CAIDA DE ESFUERZOS [bars]
9205161220	3.9	3.8	9.23 X 10 ¹⁷	3.7	332	109.5
9205220957	2.9	2.8	2.60 X 10 ¹⁶	6.2	198	14.5
9205221011	3.0	3.5	3.44 X 10 ¹⁶	6.3	195	20.1
9205221039	3.7	3.4	4.73 X 10 ¹⁷	4.3	286	88.1
9212070857	3.2	3.2	8.54 X 10 ¹⁶	7.1	173	71.5
9303050814	5.0	5.3	3.48 X 10 ²³	1.0	1260	81.4
9303050820	5.5	5.4	3.20 X 10 ²⁴	0.6	2050	95.0
9303050828	3.6	3.7	2.82 X 10 ¹⁷	4.7	262	68.0
9303050838	3.9	4.4	8.75 X 10 ¹⁷	4.8	256	228.0
9303050909	3.6	3.9	2.63 X 10 ¹⁷	5.0	246	77.0
9303051154	3.7	4.1	4.51 X 10 ¹⁷	6.1	201	240.0
9303051824	3.6	3.8	2.98 X 10 ¹⁷	4.8	256	77.1
9303052232	3.7	3.9	4.59 X 10 ¹⁷	3.9	315	63.7
9303070312	4.0	4.3	1.08 X 10 ¹⁸	4.0	307	161.9
9303080030	3.7	4.1	4.75 X 10 ¹⁷	6.6	186	307.0
9303081230	3.6	4.1	3.20 X 10 ¹⁷	6.0	205	165.0
9303130070	3.0	3.5	9.85 X 10 ¹⁶	8.3	148	131.0
9303192226	3.4	4.5	1.54 X 10 ¹⁷	7.0	175	123.0
9304050340	3.8	4.3	5.50 X 10 ¹⁷	7.0	175	442.0
9304061013	3.6	3.8	3.02 X 10 ¹⁷	6.5	189	195.0

Tabla 2. Modelo transicional de corteza para la parte Norte del Golfo de California

ESPESOR (Km)	V _p (Km/Seg)	V _s (Km/Seg)	DENSIDAD (gr/cm ³)
3.0	4.0	2.4	1.8
5.0	5.4	3.2	2.4
16.0	6.7	3.9	3.0
0.0	7.8	4.5	3.4

aceleración o convolucionarse con cualquier tipo de instrumento.

El modelo de velocidades de corteza (Tabla 2), elegido en el modelado fue una modificación del utilizado por Goff et al. (1987).

La metodología empleada en el modelado fue la siguiente. Los acelerogramas se filtraron entre 0.01 y 1.0 Hz y se decimaron a 25 muestras por segundo. La geometría de la fuente se varió tomando como punto de partida el tensor de momento reportado por el Preliminary Determination of Epicenters (PDE). El primer plano de falla tiene un rumbo (ϕ) de 160°, un echado (δ) de 46° y el vector de deslizamiento de 242°. El segundo plano de falla tiene, rumbo 18°, echado 51° y deslizamiento de 296°. La profundidad reportada fue de 15 km. Se calcularon los sismogramas sintéticos variando el rumbo entre 0° y 20°, el echado entre 30° y 60° y el desplazamiento entre 250° y 300°. La profundidad se varió entre 3 y 15 km. La función de tiempo de la fuente fue una función trapezoidal dada por $dt_1=2$, $dt_2=1$ y $dt_3=3$ s.

La Figura 5 muestra los sismogramas sintéticos y observados del evento de las 8:20. El mejor ajuste se logró con la geometría reportada por el PDE, sin embargo, fue muy sensible a pequeños cambios en la profundidad, alrededor de 8 km. La comparación entre el sismograma observado y sintético se realizó visualmente. El mejor ajuste se obtuvo con los parámetros de la Tabla 3.

El pre-evento de las 8:14 con magnitud 5.3 es muy similar al de las 08:20 con magnitud 5.4. Por lo que concluimos que proceden de la misma fuente (Figura 6).

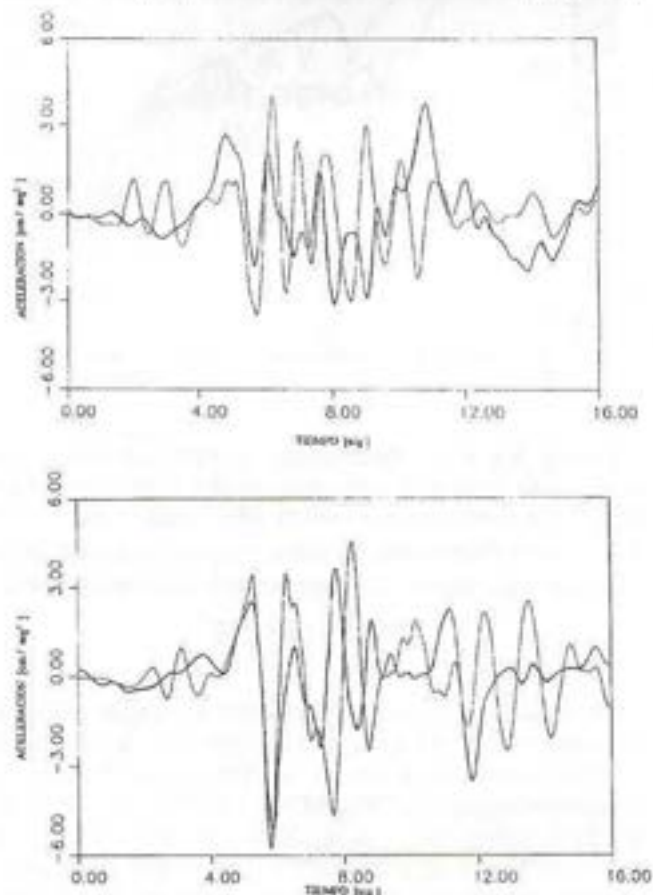


Figura 5. Comparación de la aceleración observado (línea delgada) y calculada (línea gruesa) del evento de las 8:20. Este ajuste se obtuvo con los siguientes parámetros $\Phi=18^\circ$, $\lambda=50^\circ$, $\delta=295^\circ$, $h=8$ km, $dt_1=2$, $dt_2=1$, $dt_3=3$ segundos, $M_0=3.2 \pm 1.0 \times 10^{24}$ dinas-cm.

Tabla 3. Parámetros Geométricos de la Fuente obtenidos mediante el modelo de las ondas de cuerpo del sismo 9303050820.

Rumbo Φ	Echado δ	Vec. Desl. λ	Prof. h [m]	Geom. Fuen. dt_1, dt_2, dt_3 [seg]	Mom. Sis. M_0 [dinas-cm]
18°	50°	295°	8 ± 1	2,1,3	$3.2 \pm 1.0 \times 10^{24}$

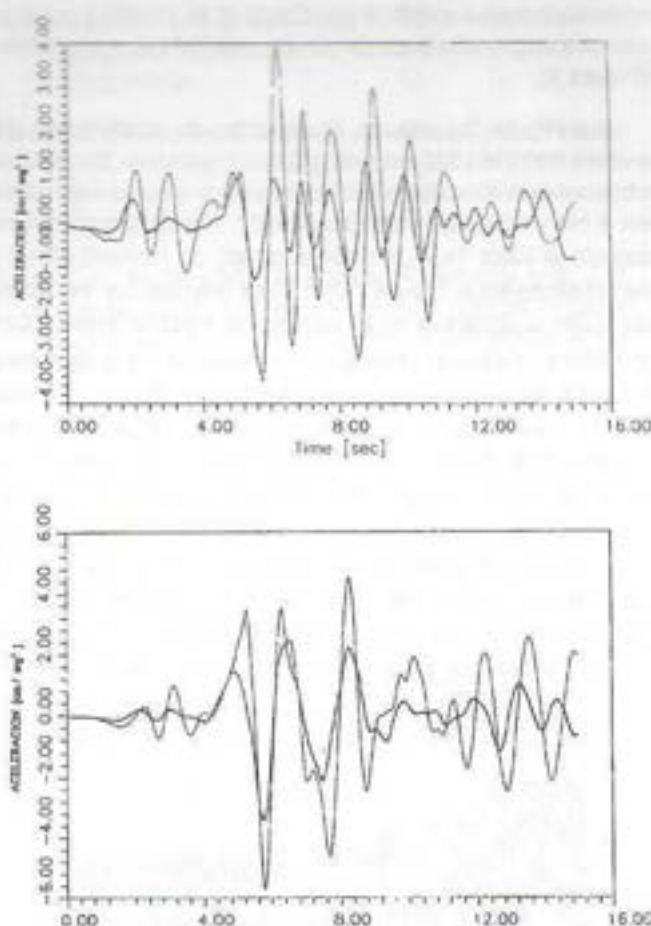


Figura 6. Comparación del evento principal (8:20 línea delgada) con el pre-evento (8:14 línea gruesa). La similitud en las formas de onda indica una misma forma de ruptura.

ANÁLISIS DE RESULTADOS

Brune et al. (1976) y Tatham y Savino (1974) reportaron, que la actividad registrada en la estación analógica de Bahía de Los Angeles tenía, tiempos S-P de 8 a 10 s los cuales provenían de la cuenca Delfin. En la actualidad la estación BAG ha registrado 22 eventos con magnitud local entre 2.5 y 5.4 y tiempos S-P entre 3 y 4 s (aproximadamente 30 km de la estación). También se registro un evento con tiempo S-P de 7.1 s, el cual se originó en la falla transformada del Canal de Ballenas. Considerando las estaciones de Puerto Libertad y San Alberto, los eventos con S-P de 3 ± 0.5 s se localizaron en las cercanías de Bahía de Las Animas, al sureste de Bahía de Los Angeles (área hachurada en las Figuras 1 y 2). Gastil et al. (1971) describieron en esta área una serie de fallas normales de lineamientos Norte-Sur. La modelación de las ondas de cuerpo del evento de las 08:20 del día 05 de Marzo, indica un fallamiento normal con rumbo $N18^\circ E$ y una profundidad de 8 km, esta dirección concuerda con los lineamientos

observados en superficie por Gastil et al. (1975) y podrían ser una expresión superficial de una falla a profundidad (Figura 2).

La Figura 7 presenta el espectro de aceleración del evento 9205161220 en una gráfica log-lineal. En ésta se observa que la caída espectral empieza aproximadamente en 4 Hz y continúa hasta los 24 Hz. De la pendiente se calculó el valor de K , la cual se ajustó de manera visual y se presenta en la Figura 7 con línea gruesa. La variación de K con la distancia no es apreciable y oscila entre 0.035 y 0.060 s. Rebollar (1990) calculó valores de K del orden 0.02 a 0.05 s en la región de la falla San Miguel. Por otro lado, se han reportado valores de K de 0.0035 y 0.0003 s en roca dura (Anderson y Hough, 1984). Estas variaciones de K en rocas competentes es debido a diferentes grado de rigidez en la roca (fracturamiento). Usando los valores de K se calculó un factor de calidad de 213 ± 20 . El valor Q de 213 está dentro del rango que reportan Rebollar et al. (1985) para Q_a (de 57 a 397) y Q_p (de 63 a 679) para la región del Macizo Roco en el norte de Baja California.

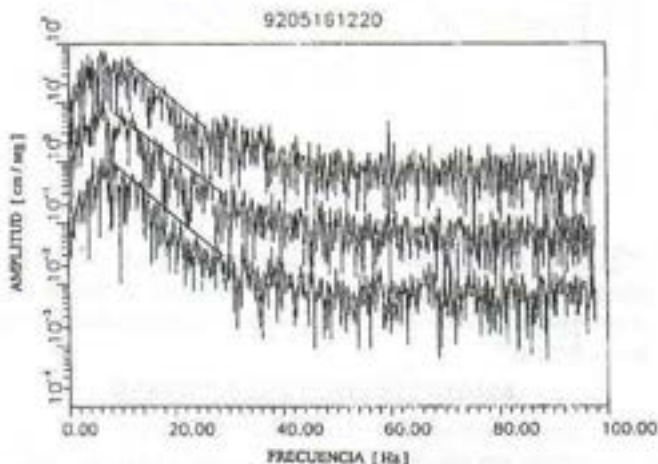


Figura 7. Espectro de aceleración del evento 9205161220 registrado en BAG. El espectro superior corresponde a la componente este-oeste, el espectro de enmedio corresponde a la componente norte-sur y el inferior a la componente vertical. La caída espectral a altas frecuencias para calcular K fué ajustada visualmente y se presenta con línea gruesa en la gráfica.

La Figura 8 muestra el espectro de desplazamiento del evento ocurrido a las 08:20 cuya aceleración máxima registrada fue de 101.3 cm-s^{-2} . Este evento fué registrado por la red sismológica del Sur de California. El PDE reportó un momento sísmico de 4.2×10^{24} dina-cm. Para calcular el momento sísmico se calculó el espectro de todo el registro (considerando la fases S y P) y se corrigió por atenuación ($Q=213$). El resultado de este proceso es el espectro de la

Figura 8, donde se observa una pendiente en el espectro de -1.9 y una frecuencia de esquina de 0.6 Hz. Con la amplitud a bajas frecuencias igual a 0.6 cm-s , obtenida del espectro de la Figura 8, calculamos un momento sísmico de 1.8×10^{24} dina-cm, un radio de la fuente de 2052 m y una caída de esfuerzos de 95 bars.

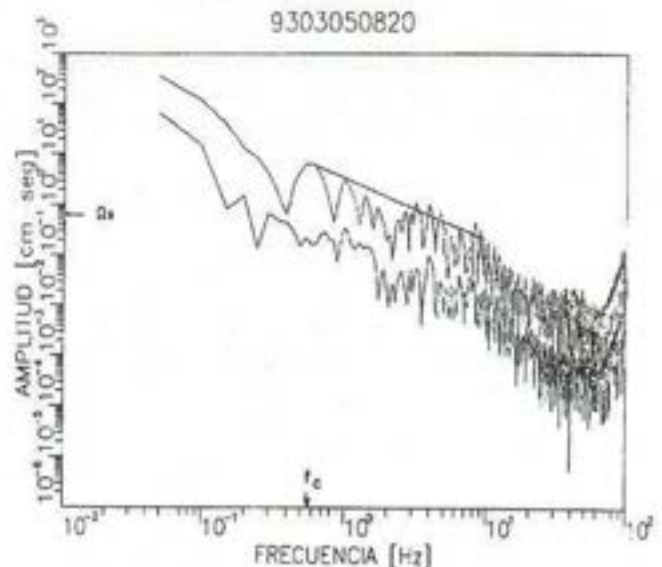


Figura 8. Espectro de desplazamiento calculado considerando todo el acelerograma del evento principal (8:20). La línea gruesa indica una caída espectral de -1.9. f_c es la frecuencia esquina y Ω_0 es nuestra estimación de la parte plana del espectro a bajas frecuencias.

CONCLUSIONES

La actividad sísmica detectada en la estación Bahía de Los Angeles fue localizada en la región de Punta Las Animas 30 km al sureste de la estación de Bahía de los Angeles. El modelado del evento (9303050820) con magnitud 5.5 sugiere una falla normal con un rumbo $N18^\circ E$, echado de 50° y una fuente a 8 ± 1 km de profundidad. Este rumbo concuerda con los lineamientos observados en la superficie por Gastil et al. (1975). Por lo que es muy probable que estos lineamientos sean una expresión superficial de una falla activa en esta área.

La función de tiempo de la fuente fue un trapecioide con $dt_1=2$, $dt_2=1$, $dt_3=3$ s, una duración de ruptura (T_0) de 3.5 s ($\pm dt_1+dt_2+\pm dt_3=3.5$) y una caída de esfuerzos de 95 bar con un momento sísmico en el rango de 1.88 a 4.2×10^{24} dinas-cm. El premonitor de magnitud 5.3, tuvo formas de onda similares al evento de las 8:20, lo que sugiere características de fuente similares. Se calculó un valor de K de 0.0475 ± 0.0125 s que es equivalente a un factor de calidad de 213 ± 20 . Las caídas de esfuerzos de los 20

eventos analizados en promedio es mayor de 100 bars, lo cual refleja una alta concentración de esfuerzos en un área pequeña en Punta Las Animas. Esta actividad sísmica la podemos considerar como de intraplaca.

AGRADECIMIENTOS

Agradecemos cordialmente el trabajo realizado por Antonio Mendoza Camberos, Arturo Pérez Vertti Ramírez, y María del Carmen Pérez Aguilar, en el manejo y edición de los datos.

BIBLIOGRAFIA

- Aki, K. and Richards, P.G. 1980 Quantitive seismology theory and methods vol. 1, W.H. Freeman and Company.
- Anderson, J.G. and S.E. Hough, 1984. A model for the shape of the Fourier amplitud spectrum of acceleration at high frecuencies. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 74(5): 1969-1993.
- Brune, J.N., 1970. Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes, *J. Geophys. Res.*, 75(26): 4997-5009.
- Brune, J.N., C. Lomnitz, C. Allen, F. Mooser, F. Lehner, and A. Reyes, 1976, A permanent seismograph array around the Gulf of California. *Bull Seism. Soc. Am.*, 66(3): 969-978.
- Gastil, R.G., R.P. Phillips, and E.C. Allison, 1975, Reconnaissance geology of the state of Baja California, México: GSA Memoir 140, 170 pp.
- Goff, J.A, E.A. Bergman, and S.C. Solomon., 1987, Earthquake Source mechanisms and transform fault tectonics in the Gulf of California. *J. Geophys Res.*, 92(B10) 10485-10510.
- Hanks, T.C, and H. Kanamori, 1979. A moment magnitud scale. *J. Geophys. Res.*, 84: 2348-2350.
- Herrmann, R.B. 1987. Computer programs in seismology, St. Louis University, St. Louis, Mo.
- Herrmann, R.B., and C.V., Wang, 1985. A comparison of synthetic seismograms. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 75(1): 41-56.
- Lomnitz, C., F. Mooser, C.R. Allen, J.N. Brune, y W. Thatcher . Sismicidad y tectónica de la región norte del Golfo de California, México: Resultados Preliminares, *Geofísica Internacional*, 10, 37-48.
- Munguía, L., M. Reichle, A. Reyes, R. Simons and J.N. Brune, 1977, Aftershocks of the 8 July, 1975 Canal las Ballenas, Gulf of California earthquake, 4(11): 507-509.
- Rebollar, C.J., C. Traslosheros, and R. Alvarez, 1985, Estimates of seismic wave attenuation in Northern Baja California. *Bull. Seism. Soc. Am.* 75, 1371-1382.
- Rebollar, C.J., 1990. Estimates of shallow attenuation of the San Miguel fault, Baja California., *Bull. Seism. Soc. Am.*, 80(3): 743-746.
- Reichle, M.S., and I. Reid, 1977, Detailed study of earthquake swarms from the Gulf of California. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 67: 159-171.
- Reichle, M.S., 1975. A seismological study of the Gulf of California: Sonobuoy and teleseismic observations, and tectonic implications. Ph. D. Thesis, University of California San Diego.
- Scherbaum, F. and J. Johnson, 1992, Programmable interactive toolbox for seismological analysis (PITSA)., *Int. Assoc. Seism. Phys. Earth Int.*, Menlo Park, CA.
- Tatham, R.H. and J.M. Savino, 1974, Faulting mechanics for two oceanic earthquake swarms., *J. Geophys. Res.*, 79: 2643-2652.
- Thatcher, W., and J.N. Brune, 1971, Seismic study of an Oceanic Ridge earthquake swarm in the Gulf of California. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 22: 473-489.
- Wang, C.V., and R.B. Herrmann, 1980, A numerical study of P-, SV-, and SH-wave generation in a plane layered medium. *Bull. Seism. Soc. Am.* 70(4): 1015-1036.

ANÁLISIS DE MICROSISMICIDAD REGISTRADA EN UN ACELERÓGRAFO EN EL NORTE DE LA ISLA ANGEL DE LA GUARDA, BAJA CALIFORNIA

Cecilio J. Rebollar y José Castillo-Román.

CICESE. Div. Ciencias de la Tierra. Depto. Sismología. Km. 107. Carr. Tijuana-Ensenada, Ensenada, B.C., México

RESUMEN

En marzo de 1993, se instaló en el norte de la Isla Angel de la Guarda un acelerógrafo digital de tres componentes con el fin de estudiar la actividad sísmica en la cuenca Delfín, 35 km al norte de la isla. Sin embargo, la actividad registrada hasta la fecha ha sido en forma de enjambres con tiempos S-P en el rango de 0.052 a 0.420 segundos. De esta actividad fue posible analizar 12 eventos. Las máximas aceleraciones de estos microsismos varían entre 20 y 216 gal. Las polarizaciones de los vectores de aceleración de los componentes horizontales del primer arribo presentan una dirección preferencial norte-sur, los cuales son congruentes con un lineamiento estructural norte-sur reportado por Gastil et al. (1975). Las dimensiones de la fuente de estos microsismos son del orden de 89 a 178 m y los momentos sísmicos yacen entre 3.0×10^{18} y 2.7×10^{19} dina-cm. Las caídas de esfuerzo varían entre 0.4 y 24.5 bar lo cual refleja una gran heterogeneidad de esfuerzos actuando en un medio altamente fracturado en la porción norte de la Isla Angel de la Guarda.

INTRODUCCION

En la parte norte del Golfo de California comprendida entre las latitudes 29.5°N y 31.5°N yacen los centros de dispersión de las cuencas Wagner, Delfín Superior y Delfín Inferior (Figura 1). La actividad generada en estos centros de dispersión ha sido estudiada por Lomnitz et al. (1970), Thatcher y Brune (1971), Brune et al. (1976), Reichle (1975) y más recientemente por Goff et al. (1987). Los datos utilizados han sido obtenidos por redes temporales y datos del ISC (International Seismological Center). La instalación de las estaciones digitales permanentes de San Felipe (SFX, sensor de velocidad), Puerto Peñasco (PPX, sensor de velocidad) e Isla Angel de la Guarda (IAG, sensor de aceleración) nos permitirá en el futuro estudiar con más detalle la actividad sísmica asociada a la tectónica del área, es decir, obtener mejores localizaciones, mecanismos focales y parámetros de fuente. En este trabajo, sin embargo, reportamos el estudio de la microsismicidad registrado en la estación IAG, asociada a la deformación que sufre la parte norte de la isla como consecuencia del movimiento de las placas del Pacífico y Norteamérica.

LOCALIZACION DE LA ESTACION IAG

La Isla Angel de la Guarda es la segunda isla más grande del Golfo de California. Su cercanía a la Cuenca Delfín, 35 km al norte de la isla, nos suministra con un sitio ideal para registrar la actividad sísmica de una cuenca oceánica. Por esta razón, en marzo de 1993 se instaló un

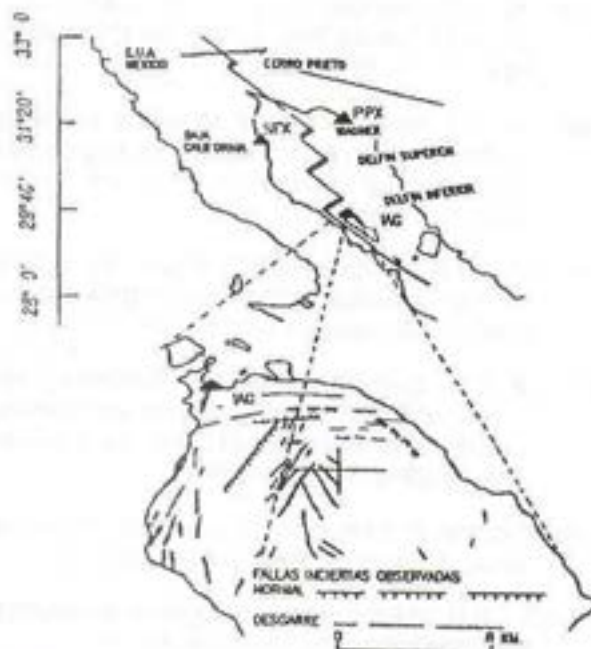


Figura 1. En la parte superior se muestran los rasgos tectónicos simplificados del paralelo 28 a la frontera con Estados Unidos. Los triángulos llenos muestran las localizaciones de las estaciones permanentes SFX, PPX, y IAG. La parte inferior es una ampliación de la zona norte de la Isla Angel de la Guarda. Los rasgos estructurales fueron tomados de Gastil et al. (1975). El triángulo indica la localización de la estación IAG.

acelerógrafo Kinometrics SSA-2 digital de tres componentes con una sensibilidad de 1/2 g, frecuencia natural de 50 Hz, amortiguamiento de 0.7 y una razón de muestreo de 200 muestras por segundo. Desde su instalación hemos registrado cinco enjambres con máximas aceleraciones que oscilan entre 5 y 216 gal. Sin embargo, esta actividad está asociada a los rasgos estructurales de la parte norte de la isla y no a la cuenca Delphin. La geología del sitio consiste de rocas volcánicas y afloramiento de rocas metamórficas. La Figura 1 muestra el área de estudio donde se distinguen los principales rasgos estructurales tomados de Gastil et al. (1975). En esta figura se observan lineamientos E-W, NE-SW y N-S. Es sobre un lineamiento norte-sur donde se localiza la estación IAG.

DETERMINACION DE PARAMETROS DE FUENTE

La sismicidad registrada en la estación IAG ocurrió en dos fases, la primera comenzó con dos enjambres el 3 de Julio de 1993, de donde seleccionamos siete registros. La segunda fase se inicia el primero de febrero de 1994 y concluye cuatro días después. En este caso seleccionamos cinco registros. El criterio de selección fue de que los microsismos tuvieron aceleraciones mayores a 10 gal. En algunos eventos no seleccionados no fue posible distinguir la onda S, aún cuando las máximas aceleraciones eran mayores a 10 gal. La Figura 2 muestra ejemplos de los registros de aceleración. Las diferencias de tiempo S-P de los microsismos seleccionados varía entre 0.052 y 0.420 s, que son equivalentes a distancias hypocentrales no mayores a 3100 m; suponiendo una velocidad de onda P de 5.5 km/s y una razón de Poisson de 1.73. La polarización de los vectores de aceleración de las componentes horizontales del primer arribo, calculados con el programa PITSA (Sherbaum y Johnson, 1992), indican una dirección de arribo NNE-SSW, como se observa en la Figura 3. La estación IAG, yace sobre un lineamiento estructural con rumbo norte-sur el cual podría ser el causante de esta actividad sísmica.

Para calcular las dimensiones de la fuente usamos la expresión de Boatwright (1980) dada por:

$$r = \frac{\tau_p v}{1 - \frac{v}{c} \sin \theta} \quad (1)$$

donde τ_p es el ancho del pulso entre el primer arribo de la onda P y su primer cruce por cero, v es la velocidad de ruptura, c es la velocidad de la onda P y θ es el ángulo entre la normal al plano de falla y la salida de la fuente del rayo sísmico. El ancho del primer pulso tiene la influencia

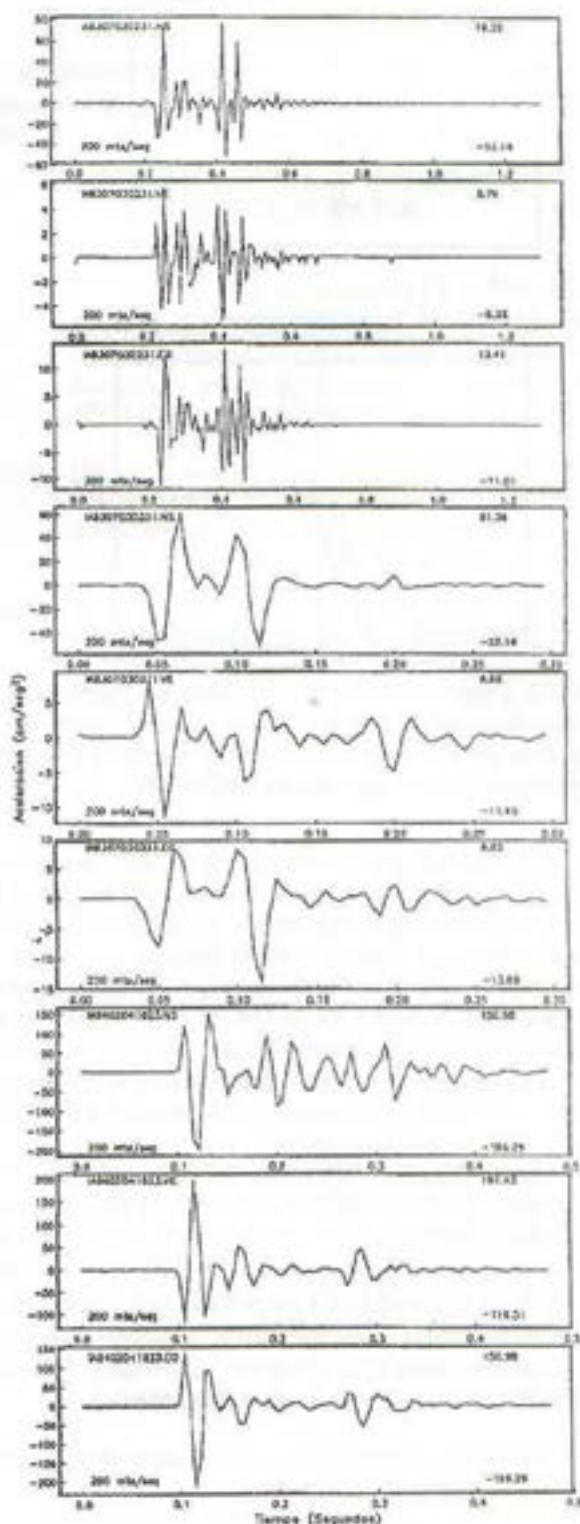


Figura 2. Acelerogramas típicos de los microsismos registrados en IAG. Note la corta duración de las señales sísmicas. Las máximas aceleraciones de cada registro están a la derecha en la parte superior e inferior.

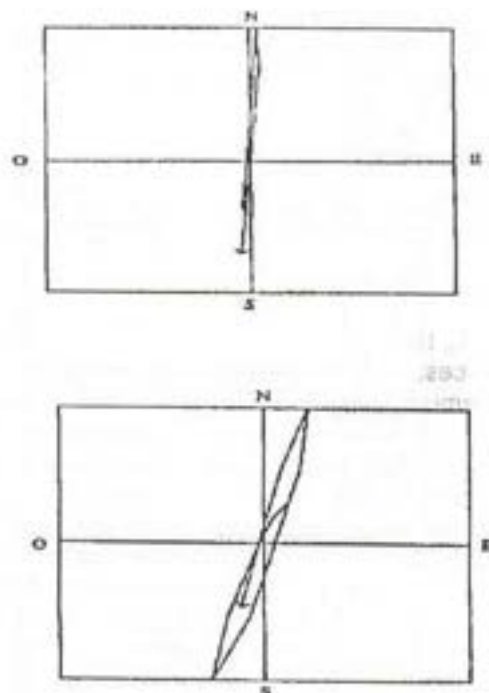


Figura 3. Diagramas del movimiento de partículas de los componentes horizontales para determinar el ángulo de polarización. En la parte superior el azimut es norte-sur y en el inferior es NNE-SSW.

del medio y del instrumento. Sin embargo, en nuestro caso la distancia entre fuente y receptor es muy corta, de tal forma que el efecto de la atenuación del medio en la primera oscilación es insignificante. Por otro lado, la respuesta del instrumento es plana hasta 45 Hz y la máxima frecuencia del pulso más angosto es de 34 Hz, por lo que no es necesario corregir por la respuesta del instrumento más allá de 45 Hz. Debido a estas consideraciones $\tau_{1/2}$ es una medida directa de la duración de ruptura. La Figura 4 muestra un ejemplo de la obtención de $\tau_{1/2}$.

Debido a que la actividad es somera y la estación yace sobre rocas, asumimos una velocidad de onda P de 5.5 km/s, valor típico del basamento y una razón de Poisson de 1.73. Para el cálculo de r asumimos una velocidad de ruptura de 2.86 km/s o sea 90% de la velocidad de ruptura de las ondas S, una razón de Poisson de 1.73, una velocidad de onda P de 5.5 km/s y un ángulo θ de 45°.

El momento sísmico se calculó con la siguiente expresión:

$$M_0 = \frac{4\pi\rho R\beta^3\Omega_0}{kR_{00}}, \quad (2)$$

donde ρ es la densidad, R es la distancia hipocentral, β es la velocidad de las ondas S, K es el factor de

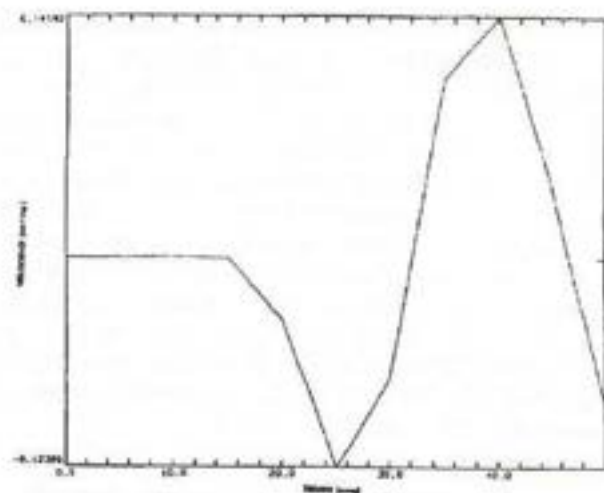


Figura 4. Ventana del primer pulso de los registros de velocidad donde indicamos el ancho del pulso ($\tau_{1/2}$).

amplificación de las ondas S y R_{00} es el patrón de radiación de las ondas S y Ω_0 es la parte plana del espectro de desplazamientos.

La Figura 5 muestra un ejemplo de un espectro de desplazamiento de las ondas S. Para el cálculo de M_0 asumimos que $\rho=2.77$ gr/cm³, $\beta=3.18$ km/s $K=2$ y $R_{00}=0.62$.

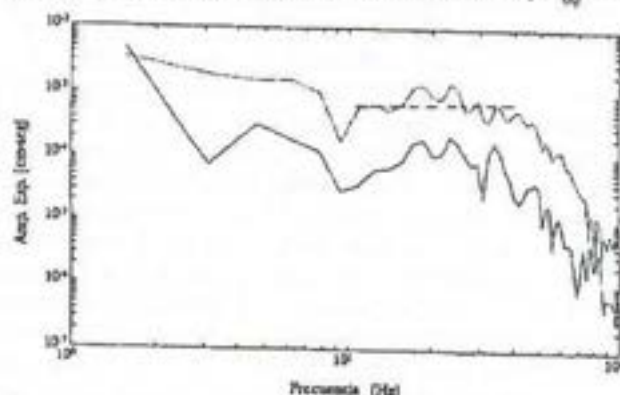


Figura 5. Espectro de desplazamiento de un evento típico, AGOCHOI, en donde mostramos como obtuvimos las partes planas del espectro (Ω_0) para la obtención de los momentos sísmicos reportados en la Tabla 1. El espectro con línea punteada es la componente este-oeste desplazada diez unidades y la línea continua corresponde a la componente norte-sur.

Una vez calculadas las dimensiones de la fuente y el momento sísmico, la caída de esfuerzos se calculó de la siguiente expresión:

$$\Delta\sigma = \frac{7M_0}{16r^3} \quad (3)$$

La forma como se procedió al análisis de los registros de la estación IAG fué la siguiente. Se separaron los eventos con aceleraciones mayores de 10 gal, se corrigieron por línea base y se integraron para obtener registros de velocidad en tiempo. A estos registros se les amplificó una ventana del primer arribo y se les midió $\tau_{1/2}$ como se indica en la Figura 4. Los valores de $\tau_{1/2}$, caídas de esfuerzos, dimensiones de la fuente y magnitud M_w (calculada con la relación $M_w = \frac{2}{3} \log M_0 - 10.7$, (Hanks y Kanamori, 1979) están dados en la Tabla 1. Los valores de $\tau_{1/2}$ varían entre 0.015 a 0.030 s, con los cuales se obtienen dimensiones de ruptura de 89 a 178 m. Las caídas de esfuerzos están en el rango de 0.4 a 24.5 bars. Los enjambres sísmicos y la geología estructural sugiere una acumulación de esfuerzos muy heterogénea, liberando energía mediante microsismos en un medio altamente fracturado y consecuentemente produciendo bajas caídas de esfuerzos.

Tabla 1. Parámetros de Fuente de los microsismos registrados en la estación Isla Angel de la Guarda.

EVENTO	TIEMPO (S-P) seg	ACEL. MAX. cm/seg.	$\tau_{1/2}$	r m	M_0 dyn-cm X 10^{18}	$\Delta\sigma$ bars	M_w
IAGO2	0.180	76.21	0.015	89.4	1.94	11.8	2.1
IAGO3	0.420	63.27	0.015	89.4	2.69	16.4	2.2
IAGO4	0.052	61.36	0.015	89.4	1.48	9.0	2.0
IAGO5	0.064	71.32	0.020	119.2	0.79	2.0	1.8
IAGO6	0.105	73.33	0.015	89.4	4.00	24.5	2.3
IAGE23	0.338	21.56	0.015	89.4	0.90	5.5	1.9
IAGE25	0.118	47.90	0.030	178.8	1.04	0.8	1.9
AGDOS1	0.126	114.32	0.015	89.4	0.71	4.4	1.8
AGTRE2A	0.210	20.60	0.025	149.0	0.98	1.3	1.9
AGTRE4A	0.212	120.20	0.010	59.6	0.65	13.6	1.8
AGTRE4B	0.126	32.60	0.025	149.0	0.30	0.4	1.6
AGOCHO1	0.169	216.49	0.015	89.4	0.94	5.8	1.9

CONCLUSION

En la parte norte de la Isla Angel de la Guarda se registraron enjambres de microsismos en lapsos de tiempo que no van más allá de 60 s. Esta actividad esta reflejando la influencia del complejo patrón de esfuerzos generado en la intersección de la cuenca Delfin y la falla transformada del Canal de Ballenas sobre la isla. Las magnitudes de los eventos estudiados varían entre 1.6 y 2.1 con aceleraciones en el rango de 21 a 216 gal. La profundidad de esta actividad no es mayor a 3 km. Las caídas de esfuerzos es baja (de 0.8 a 24.5 bar). Esta caída de esfuerzos reflejan una heterogeneidad de esfuerzos actuando en un medio altamente fracturado, como es la porción norte de la isla. La estación IAG yace sobre una falla con rumbo norte-sur la cual es muy probable sea la causante de estos enjambres.

AGRADECIMIENTOS

Agradecemos la labor realizada por Arturo Pérez Vertti Ramírez, Antonio Mendoza Camberos y María del Carmen Pérez Aguilar en la obtención y manejo de los datos

BIBLIOGRAFIA

- Boatwright, J., 1980, A spectral theory for circular seismic sources; simple estimate of source dimension, dynamic stress drop, and radiated seismic energy. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 70(1), 1-27.
- Brune, J.N., C. Lomnitz, C. Allen, F. Mooser, F. Lehner, and A. Reyes, 1976., A permanent seismograph array around the Gulf of California. *Bulletin of the Seismological Society of America* 66(3): 969-978.
- Goff, J.A., E.A., Bergman, and S.C., Solomon, 1987, Earthquake source mechanisms and transform fault tectonics in the Gulf of California. *Journal Geophysics Research*, 92(B10): 10485-10510.
- Hanks, T.C, and H. Kanamori, 1979, A moment magnitude scale. *Journal of Geophysics. Research*, 84 : 2348-2350.
- Lomnitz C., Mooser F., Allen C.R., Brune, J.N. y Thatcher W., 1970, Sismicidad y tectónica de la región norte del Golfo de California, México. *Resultados Preliminares. Geofísica Internacional*, 10, 37-48.
- Reichle, M.S., 1975, A seismological study of the Gulf of California: Sonobuoy and teleseismic observations, and tectonic implications., Ph. D. Thesis, University of California San Diego.
- Scherbaum, F. and J. Johnson, 1992, Programmable interactive toolbox for seismological analysis (PITSA)., International Association of Seismology and Physics of the Earth's Interior P.O. Box "I", Menlo Park, CA 94026, USA.
- Thatcher, W., and J.N. Brune, 1971, Seismic study of an oceanic ridge earthquake swarm in the Gulf of California., *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 22 : 473-489.



UNION GEOFISICA MEXICANA



SECRETARIA DE EDUCACION PUBLICA



CICESE

CENTRO DE INVESTIGACION CIENTIFICA Y
EDUCACION SUPERIOR DE ENSENADA