

TESIS DEFENDIDA POR
Mario González Escobar
Y APROBADA POR EL SIGUIENTE COMITÉ



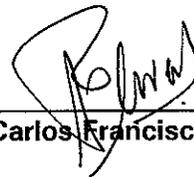
Dr. Luis Munguía Orozco

Director del Comité



Dra. Ma. Luisa Argote Espinoza

Miembro del Comité



Dr. Carlos Francisco Flores Luna

Miembro del Comité



Dr. Raúl Ramón Castro Escamilla

Miembro del Comité



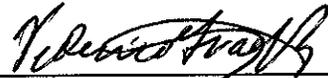
Dr. Cecilio Javier Rebollar Bustamante

Miembro del Comité



Dr. Cecilio Javier Rebollar Bustamante

Jefe del Departamento de Sismología



Dr. Federico Graef Ziehl

Director de Estudios de Posgrado

3 de septiembre de 1999

CENTRO DE INVESTIGACIÓN CIENTÍFICA Y DE EDUCACIÓN SUPERIOR
DE ENSENADA

DIVISIÓN DE CIENCIAS DE LA TIERRA
DEPARTAMENTO DE SISMOLOGÍA

**ESTUDIOS SISMOLÓGICOS EN LA REGIÓN DEL VALLE MEXICALI-
IMPERIAL: PARÁMETROS DE FUENTE, SIMULACIÓN DE MOVIMIENTOS
FUERTES Y ANISOTROPÍA SÍSMICA.**

TESIS
que para cubrir parcialmente los requisitos necesarios para obtener el grado de
DOCTOR EN CIENCIAS presenta

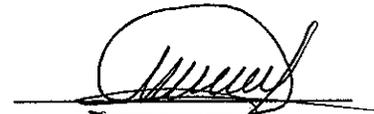
MARIO GONZÁLEZ ESCOBAR

Ensenada, Baja California, México. Septiembre de 1999.

RESUMEN de la tesis de Mario González Escobar, presentada como requisito parcial para la obtención del grado de DOCTOR EN CIENCIAS en SISMOLOGÍA. Ensenada, Baja California, México, Septiembre de 1999.

**ESTUDIOS SISMOLÓGICOS EN LA REGIÓN DEL VALLE MEXICALI-
IMPERIAL: PARÁMETROS DE FUENTE SÍSMICA, SIMULACIÓN DE
MOVIMIENTOS FUERTES Y ANISOTROPÍA SÍSMICA.**

Resumen aprobado por:



Dr. Luis Munguía Orozco
Director de tesis

Se analizan datos de temblores registrados en la región del Valle Mexicali-Imperial. Primeramente se determinan los parámetros de fuente para réplicas del temblor del Valle Imperial del 15 de Octubre de 1979 ($M_L = 6.6$). Los datos comprenden 348 espectros de Fourier para 65 réplicas con magnitudes entre 2.0 y 4.5. Los parámetros determinados consisten en momentos sísmicos que van de 5.7×10^{19} a 1.4×10^{22} dinas-cm, dimensiones de falla de 87 a 300 m, y caídas de esfuerzo de 6 a 500 barios. Tanto las dimensiones de las fallas como las caídas de esfuerzo son consistentes con resultados de otros investigadores para la misma región e igual intervalo de magnitudes. Para verificar la certeza de estos parámetros, se usó la técnica de deconvolución de funciones de Green empíricas, con la cual se obtuvieron las funciones de fuente relativas de siete eventos. La simplicidad de los pulsos obtenidos dió lugar a estimaciones confiables de los parámetros de fuente correspondientes. A excepción de dos eventos, cuyos momentos sísmicos resultaron ser alrededor de 3 veces más grandes, los momentos para el resto de los eventos concuerdan con los resultados del análisis espectral. A su vez, las caídas de esfuerzo para tres eventos resultaron ser 2.5 a 3.5 veces más bajas que las obtenidas por el método espectral. El resto de los eventos muestran diferencias en sus caídas de esfuerzo que varían hasta en un 50%.

En la segunda parte, se desarrolla un método para predecir los movimientos fuertes del terreno causados por sismos de magnitud intermedia. Nuestra metodología efectúa también una sumatoria de registros de sismos pequeños a manera de funciones de Green empíricas. Sin embargo, para evitar la suma repetida del registro de un solo evento pequeño, como se ha hecho en estudios previos, y considerar la variación esperada de los intervalos S-P según la posición relativa entre subfuentes y receptores, el método ajusta los intervalos S-P de las componentes horizontales mediante la combinación de la señal de onda P del registro vertical con las señales de onda S de las componentes horizontales. De esta manera se obtienen señales con intervalos S-P consistentes con cada distancia subfuente-receptor. Estas *funciones de Green empíricas compuestas* permiten colocar la energía de las ondas P y S en la posición correcta en los sismogramas sintéticos, superando al mismo tiempo la

carencia de acelerogramas con la distribución adecuada para representar las múltiples subfuentes que caracterizan al temblor fuerte en modelación.

Con el modelo desarrollado se simularon los movimientos fuertes producidos por el temblor del Valle Imperial de 1979, obteniendo sismogramas sintéticos con apariencia realista y amplitudes espectrales similares a las observaciones en una banda de frecuencias de interés para la ingeniería sísmica. Como segunda aplicación, se generaron mapas de aceleraciones máximas promedio del terreno y aceleración cuadrática media para la región del Valle Mexicali-Imperial. Tales mapas proporcionan una idea aproximada de lo que podría esperarse de temblores futuros, pudiendo ser de utilidad como guías preliminares en estudios del riesgo sísmico de la región.

Finalmente, se hace un estudio de anisotropía sísmica con base en observaciones de la partición de ondas S de temblores del Valle de Mexicali. Los resultados indican una dirección de polarización N-S para la onda S más rápida, en concordancia con la orientación del máximo esfuerzo compresivo regional. Asimismo, los tiempos de separación entre las ondas de corte resultantes de la partición van desde cero hasta 0.6 segundos, independientemente de la ubicación de los epicentros. Al norte y sur de la región estudiada se observaron tiempos de retraso pequeños o nulos, mientras que los retrasos mayores fueron registrados en su parte central, la que incluye al campo geotérmico de Cerro Prieto. Estas observaciones, junto con la hipótesis EDA de Crampin (1978) e información geofísica y de pozos existente, permiten proponer al yacimiento geotérmico como el probable volumen que causa la partición de las ondas de corte observada.

No se determinó si los tiempos de retraso observados en la zona de explotación geotérmica son normales o si indican algún comportamiento anómalo de la zona. En otros estudios se ha sugerido a los efectos de anisotropía como respuesta a acumulaciones locales de esfuerzo previas a la ocurrencia de temblores. Un análisis detallado de la variación en los parámetros de la partición de las ondas S permitiría, por lo tanto, pronosticar la ocurrencia de temblores de magnitud intermedia a baja en la zona. Sin embargo, aún cuando en los últimos 7 años han ocurrido 17 temblores con magnitudes entre 4 y 5, la información disponible no es suficiente para estudiar la posible variación de los parámetros de la partición en los intervalos transcurridos entre evento y evento y corroborar esta hipótesis.

Palabras clave: parámetros de fuente sísmica; simulación de movimientos fuertes; anisotropía sísmica

ABSTRACT of the Thesis of MARIO GONZÁLEZ ESCOBAR, presented as partial requirement to obtain the DOCTOR IN SCIENCES degree in SEISMOLOGY. Ensenada, Baja California, México, September 1999.

SEISMOLOGICAL STUDIES AT THE MEXICALI-IMPERIAL VALLEY REGION: SEISMIC SOURCE PARAMETERS, SIMULATION OF STRONG-GROUND MOTIONS, AND SEISMIC ANISOTROPY.

Earthquake data from earthquakes of the Mexicali-Imperial Valley are analyzed. First, we determine the seismic source parameters for aftershocks of the M_L 6.6, 1979 Imperial Valley earthquake. The data set comprises 348 Fourier spectra for 65 earthquakes with magnitudes between 2.0 and 4.5. The calculated source parameters include seismic moments between 5.7×10^{19} and 1.4×10^{22} dyne-cm, source dimensions from 87 to 300 m, and stress drops from 6 to 500 bars. These parameters are found consistent with estimations reported by other researchers for earthquakes of the same region and similar magnitudes. To verify our spectral source parameters, the empirical Green function deconvolution method was also used, from which relative source time functions were obtained for seven events. The simple shapes of the relative source pulses led to reliable estimations of the corresponding source parameters. Except for two events that had seismic moments about 3 times larger, the moments for the rest of the events are comparable to the spectral moments. In addition, calculated stress drops for three aftershocks became 2.5 to 3.5 times lower than Brune stress drops. For the remaining events the newly calculated stress drops varied within 50% from the previous values.

In the second part of the thesis, a method to predict the strong ground motion from intermediate-size earthquakes is developed. Our method also performs a summation of small-event records as empirical Green's functions. However, the method avoids summing repeatedly the same single-event records, as in other studies, in order to take into account the expected variation of the S-P intervals according to the relative position among subsources and receivers. For this, the S-P time intervals of the EGF horizontal components are adjusted through a combination of the P-wave signal from the vertical component and the S-wave signals from the horizontal components. The hereafter called *composite empirical Green's functions* resulting from these combinations have S-P times that are consistent with each subfault-to-receiver distance. With these composite signals the energy of the P and S waves is added at the right places on the synthetic seismograms and the lack of near-field seismograms for representing all the subsources that make up the target earthquake is roughly overcome.

The model was used to simulate some strong motions of the 1979 Imperial Valley earthquake, obtaining synthetics with a realistic appearance and spectral amplitudes that match well the observations in a frequency band of interest for seismic engineering

purposes. As a second application, the best-fit model was used to generate maps of mean peak ground and root mean square accelerations for the Mexicali-Imperial Valley. The empirically generated maps are intended to provide an approximate idea of what might be expected from similar strong earthquakes in the region, becoming thus useful, as preliminary guides, for purposes such as earthquake hazard analyses.

Finally, we perform a study of seismic anisotropy, based on the shear-wave-splitting phenomenon observed for earthquakes of the Mexicali Valley. Results of the study show a N-S average polarization direction of the faster split phase, in agreement with the orientation of the axis of maximum compressive stress in the region. Likewise, the delay times observed between the split shear waves are between zero and 0.6 seconds, regardless of the epicenter location of the earthquakes. To the north and south of the study area the delay times were small or close to zero, whereas larger delays were observed towards its central part, which includes the Cerro Prieto geothermal field. These observations, in combination with the EDA hypothesis of Crampin (1978) and geophysical and wells information that exists about the geothermal reservoir, suggest this reservoir as the anisotropy volume that more likely causes the shear-wave splitting observed in the zone.

Our limited data set does not allow, however, to tell whether the large delay times observed in the geothermal exploitation zone are normal or they are the result of anomalous behavior of the geothermal field. As suggested in other studies, anisotropy effects may be the response to local accumulations of stress that takes place before the occurrence of earthquakes. On that basis, the accumulated stresses in the studied area would be released intermittently as earthquakes distinctively larger than the small events that continuously occur. A detailed study of variations in the shear-wave-splitting parameters would become useful in forecasting the occurrence of future intermediate-to-low magnitude earthquakes in the zone. Seventeen 4–5 magnitude earthquakes have occurred in the zone where the larger delay times were observed during the last seven years. However, the available seismic data is not enough for analyses of the shear-wave splitting parameters at the time intervals from one event to the other.

Keywords: seismic source parameters; simulation of strong ground motion; seismic anisotropy

DEDICATORIA

A la memoria de mi Madre

A mi familia

A Mario, Adriana y Martha, por su apoyo incondicional y paciencia.

AGRADECIMIENTOS

A mi director de tesis Dr. Luis Munguía Orozco, por su constante apoyo durante mi estancia en el CICESE.

A los miembros del comité de tesis, por sus comentarios y sugerencias.

A todos mis profesores, compañeros y amigos.

Al personal del Dpto. de Sismología, en particular a: Víctor Wong, Antonio Vidal, Manuel Luna, Miguel Navarro y Tito Valdez, quienes comparten la responsabilidad de la Red de Acelerógrafos del Noroeste de México, así como al grupo de trabajo RESNOR, Antonio Mendoza, Mary Pérez, Ivonne Pedrín y Conchita González.

A J. Fletcher y Ramón Mendoza, del laboratorio de Geología Estructural y Petrología, por permitirme utilizar su equipo de computo.

Al Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada.

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología.

CONTENIDO

	Página
I. INTRODUCCIÓN	1
II. PARÁMETROS DE FUENTE SÍSMICA PARA RÉPLICAS DEL TEMBLOR DEL VALLE IMPERIAL DEL 15 DE OCTUBRE DE 1979 ($M_L = 6.6$)	6
II.1. Resumen	6
II.2. Introducción	7
II.3. Marco tectónico	9
II.4. Evento principal	10
II.5. Instrumentación y datos	11
II.6. Parámetros de la fuente	18
II.6.1. Método espectral	18
II.6.2. Método de funciones de Green empíricas	24
II.7. Conclusión	42
III. SIMULACIÓN DE MOVIMIENTOS FUERTES DEL TERRENO USANDO FUNCIONES DE GREEN EMPÍRICAS COMPUESTAS	43
III.1. Resumen	43
III.2. Introducción	44
III.3. Método de simulación usando <i>FGEC</i>	49
III.4. El temblor del 15 de Octubre de 1979 y su réplica mayor	57

CONTENIDO (Continuación)		Página
III.5.	Pruebas de validación del modelo	60
III.6.	Duración del movimiento fuerte del terreno	70
III.7.	Resumen de la simulación del temblor del Valle Imperial	76
III.8.	Predicción del movimiento fuerte del terreno	83
III.9.	Conclusiones	87
IV.	OBSERVACIONES DE ANISOTROPÍA SÍSMICA EN EL VALLE DE MEXICALI, BAJA CALIFORNIA, MÉXICO	89
IV.1.	Resumen	89
IV.2.	Introducción	90
IV.3.	Instrumentación y datos	93
IV.4.	Análisis de la partición de las ondas de corte	98
IV.5.	Resultados y discusión	105
	IV.5.1. Dirección de polarización de las ondas de corte	105
	IV.5.2. Tiempos de retardo de las ondas S rápida (qS1) y lenta (qS2)	109
IV.6.	Conclusiones	115
	Literatura citada	117

LISTA DE FIGURAS

<u>Figura</u>		<u>Página</u>
1.	Redes sísmicas (Δ USGS, \blacktriangle CICESE-IGPP) y epicentro del temblor del Valle Imperial del 15 de Octubre de 1979, $M_L = 6.6$ (estrella). El recuadro de la figura superior representa el mapa de la parte inferior. Zonas geotérmicas con temperaturas mayores a 150°C , se indican en cuadros rojos y líneas en rojo son las principales falla de la región. <i>CPr</i> es el área del campo geotérmico de Cerro Prieto (modificado de Fuis <i>et al.</i> , 1982).	13
2.	Epicentros (\oplus)de las réplicas del temblor del Valle Imperial del 15 de Octubre de 1979 ($M_L = 6.6$). Las líneas A-A' y B-B' corresponden a los perfiles de hipocentros que se muestran en la Figura 3. Lo demás es como en la Figura 1.	15
3.	Secciones verticales A-A' y B-B' (ver Figura 2). La estrella corresponde al evento principal y los círculos a las réplicas.	16
4.	Ejemplos de registros típicos en sus 3 componentes en diferentes estaciones, distancia hipocentral y magnitudes.	17
5.	Ejemplos de espectros de desplazamiento de la onda <i>S</i> . A) serie de tiempo indicando la ventana que se utiliza para la obtención del espectro. B) espectro teórico (línea roja) ajustado al espectro observado (línea azul) directamente en la pantalla de la computadora, y C) ajuste entre los espectros teórico (rojo) y observado (azul) utilizando el método de inversión de Del Pezzo <i>et al.</i> , (1987).	23
6.	A) Ilustración del procedimiento de deconvolución de la <i>FGE</i> para recuperar la <i>RSTF</i> de dos sismos, B) Espectros de desplazamiento de las series de tiempo mostradas, incluyendo los espectros de desplazamiento resultantes (<i>RSTF</i>) de la deconvolución. La escala en tiempo es la misma para todos los registros, no así para las amplitudes.	26

LISTA DE FIGURAS (Continuación)

<u>Figura</u>		<u>Página</u>
7.	Método de deconvolución de las <i>FGE</i> . En cada par de trazas, la superior es del evento para el cual los parámetros de la fuente fueron determinados. La traza inferior es del evento más pequeño usado como función de Green empírica. La deconvolución produce como resultado el pulso en desplazamiento mostrado a derecha de cada par (<i>RSTF</i>). La escala en tiempo es la misma para todas las trazas, incluyendo los pulsos, no así las amplitudes.	27
8.	Desplazamiento de formas de onda deconvolucionadas (<i>RSTF</i>). Las regiones oscuras muestran el área utilizada para estimar el momento sísmico ($M_0 = AM_{0g}$). Las líneas bajo las formas de onda muestran el tiempo de ascenso $\tau_{1/2}$ (rise time) usados para determinar el radio de la falla. Las letras corresponden a los eventos referidos en la Tabla III.	29
9.	Comparación de resultados obtenidos empleando los métodos espectral y de funciones de Green empíricas.	33
10.	Parámetros de la fuente sísmica reportados en la Tabla II. Las líneas diagonales indican niveles constantes de caída de esfuerzo. Las barras de error representan el promedio de las incertidumbres del momento sísmico (EM_0) y la frecuencia de esquina (Ef_c). Los círculos sólidos indican datos obtenidos solamente en una estación, los círculos vacíos corresponden a datos obtenidos en más de una estación.	35
11.	A) Caída de esfuerzo contra momento sísmico para las réplicas del temblor del Valle Imperial del 15 de Octubre de 1979 ($M_L = 6.6$), B) caída de esfuerzo contra profundidad.	36

LISTA DE FIGURAS (Continuación)

<u>Figura</u>		<u>Página</u>
12.	Caída de esfuerzo contra momento sísmico. Cuadros sólidos indican eventos que ocurrieron en el segmento sur de la falla Imperial; cuadros vacíos son eventos ocurridos al centro y norte de la falla Imperial, círculos vacíos corresponden a parámetros reportados por Munguía y Brune (1984), y los triángulos representan la información de Domínguez (1997). Las letras corresponden a resultados obtenidos mediante el uso de FGE y reportados en la Tabla III.	38
13.	Epicentros de los eventos analizados en este estudio. Cuadro sombreado indica el área de los sismos analizados por Domínguez (1997), el círculo sombreado corresponde a la región de los eventos analizados por Munguía y Brune (1984). Lo demás es como la Figura 1.	39
14.	Parámetros de la fuente para sismos ocurridos en el Valle Mexicali-Imperial. Los círculos sólidos indican réplicas del temblor del Valle Imperial del 15 de Octubre de 1979 ($M_L = 6.6$); los círculos vacíos corresponden a lo reportado por Munguía y Brune (1984), y los triángulos representan la información de Domínguez (1997).	41
15.	Representación gráfica del proceso de ruptura de un terremoto. Para simular el movimiento del terreno generado por un evento grande, el método considera una superficie de falla plana dentro de un semiespacio. La falla se discretiza en muchas subfallas (celdas), cada una de las cuales representa una fuente puntual e independiente que se activa una vez que el frente de ruptura llega a su centro. En cada receptor (estación) el movimiento del terreno se calcula mediante la sumatoria de los registros del evento pequeño empleados para representar los sub-eventos (funciones de Green empíricas). Un porcentaje de celdas (cuadros sombreados) permanecen sin romperse.	50

LISTA DE FIGURAS (Continuación)

<u>Figura</u>		<u>Página</u>
16.	Ejemplos de funciones de Green empíricas compuestas (<i>FGEC</i>). Durante el proceso de simulación del terremoto, las señales de ondas <i>P</i> y <i>S</i> del evento pequeño (<i>FGE</i>), en sus tres componentes, se combinan para generar componentes horizontales con intervalos de tiempo <i>S-P</i> consistentes con cada una de las distancias subfalla - receptor. Estas <i>FGEC</i> se usan en nuestra simulación del movimiento del terreno para evitar sumar repetidamente el registro del evento pequeño.	53
17.	Ejemplos de contornos de igual tiempo de retraso en una estación dada para una ruptura bilateral. a) Tiempos de retraso calculados sin considerar alteraciones aleatorias; b) tiempos de retraso alterados mediante la suma de cantidades aleatorias de tiempo.	57
18.	a) Geología y principales fallas del área de estudio. Las estrellas indican el epicentro del temblor del Valle Imperial de 1979 y la réplica más fuerte; los triángulos sólidos marcan las localizaciones de las estaciones de movimientos fuertes que registraron en ambos lados de la línea internacional U.S.-México. b) Acelerogramas de la réplica principal ocurrida 2.5 segundos después del evento principal.	59
19.	Versión modificada de la distribución de deslizamiento publicado por Archuleta (1984) para el temblor del Valle Imperial de 1979. El modelo de Archuleta no provee información del deslizamiento del segmento de la falla situado al sureste del epicentro. Por lo tanto, para una ruptura bilateral, la información del deslizamiento de los primeros 10 km del modelo de Archuleta se refleja al sureste desde el hipocentro. La cruz y el punto blanco marcan los hipocentros del evento principal y de la réplica mayor, respectivamente.	62

LISTA DE FIGURAS (Continuación)

<u>Figura</u>		<u>Página</u>
20.	Formas de onda y amplitudes espectrales de aceleración observadas y sintéticas en la estación 11. Las letras mayúsculas indican: A) datos observados, B) movimientos sintéticos de una ruptura bilateral y el deslizamiento variable de Archuleta (1984), y C) registros sintéticos de una ruptura bilateral con deslizamiento constante de 40 cm. Los acelerogramas reales y sintéticos se filtraron con un pasabandas entre 0.5 y 25 Hz.	64
21.	Comparación de datos registrados en la estación 11 con aceleraciones sintéticas generadas usando diferentes valores de velocidad de ruptura. Aunque no se observan diferencias críticas entre las señales predichas, los resultados de éstas y otras pruebas indican que los mejores resultados se obtienen para una velocidad de ruptura de 0.9β .	66
22.	Aceleraciones del terreno observadas y simuladas para diferentes estaciones. Los registros sintéticos se calcularon de dos formas: usando <i>FGEC</i> y mediante la suma repetida de un solo registro (<i>FGE</i>). Note que en general el uso de las <i>FGEC</i> produce acelerogramas sintéticos con tiempos <i>S-P</i> muy similares a los intervalos de tiempos <i>S-P</i> de los registros reales.	67
23.	Comparación de los registros de aceleración de la estación 01 con señales sintéticas generadas usando los datos de aceleración producidos por la réplica mayor del temblor de Octubre de 1979 (23:19, $M_L = 5.0$) como <i>FGEC</i> .	68
24.	Gráficas de residuales de amplitud espectral (log calculado - log predicho) contra frecuencia para diferentes estaciones. Los registros de diferentes estaciones para la réplica más fuerte se usaron como <i>FGEC</i> en la generación de los datos sintéticos. Los mejores resultados (desviación estándar $\sim 0.1 - 0.2$) se obtienen para estaciones que registraron tanto al evento pequeño como al grande.	70

LISTA DE FIGURAS (Continuación)

<u>Figura</u>		<u>Página</u>
25.	Gráfica esquemática de la función $W(t)$ estimada de los registros observados y sintéticos incluidos en la figura. $W(0.5)$ y $W(0.95)$ indican puntos en el registro en los que el 5% y 95% de la energía total se ha acumulado, respectivamente. El intervalo del registro que contiene el 90% de la energía sísmica total se define aquí como la duración del movimiento del terreno.	72
26-A.	Comparación de la longitud de las ventanas que contienen el 90% de la energía sísmica en los registros observados y simulados. Aunque se observa alguna dispersión en los datos, en la mayoría de los casos las duraciones del movimiento del terreno en señales observadas y sintéticas concuerdan dentro de ± 3.0 segundos.	74
26-B	Valores promedio de la cuadrática media (<i>arms</i>) calculada de las componentes horizontales en cada estación como función de la distancia epicentral. Las barras de error representan el 25% del valor calculado en cada estación.	75
27.	Resultados típicos de simulación del movimiento del terreno para estaciones Mexicanas y Americanas. La figura despliega registros de aceleración observados y sintéticos con sus correspondientes espectros. Las amplitudes máxima se indican para cada uno de los registros.	79
28.	Gráficas de (a) aceleración máxima del terreno (<i>PGA</i>), (b) aceleración cuadrática media (<i>arms</i>), como una función de la distancia epicentral, y (c) <i>PGA</i> como una función del azimut. Los datos graficados son los promedios de valores calculados de las dos componentes horizontales de cada estación. Los líneas punteadas en la parte (c) indican la orientación de la falla Imperial al sureste y noroeste a partir del epicentro.	81

LISTA DE FIGURAS (Continuación)

<u>Figura</u>		<u>Página</u>
29.	Contornos de valores predichos de <i>PGA</i> en cada uno de los 550 puntos de la malla que cubre el área de esta figura. Los datos graficados corresponden a los valores promedio de las amplitudes máximas calculados de las dos componentes horizontales en cada uno de los sitios postulados. Para propósitos de comparación, los valores observados de <i>PGA</i> se indican dentro de los círculos localizados en las estaciones de registro. Los datos observados y sintéticos se filtraron entre 0.5 y 25 Hz. Las líneas blancas delimitan áreas de intensidad VI y VII tal y como fue reportado por Reagor <i>et al.</i> , (1982).	84
30.	Contornos de valores predichos <i>arms</i> en cada uno de los 550 puntos de la malla que cubre el área mostrada en la figura. Los datos graficados corresponden al promedio de los valores de aceleración cuadrática media de las dos componentes horizontales en cada uno de los sitios postulados. Para propósitos de comparación, los valores observados de <i>arms</i> se indican dentro de los círculos localizados en la estaciones de registro.	85
31.	Principales fallas y distribución geográfica de las estaciones de la Red de Acelerógrafos del Noroeste de México (triángulos y oscuros), y la red sísmica temporal instalada en 1978 (triángulos vacíos) . Las abreviaturas <i>MRP</i> y <i>VMI</i> , indican las regiones de Macizo Rocosos Peninsular y Valle Mexicali-Imperial. Las flechas representan las direcciones de los máximos y mínimos esfuerzos horizontales en Brawley y Borrego Mountain reportados por Zoback y Zoback (1980).	94
32.	Epicentros de sismos ocurridos entre 1991 y 1997 y utilizados en el estudio de anisotropía sísmica (polígonos). Los círculos vacíos corresponden a eventos del enjambre Victoria de 1978; los círculos sólidos indican los sismos de mayor magnitud ocurridos en la región en los últimos años. <i>CPR</i> = área de recarga, <i>CPr</i> = Campo geotérmico de Cerro Prieto, <i>C</i> = Falla Cucapá, <i>P</i> = Falla Pescadores, <i>B</i> = Falla Borrego, <i>LS</i> = Falla Laguna Salada, <i>EM</i> = Falla Central El Mayor.	96

LISTA DE FIGURAS (Continuación)

<u>Figura</u>		<u>Página</u>
33.	Acelerogramas típicos de la región del Valle de Mexicali, registrados en diferentes estaciones para el sismo ocurrido el 14 de Noviembre de 1996, $M= 4.0$ y profundidad 7 km. Se muestra el registro filtrado a 10 Hz en la estación <i>CHI</i> enmarcándose las diferencias en los arribos de la partición de las ondas <i>S</i> ($qS1$ y $qS2$).	99
34.	Acelerogramas sin filtrar y acelerogramas filtrados en diferentes bandas. A la derecha se muestran los diagramas de partícula preparados con las señales marcadas con líneas más gruesas. Se observa que el movimiento de la partícula se define mejor para bandas de frecuencias más estrechas. En la parte inferior se muestra el desplazamiento obtenido por integración numérica de las señales originales de aceleración. Las flechas indican la dirección de la polarización.	101
35.	Registros obtenidos en la estación <i>CHI</i> para el sismo ocurrido el 9 de Diciembre de 1993, $M = 3.4$ y profundidad 9 km. Las series de velocidad y desplazamiento se calcularon integrando numéricamente del registro de aceleración. El ancho de las ventanas (en azul) es el mismo en todas las series. Obsérvese que es mas fácil seguir el movimiento de la partícula cuando se usan los datos de desplazamiento en la preparación de los diagramas del movimiento de partícula.	102
36.	Registros obtenidos en la estación <i>SAL</i> para el sismo del 1 de Octubre de 1995, $M = 3.4$ y profundidad 5.5 km. La explicación de esta figura es la misma de la figura anterior.	103
37.	Representación de la dirección de polarización de las ondas <i>S</i> rápidas mediante diagramas de rosa. La máxima amplitud en los diagramas es proporcional al valor promedio del tiempo de separación entre las ondas <i>S</i> rápida y lenta; la escala para estos tiempos se indica en la parte superior izquierda de la figura. Los datos de Zúñiga <i>et al.</i> , (1995) no están escalados como los datos de este estudio. Hacia la parte derecha de la figura se muestra un diagrama de rosa preparado con la información de todas las estaciones, indicando su desviación estándar. En cada estación se indica el valor promedio (grados) de la dirección de polarización y el número de datos utilizados (<i>ne</i>). Los mecanismos focales son de González (1986).	107

LISTA DE FIGURAS (Continuación)

Figura

38. Tiempos de retraso ($qS2-qS1$) respecto: a) distancia epicentral, b) azimut y c) profundidad. En ninguna de las figuras se observa algún comportamiento en particular.

Página

113

Tabla**LISTA DE TABLAS****Página**

- | | | |
|------|--|----|
| I. | Coordenadas de las estaciones y tipo de sensores utilizados. | 14 |
| II. | Epicentros y parámetros de fuente. AMD es año, mes, día; HMS, hora, minuto, segundo; H, profundidad, M, magnitud; f_c , frecuencia de esquina; Ef_c , error en la frecuencia de esquina; M_0 , momento sísmico, EM_0 , error en el momento sísmico; r , radio de la fuente; $\Delta\sigma$, caída de esfuerzo; N, número de componentes utilizadas. | 22 |
| III. | Parámetros de fuente obtenidos utilizando las metodologías de funciones de Green empíricas y espectral. Los números en paréntesis en el radio de la fuente y caída de esfuerzo ($\Delta\sigma$) representan estimaciones del rango de error suponiendo una incertidumbre de $\pm 0.02\text{seg}$ en el tiempo de ascenso (rise time). | 32 |

**ESTUDIOS SISMOLÓGICOS EN LA REGIÓN DEL VALLE MEXICALI-
IMPERIAL, BAJA CALIFORNIA, MÉXICO:
PARÁMETROS DE FUENTE SÍSMICA, SIMULACIÓN DE MOVIMIENTOS
FUERTES Y ANISOTROPÍA SÍSMICA.**

I. INTRODUCCIÓN

El objetivo práctico de la sismología es impedir o reducir las pérdidas ocasionadas por temblores fuertes, ya sea mediante la estimación del riesgo sísmico o a través de estimar la probabilidad de ocurrencia del próximo evento fuerte en una región dada. Sin embargo, los tiempos de recurrencia de los terremotos son largos, del orden de decenas o centenas de años, mientras que el problema en sismología es el de hacer estimaciones a intervalos de tiempo relativamente cortos. Por tal razón, contar con registros sísmicos suficientes y adecuados en sitios de interés raramente ocurre. Por otro lado, la predicción de temblores hasta el presente no ha sido posible. En un intento por dar solución a esta problemática, usualmente se analiza la información de eventos pasados con la finalidad de predecir los movimientos fuertes en sitios de interés específico, en los cuales no se cuenta con registros sísmicos. Esto, sin embargo, no es fácil, debido principalmente al escaso conocimiento que comúnmente se tiene de las características geológicas del subsuelo y a la carencia de registros que permitan validar tales predicciones. Por tal razón, en los últimos años se ha dado mucha importancia a la estimación del comportamiento del suelo durante la ocurrencia de terremotos como un intento por cubrir la carencia de registros de movimientos fuertes.

El Valle Mexicali-Imperial, localizado en la región noreste de Baja California-Sur de California, se caracteriza por ser una zona de alto riesgo sísmico por ubicarse en la

frontera entre dos grandes placas tectónicas: la de Norteamérica y la del Pacífico. En los últimos años varios sismos de magnitud moderada han sido generados por algunas de las fallas de la región, causando daño en las áreas agrícolas y metropolitanas que existen en ambos lados de la frontera internacional México-Estados Unidos. El último sismo de magnitud moderada que ocurrió en la región del Valle Mexicali-Imperial, es el del 15 de Octubre de 1979 ($M_L = 6.6$).

El objetivo de esta tesis es estudiar algunas de las características importantes de la sismicidad de la región del Valle Mexicali-Imperial, entre las que se incluyen: Parámetros de fuente sísmica, simulación de movimientos fuertes y anisotropía sísmica de la corteza. Con esto se espera contribuir a un mejor entendimiento del fenómeno sísmico y, al mismo tiempo, que los resultados sirvan de guía en la toma de decisiones respecto al riesgo sísmico de la región de estudio.

En el capítulo dos usamos datos de réplicas del temblor del Valle Imperial de 1979 ($M_L = 6.6$) para estimar los parámetros de la fuente sísmica de acuerdo al modelo de fuente propuesto por Brune (1970). El momento sísmico, las dimensiones de ruptura, suponiendo una falla de tipo circular, y la caída de esfuerzo se determinan a partir de la frecuencia de esquina y la amplitud en bajas frecuencias del espectro de desplazamiento de las ondas *S*. La caída de esfuerzo, en particular, es uno de los parámetros que más influyen en la aceleración producida por un temblor, por lo que las variaciones regionales de este parámetro son de importancia crítica en los análisis del riesgo sísmico. Las razones principales para efectuar el presente análisis son dos. Primeramente a que en el Valle de Mexicali no existe suficiente información sobre estos parámetros (Thatcher, 1972;

Munguía y Brune, 1984 y Domínguez, 1997), y segundo que la base de datos de dichas réplicas nunca ha sido utilizada extensivamente para estimar los parámetros de sus fuentes sísmicas.

Para la determinación de los parámetros de fuente sísmica es necesario corregir los espectros de desplazamiento por varios efectos. Es necesario corregir por la distancia entre la fuente y la estación, por la atenuación de la energía a lo largo de la trayectoria, por el efecto de la respuesta del instrumento y por las condiciones locales del sitio de registro, principalmente. Cuando no se tiene un conocimiento adecuado sobre los efectos de atenuación y las condiciones geológicas del sitio de registro, particularmente, los parámetros se determinan con un alto grado de incertidumbre.

Como una segunda alternativa, y con el fin de verificar nuestros parámetros de fuente determinados por el método espectral, utilizamos también la técnica de deconvolución de funciones de Green empíricas, con la cual se evita hacer algunas de las correcciones mencionadas. La comparación de los resultados de ambas técnicas proporciona una mayor confianza en los parámetros determinados mediante el análisis espectral.

En el capítulo tres se desarrolla un método para predecir los movimientos fuertes del terreno causados por terremotos de magnitud intermedia. El método se aplica a datos de aceleración producidos por el temblor del Valle Imperial del 15 de Octubre de 1979. La carencia de registros obtenidos a distancias cortas de epicentros de temblores grandes en la región del Valle Mexicali-Imperial fue en parte la motivación para realizar este estudio. Como en otras aproximaciones, para simular los movimientos del terreno generados por un

evento fuerte, nuestro método también utiliza registros de eventos pequeños como funciones de Green empíricas (*FGE*). Sin embargo, para evitar sumar repetidamente el registro de un solo evento pequeño, como lo hacen la mayoría de los trabajos previos, el método ajusta los intervalos de tiempo *S-P* en las componentes horizontales de la *FGE* para hacerlos consistentes con cada una de las distancias subfalla - receptor. A partir de los registros del evento pequeño se obtienen las señales que llamamos *funciones de Green empíricas compuestas (FGEC)*. Para esto el algoritmo combina la señal de la onda *P* registrada en la componente vertical con las señales de la onda *S* de las componentes horizontales. De esta forma, además de sumar la energía de las ondas *P* y *S* en los lugares adecuados de los sismogramas sintéticos, superamos en general la deficiencia de no contar con acelerogramas apropiados para representar todas las pequeñas rupturas que caracterizan el terremoto a simular.

Los parámetros principales del modelo que desarrollamos son la aceleración máxima del terreno (*PGA*, por sus siglas en inglés), el contenido de frecuencias de los sismogramas, la aceleración cuadrática media (*arms*) y la longitud de la ventana que contiene lo más significativo del movimiento en los registros. Con este método de simulación modelamos los registros de aceleración generados por el temblor del Valle Imperial del 15 de Octubre de 1979 ($M_L = 6.6$). Decidimos trabajar con este temblor por ser el evento más grande que se ha registrado en un número significativo de estaciones de movimientos fuertes ubicadas en ambos lados de la frontera internacional México – Estados Unidos, además de no haber ocurrido otro temblor fuerte ($M \geq 6.5$) desde entonces. La deficiencia de registros de aceleración en el campo cercano de eventos de

magnitudes grandes es otra razón que genera interés en los métodos de simulación, para propósitos de ingeniería de diseño.

Como una segunda aplicación del modelo propuesto, se generan mapas de valores *PGA* y *arms* para la región del Valle Mexicali-Imperial. Estos mapas empíricos tienen el propósito de proporcionar una idea aproximada de lo que puede esperarse de un terremoto de magnitud similar en la región, lo cual puede ser de utilidad en el diseño de estructuras resistentes a terremotos.

En el capítulo cuatro se estudia el fenómeno de anisotropía sísmica, con base en un análisis de la partición de las ondas *S* observada en registros de temblores del Valle de Mexicali. El objetivo es investigar si existe alguna correlación entre la dirección de polarización de las ondas de corte y el patrón de esfuerzos compresivos de la región. Se examinan también los tiempos de separación entre las ondas que resultan de la partición de las ondas de corte para evaluar el grado de anisotropía sísmica en la región. Los resultados del estudio se analizan de acuerdo a la hipótesis conocida como anisotropía de extensión-dilatación (*extensive-dilatancy anisotropy* o *EDA*) descrita por Crampin (1978), Chen *et al.* (1987), Leary *et al.* (1990) y Crampin y Lovell (1991), entre otros.

II PARÁMETROS DE FUENTE SÍSMICA DE RÉPLICAS DEL TEMBLOR DEL VALLE IMPERIAL DEL 15 DE OCTUBRE DE 1979 ($M_L = 6.6$)

II.1. Resumen.

Se determinan parámetros de fuente sísmica mediante un análisis de datos digitales proporcionados por las diferentes redes sismológicas que se instalaron en la región del Valle Mexicali-Imperial para registrar las réplicas del temblor del 15 de Octubre de 1979 ($M_L = 6.6$). Los datos analizados comprenden 348 espectros de Fourier calculados de las señales de onda S de 65 temblores con magnitudes entre 2.0 y 4.5. Los parámetros determinados consisten en momentos sísmicos que van de 5.7×10^{19} a 1.4×10^{22} dinas-cm, dimensiones de ruptura, suponiendo una falla de tipo circular, de 87 a 300 m, y caídas de esfuerzo de 6 a 500 barios. Tanto las dimensiones de las fallas como las caídas de esfuerzo determinadas son consistentes con estimaciones obtenidas por otros investigadores para temblores de la misma región e igual intervalo de magnitudes. Se observa, además, que el valor promedio de las caídas de esfuerzo está dentro del intervalo reportado para temblores de California (70 a 100 barios). Con el propósito de verificar la robustez de los parámetros calculados, se usó también la técnica de deconvolución de funciones de Green empíricas, aprovechando que con esta metodología se eliminan los efectos de trayectoria, sitio y respuesta instrumental de los sismogramas analizados. De esta manera se obtuvieron las funciones de fuente relativas de siete eventos, para los que se dispuso de información suficiente para el uso de esta segunda alternativa. La simplicidad de los pulsos de estas funciones condujo a estimaciones confiables de los parámetros de fuente. A excepción de

dos eventos cuyos momentos sísmicos resultaron ser alrededor de 3 veces más grandes, los momentos para el resto de los eventos concuerdan con los resultados derivados del análisis espectral. A su vez, las caídas de esfuerzo calculadas para tres eventos resultaron ser 2.5 a 3.5 veces más bajas que las obtenidas por el método espectral. Para el resto de los eventos las diferencias en las caídas de esfuerzo varían dentro de un 50%. La diferencia entre estas metodologías pudiera atribuirse a factores inherentes de cada uno de los métodos, tales como correcciones inadecuadas del espectro por efectos de sitio y atenuación, entre otras.

II.2. Introducción.

Con el propósito de registrar las réplicas del temblor del Valle Imperial ocurrido el 15 de Octubre de 1979 ($M_L = 6.6$), el Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada (*CICESE*), el Institute of Geophysics and Planetary Physics (*IGPP*), de la University of California, San Diego (*UCSD*), y el United States Geological Survey (*USGS*) instalaron instrumentos sismológicos en la zona epicentral.

El epicentro del evento principal fue localizado en la parte sur de la falla Imperial (Chávez *et al.*, 1985), en la región del Valle Mexicali-Imperial. Esta falla, junto con la de Cerro Prieto, son las fallas más activas de la región. Ambas fallas, separadas por un pequeño centro de dispersión localizado al este del Volcán Cerro Prieto, se caracterizan por movimiento horizontal de tipo lateral derecho.

Debido al gran número de datos digitales obtenidos a distancias cortas, a un buen conocimiento de la velocidad de propagación de las ondas sísmicas en la vecindad de la falla y a resultados de investigaciones previas basadas en registros obtenidos a distancias cortas, se cuenta con detalles característicos del modelo de fallamiento para este temblor (Hartzell y Helmberger; 1982, Olson y Apsel, 1982; Hartzell y Heaton, 1983; Archuleta, 1984; entre otros). Por ejemplo, Boore y Fletcher (1982) realizaron un estudio de datos digitales registrados principalmente en el segmento norte de la falla Imperial, reportando parámetros de fuente para una sola réplica. González (1986) analizó la sismicidad del Valle de Mexicali para el período de 1977 a 1980, reportando en su trabajo la localización de algunas de las réplicas del sismo de Octubre de 1979. Por otro lado, Singh *et al.*, (1982) usaron registros de réplicas para estudiar la atenuación de las ondas sísmicas a lo largo de la falla Imperial. Del análisis de la partición de las ondas *S* exhibida por sismogramas de réplicas del temblor de 1979, Zollo y Bernard (1989) observaron un fuerte efecto de anisotropía en los sedimentos someros en la falla Imperial. Así mismo, Bouin y Bernard (1994) analizaron la polarización de las ondas *S* usando datos del evento principal y de su réplica mayor.

Por nuestro interés en contribuir con información para la evaluación del peligro sísmico en el norte de Baja California, nos abocamos al estudio de las réplicas del temblor del Valle Imperial con la finalidad de determinar sus parámetros de fuente. Otras razones adicionales que motivaron este estudio son las siguientes. Primero, en el Valle de Mexicali no existe suficiente información sobre parámetros de fuente, salvo los reportados por

Thatcher (1972), Munguía y Brune (1984) y Domínguez (1997). Y segundo, los datos disponibles tienen un buen cubrimiento azimutal, además de no haber sido estudiados extensivamente en términos de los parámetros de fuente. Los datos que analizamos corresponden a réplicas ocurridas entre el 17 de Octubre y el 14 de Noviembre de 1979, con magnitudes que van de 2.0 a 4.5. Los epicentros correspondientes están distribuidos en tres regiones: norte, centro y sur de la falla Imperial.

II.3. Marco tectónico.

La depresión Salton es considerada como un rift continental, resultado de la separación de Baja California y el sur de California de la parte continental iniciada hace 4 ó 5 millones de años aproximadamente (Herzig y Jacobs, 1994). Lomnitz *et al.*, (1970), en un estudio de sismicidad de la región norte del Golfo de California, propusieron un modelo tectónico consistente en una serie de fallas transformes conectadas por pequeños centros de dispersión. Esta idea ha sido apoyada a través de los últimos años por sismicidad continua, un alto flujo de calor, volcanismo reciente, una importante actividad geotérmica y una pronunciada anomalía gravimétrica dentro de la depresión. La interpretación de los datos geofísicos, geológicos y geodésicos de la región fue realizada por Fuis *et al.*, (1982).

En los últimos años, temblores de magnitud moderada generados por algunas fallas de la región causaron daños en áreas agrícolas y metropolitanas en ambos lados de la frontera internacional México – Estados Unidos. Ejemplo de estos temblores son el del Valle Imperial del 15 de Octubre de 1979, el de Victoria del 9 de Junio de 1980, el de Cerro Prieto del 7 de Febrero de 1987, y los de Superstition Hills del 23 y 24 de Noviembre de

1987. Una síntesis de las investigaciones desarrolladas sobre la estructura de la corteza y la sismotectónica de Baja California puede consultarse en el artículo de Frez y González (1991).

II.4. Evento principal.

El temblor del 15 de Octubre de 1979 ocurrió en el Valle Mexicali-Imperial, con epicentro en la latitud $32^{\circ}88.61'N$ y longitud $115^{\circ}18.53'O$ (Figura 1). Su epicentro fue localizado en el norte de México, cerca de la frontera México - USA. Dicho temblor, con profundidad de 10 km, magnitud $M_L = 6.6$ (Chávez *et al.*, 1982) y un momento sísmico de $(7 \times 10^{25} \text{ dinas} \cdot \text{cm})$ (Kanamori y Reagan, 1982), equivalente a una magnitud $M_W = 6.5$, es considerado como de tamaño moderado. Su mecanismo focal indica movimiento lateral derecho sobre una falla vertical con rumbo $N42^{\circ}O$, coincidiendo con la dirección de la sección sur de la falla Imperial (Johnson y Hutton, 1982).

La máxima intensidad modificada de Mercalli (MMI) que predominó durante el evento principal fue estimada en VII. En la ciudad de Mexicali solamente el edificio principal del aeropuerto fue dañado, mientras que en EL Centro, Brawley, Imperial y Calexico algunos edificios sufrieron daños severos. La estructura más dañada fue el Imperial County Services Building en El Centro (Reagor *et al.*, 1982).

Las réplicas del temblor del Valle Imperial se distribuyeron en más de 100 km a lo largo de la falla Imperial, desde el área geotérmica de Cerro Prieto hasta el Salton Sea, cubriendo una región notablemente asísmica durante los 5 años precedentes al sismo (Johnson y Hutton, 1982). Más de 2000 réplicas ocurrieron durante los primeros 20 días, la

mayoría de las cuales se originaron en el extremo noroeste de la falla Imperial, mientras que en la región del epicentro del evento principal no se observó actividad significativa (Johnson y Hutton, 1982).

II.5. Instrumentación y datos.

La Figura 1 muestra la localización de las estaciones sísmicas sobre un mapa que ilustra los trazos superficiales de las principales fallas. En el mapa se muestra un mayor número de estaciones que el realmente usado debido a que algunos instrumentos fueron reubicados durante el periodo de operación. La información adicional sobre la localización y el tipo de instrumentación de cada estación se presenta en la Tabla I. Los instrumentos de registro fueron operados por el Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada (*CICESE*), el Institute of Geophysics and Planetary Physics (*IGPP*), de la University of California, San Diego (*UCSD*) y el U.S. Geological Survey (*USGS*).

Las estaciones del *CICESE* utilizaron grabadoras digitales de Terra Technology, *DCA-300*, mientras que las estaciones del *IGPP* fueron equipadas con grabadoras *DCS-302* también de Terra Technology. Con estas grabadoras se utilizaron sensores Kinometrics y Geotech con periodos naturales de 5 seg y 1 seg, respectivamente. La señal de cada sensor fue grabada a una razón de 100 muestras por segundo. Las seis estaciones del *CICESE* y el *IGPP* formaron una línea a lo largo de la falla Imperial, como se muestra en la Figura 1.

El *USGS* desplegó un arreglo de 5 estaciones con equipos Sprengnether *DR100* con registro digital en cassette y sensores de velocidad con frecuencia natural de 2 Hz. Adicionalmente, 2 instrumentos de movimientos fuertes, con frecuencia natural de 50 Hz y

razón de 200 muestras por segundo en cada componente, fueron también instalados. Todas las estaciones registraron 3 componentes de movimiento en direcciones mutuamente ortogonales. Los sensores horizontales fueron orientados $N45^{\circ}E$ y $N45^{\circ}O$ en todas las estaciones del *CICESE* y el *IGPP* y en direcciones $N-S$ y $E-O$ en las del *USGS*. Más detalles de las características instrumentales de las estaciones sísmicas se proporcionan en los trabajos de Boore y Fletcher (1982) y Brune *et al.*, (1980).

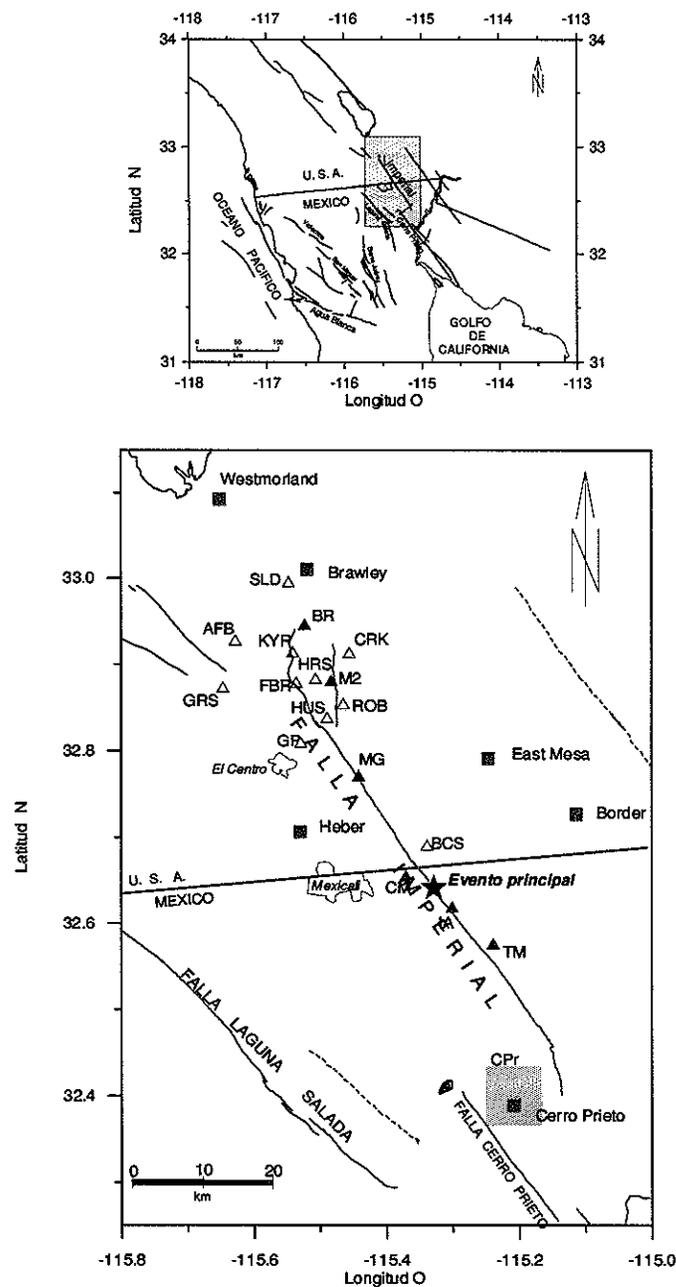


Figura 1. Redes sísmicas (Δ USGS, \blacktriangle CICESE-IGPP) y epicentro del temblor del Valle Imperial del 15 de Octubre de 1979, $M_L = 6.6$ (estrella). El recuadro de la figura superior representa el mapa de la parte inferior. Zonas geotérmicas con temperaturas mayores a 150°C , se indican en cuadros rojos y líneas en rojo son las principales falla de la región. *CPr* es el área del campo geotérmico de Cerro Prieto (modificado de Fuis *et al.*, 1982).

Tabla I Coordenadas de las estaciones y tipo de sensores utilizados.

Latitud N	Longitud O	Estación	Sensor	Institución
32.5770	-115.2388	TM	VEL	CICESE-IGPP
32.6192	-115.3007	IA	VEL	CICESE-IGPP
32.6558	-115.3703	CM	VEL	CICESE-IGPP
32.8817	-115.4833	M2	VEL	CICESE-IGPP
32.7717	-115.4417	MG	VEL	CICESE-IGPP
32.9467	-115.5233	BR	VEL	CICESE-IGPP
32.8798	-115.5360	FBR	VEL	USGS
32.9285	-115.6282	AFB	VEL	USGS
32.8743	-115.6467	GRS	VEL	USGS
32.9960	-115.5475	SLD	VEL	USGS
32.9140	-115.4558	CRK	VEL	USGS
32.8552	-115.4653	ROB	VEL	USGS
32.8392	-115.4895	HUS	VEL	USGS
32.6917	-115.3385	BCS	VEL	USGS
32.8103	-115.5292	GP	VEL	USGS
32.9148	-115.5413	KYR	FBA	USGS
32.8843	-115.5068	HRS	FBA	USGS

Sensor: FBA = aceleración , VEL = velocidad

Con base en su localización geográfica y en la calidad de los registros disponibles, sesenta y cinco réplicas fueron seleccionadas para nuestro estudio. En la Figura 2 se muestra la distribución de las estaciones y los eventos sísmicos, mientras que en la Tabla II se presentan las coordenadas epicentrales y las magnitudes, conjuntamente con los parámetros de fuente determinados.

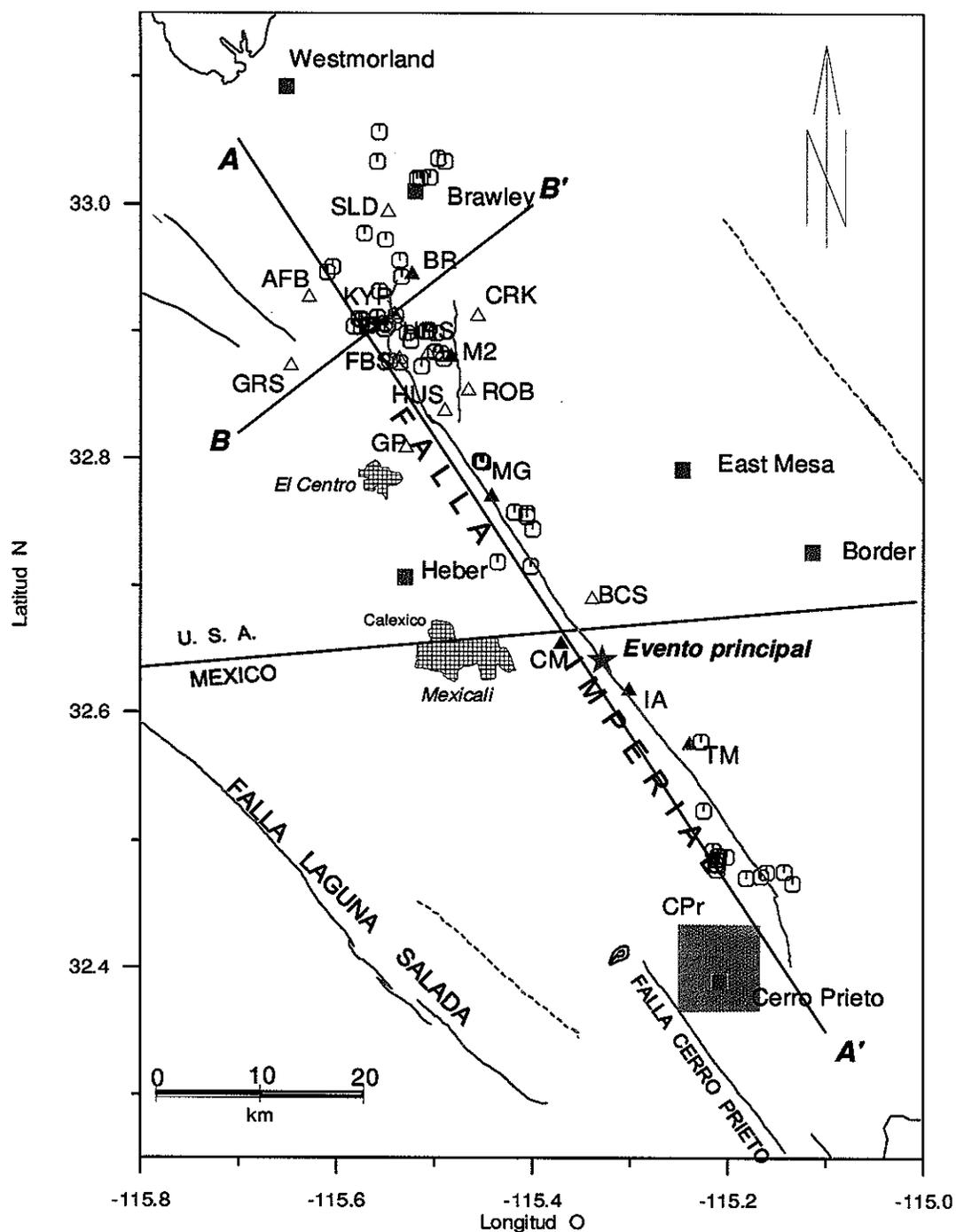


Figura 2. Epicentros (□) de las réplicas del temblor del Valle Imperial del 15 de Octubre de 1979 ($M_L = 6.6$). Las líneas A-A' y B-B' corresponden a los perfiles de hipocentros que se muestran en la Figura 3. Lo demás es como en la Figura 1.

Parte de las localizaciones epicentrales de los eventos utilizados fueron reportadas por Boore y Fletcher (1982); otras fueron proporcionadas por Javier González (1986, información escrita). La sismicidad ocurrió en las secciones sur, centro y norte de la falla Imperial. La concentración de réplicas más importante se originó en la sección norte de la falla, mientras que el evento principal, indicado por una estrella en la Figura 2, cae dentro de una zona que permaneció asísmica a través de la secuencia (Johnson y Hutton, 1982).

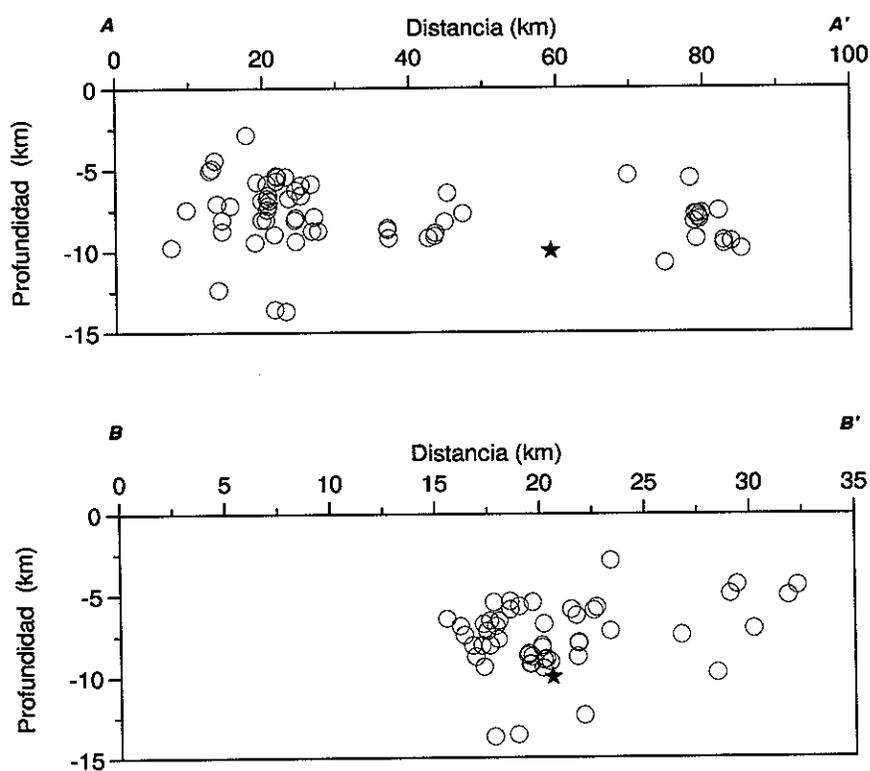


Figura 3. Secciones verticales A-A' y B-B' (ver Figura 2). La estrella corresponde al evento principal y los círculos a las réplicas.

Como se muestra en la Figura 3, todos los eventos son someros ($h < 14$ km), habiendo ocurrido la mayoría de ellos a profundidades entre 4 y 10 km. La Figura 4 muestra sismogramas de varias estaciones para eventos de diferente magnitud y registrados a diferentes distancias hipocentrales.

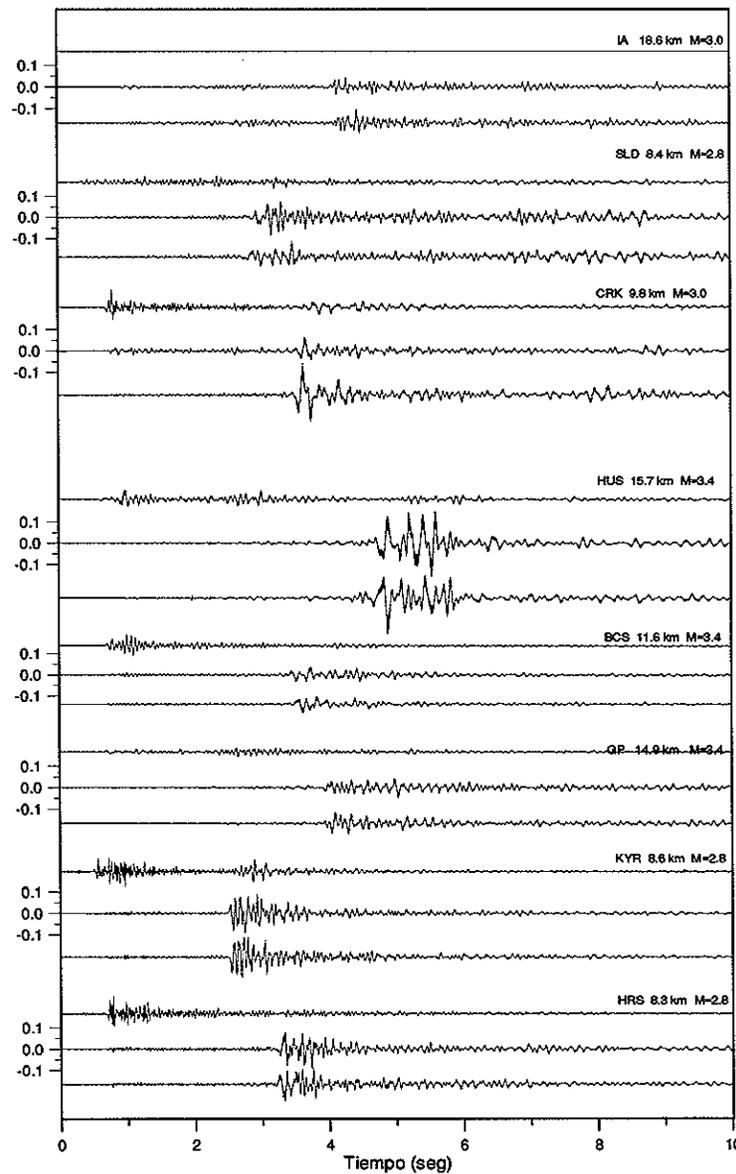


Figura 4. Ejemplos de registros típicos en sus 3 componentes en diferentes estaciones, distancias hipocentrales y magnitudes.

II.6. Parámetros de fuente.

II.6.1. Método espectral.

Sesenta y cinco eventos registrados en un número variable de estaciones fueron seleccionados para el análisis espectral. El espectro de amplitud de la onda *S* fue calculado a través de la transformada de Fourier de las componentes horizontales en cada una de las estaciones y para cada uno de los eventos seleccionados. Se utilizaron ventanas de tiempo de 2 segundos, iniciando en el tiempo de arribo de la onda *S*. Probando varios anchos de la ventana de onda *S* no se observaron diferencias significativas en los espectros resultantes. Los parámetros de fuente se estimaron de cada una de las componentes mediante el ajuste de un espectro teórico al espectro observado. La expresión para un espectro teórico de desplazamiento es (Brune, 1970; Boore, 1983):

$$D(f) = \frac{2M_0}{4\pi\rho\beta^3R} \frac{1}{1 + \left(\frac{f}{f_c}\right)^2} e^{-\frac{R\pi f}{\beta Q}} \quad (1)$$

donde M_0 es el momento sísmico, f es frecuencia, f_c es la frecuencia de esquina del espectro, R es la distancia hipocentral, Q es el promedio del factor de calidad a lo largo de la trayectoria del rayo del evento a la estación de registro, ρ es la densidad y β es la velocidad de propagación de la onda de corte.

Para este estudio usamos valores promedio de $\rho = 2.83 \text{ gr / cm}^3$ y $\beta = 3.00 \text{ km/seg}$ para la densidad y la velocidad de la onda de corte, respectivamente, calculados en base a un experimento de refracción sísmica y gravedad hecho en la región por Fuis *et al.*, (1982).

En un estudio sobre la atenuación espectral de las ondas *SH* a lo largo de la Falla Imperial, Singh *et al.*, (1982) reportaron que el factor de calidad Q se incrementa de alrededor de 60 en 3 Hz a 500 en 25 Hz, de acuerdo a la ley $Q = 20(f)$. Nuestros espectros de desplazamiento fueron corregidos por la atenuación inelástica del medio de acuerdo con los resultados de estos investigadores. Se hicieron algunas pruebas adicionales con un factor de calidad Q fijo en 150 y no se observaron diferencias significativas en los espectros calculados con Q constante y Q dependiente de la frecuencia.

El ajuste del espectro teórico al observado se hace visualmente en la pantalla de la computadora, para lo cual se despliegan primeramente el espectro observado y un espectro teórico calculado con valores de ensayo para el momento sísmico, la frecuencia de esquina y el factor de calidad. Utilizando el teclado de la computadora, el espectro teórico se desplaza hacia arriba o hacia abajo para llevarlo al nivel de amplitud en frecuencias bajas del espectro observado. Posteriormente se incrementan o disminuyen los valores de la frecuencia de esquina y el factor de calidad para controlar la forma del espectro teórico en su porción de frecuencias altas y lograr la mejor semejanza entre ambos espectros. Como resultado de este proceso de ajuste semi-automático de espectros, basado en la formulación de Brune (1970, 1971), se obtienen los valores finales del momento sísmico, del radio de la fuente y de la caída de esfuerzo. La formulación utilizada es la siguiente:

$$M_0 = \frac{4\pi\rho\beta^3 R\Omega_0}{2R_{\theta\phi}} \quad (2)$$

$$r = \frac{2.34\beta}{2\pi f_c} \quad (3)$$

$$\Delta\sigma = \frac{7}{16} \frac{M_0}{r^3} \quad (4)$$

En la ecuación (2), $R_{\theta\phi}$ es el coeficiente del patrón de radiación de las ondas de corte. Ya que no se contó con suficiente cobertura azimutal para estimar patrones de radiación, se tomó un valor promedio rms sobre toda la esfera focal de 0.6 para todos los registros (Aki y Richards, 1980; Boore y Boatwright, 1984).

En la estimación de los parámetros de fuente se usó un factor adicional de 3.0 para tomar en cuenta la amplificación de los sedimentos en el Valle de Mexicali (Munguía, 1983). La amplitud espectral del desplazamiento fue calculada usando ambas componentes horizontales, a través de la suma vectorial de los dos niveles espectrales a bajas frecuencias. Para cada réplica calculamos el promedio del momento sísmico $\langle M_0 \rangle$, radio de la fuente $\langle r \rangle$, caída de esfuerzo $\langle \Delta\sigma \rangle$ y los factores de error multiplicativo EM_0 y Ef_c , de la misma manera que Archuleta *et al.*, (1982). Los resultados se resumen en la Tabla II.

Debido a que la frecuencia de esquina es uno de los parámetros espectrales más contaminados por la atenuación sísmica y los efectos de sitio, las estimaciones de la dimensión de la fuente, y en consecuencia de las caídas de esfuerzo, pueden en ocasiones

resultar sub o sobre estimadas. Esto es común si los temblores son pequeños y la razón de señal a ruido de los sismogramas es baja. Por tal razón se decidió comparar nuestros resultados con resultados obtenidos de una forma alternativa. El método alterno utilizado es el propuesto por Del Pezzo *et al.*, (1987), en el cual se aplica el modelo de Brune (1970) para determinar el nivel espectral de bajas frecuencias y la frecuencia de esquina, mediante un proceso de inversión iterativo. Este procedimiento parte de la ecuación que describe el espectro de desplazamiento $V(f)$:

$$\text{Log}V(f) = \text{Log}\Omega_0 - 0.43\pi ft / Q - 0.5\text{Log}(1 + (f / f_c)^{2\gamma}) \quad (5)$$

donde: γ determina la caída del espectro en altas frecuencias y t es el tiempo de viaje. Posteriormente, el momento sísmico, las dimensiones de la fuente y las caídas de esfuerzo se determinan usando las expresiones 2, 3 y 4 respectivamente. Los resultados indican que los parámetros obtenidos con las dos técnicas son prácticamente iguales (Figura 5).

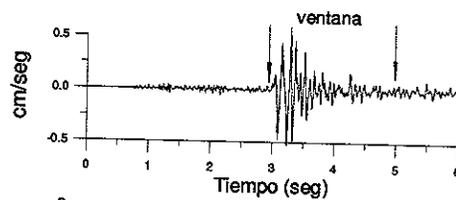
La Figura 5 ilustra ejemplos de espectros de desplazamiento a partir de un registro sísmico. La ventana de tiempo seleccionada para la obtención del espectro se muestra en la Figura 5-a. En la Figura 5-b se presenta el resultado de ajustar visualmente el espectro del modelo (línea roja) al espectro observado (línea azul) directamente en la pantalla de la computadora. La Figura 5-c ilustra el ajuste de los espectros logrado a través del procedimiento de inversión.

Tabla II Epicentros y parámetros de fuente. AMD es año, mes, día; HMS, hora, minuto, segundo; H, profundidad, M, magnitud; f_c , frecuencia de esquina; Ef_c , error en la frecuencia de esquina; M_0 , momento sísmico, EM_0 , error en el momento sísmico; r , radio de la fuente; $\Delta\sigma$, caída de esfuerzo; N, número de componentes utilizadas.

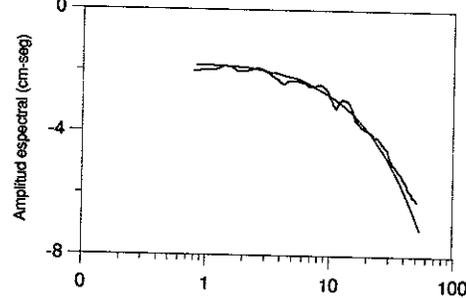
AMD	HMS	LATITUD N	LONGITUD O	H km	M	$\langle f_c \rangle$ Hz	Ef_c	$\langle \mu_0 \rangle$ dinas-cm	EM_0	$\langle r \rangle$ cm	$\langle \Delta\sigma \rangle$ barios	N
791017	055705.56	32.89883	115.49816	6.0	2.9	12.8		1.48E+20		8728.6	97.3	2
791017	061401.97	33.02116	115.50483	7.1	3.5	5.5		1.05E+21		20313.9	54.8	2
791017	093759.39	32.75783	115.41816	9.2	2.7	5.8		4.76E+20		19263.2	29.1	2
791017	191437.99	32.91000	115.57716	7.5	4.1	3.7		1.41E+22		30196.4	224.0	2
791017	221944.27	32.75450	115.40550	8.9	2.9	6.7		1.69E+21		16675.6	159.0	2
791017	223138.61	32.90916	115.57450	8.1	2.9	7.5		9.46E+20		14896.9	125.0	2
791017	224533.26	33.03583	115.49633	5.1	4.5	4.8		7.33E+21		23276.4	254.0	2
791017	233527.52	32.47166	115.18066	7.6	3.2	5.1		8.06E+20		21907.2	33.5	2
791018	005226.85	32.47600	115.16000	9.6	2.5	6.3		2.30E+20		17734.4	18.0	2
791018	022914.38	33.02016	115.51800	5.0	2.5	5.9	1.3	3.12E+20	1.1	18936.7	20.1	4
791018	031716.12	32.90550	115.56300	6.9	3.6	5.2	1.0	6.06E+21	1.6	21485.9	267.0	10
791018	034151.21	32.90333	115.57516	8.1	2.3	9.5	1.0	2.28E+20	1.3	11760.7	61.3	4
791018	053720.14	32.90383	115.58250	6.9	3.0	6.8	1.1	1.28E+21	1.7	16430.4	126.0	6
791018	120109.54	32.95083	115.60433	8.1	3.5	4.8	1.0	3.36E+21	1.0	23276.4	116.0	6
791018	132026.61	32.87216	115.51333	8.8	3.2	5.1	1.3	2.12E+21	1.7	21907.2	88.2	10
791018	135240.27	32.90466	115.56916	6.8	2.6	8.9	1.0	3.96E+20	1.2	12553.5	87.5	6
791018	145619.19	33.03350	115.48933	4.5	3.3	4.7	1.1	1.87E+21	1.8	23771.6	60.9	6
791018	162437.32	32.87666	115.54583	9.4	3.2	6.0	1.2	8.40E+20	1.8	18621.1	56.9	4
791018	191857.14	32.94650	115.60966	8.8	3.2	5.9	1.4	1.59E+21	1.3	18936.7	102.0	6
791018	210725.39	32.52400	115.22416	10.8	2.3	13.6	1.2	1.37E+20	2.2	8215.2	108.0	4
791019	010543.50	32.97716	115.57166	12.4	3.1	4.1	1.3	2.21E+21	1.6	27250.4	47.7	4
791019	095556.66	32.97233	115.55016	7.2	2.9	5.6	1.2	1.15E+21	2.0	19951.2	63.3	8
791019	103508.40	32.90633	115.55033	5.5	3.4	6.5	1.4	2.03E+21	1.8	17188.7	174.0	12
791019	111126.95	32.90633	115.55033	13.7	2.7	7.6	1.1	7.00E+20	1.0	14700.8	96.3	4
791019	111923.31	32.90633	115.55033	13.6	2.8	6.5		1.67E+21		17188.7	143.0	2
791019	114955.99	32.47266	115.16600	9.4	2.9	6.8		2.94E+20		16430.4	28.9	2
791019	165611.58	32.90550	115.56616	6.6	2.6	9.7	1.3	4.56E+20	1.6	11518.2	130.0	8
791019	175140.73	32.48633	115.21133	7.8	2.6	4.7	1.0	4.63E+20	1.9	23771.6	15.0	4
791019	185038.38	32.90183	115.55116	5.4	2.6	6.5	1.3	4.46E+20	1.8	17188.7	38.4	4
791019	185128.49	32.90483	115.54816	5.7	2.8	8.6	1.5	1.07E+21	1.9	12991.4	213.0	8
791019	194811.10	32.49300	115.21466	5.6	2.6	9.0		5.66E+19		12414.0	12.9	2
791019	210310.30	32.48883	115.21000	8.2	2.4	5.2	1.3	1.76E+20	1.3	21485.9	7.7	4
791019	213948.41	32.48583	115.20950	9.3	2.4	4.4	1.2	5.56E+20	2.5	25392.4	14.8	4
791019	234519.77	32.93166	115.55650	9.5	2.5	6.1	1.3	5.73E+20	1.4	18315.8	40.7	4
791020	001427.13	32.94300	115.53383	5.8	2.8	4.5	1.2	8.83E+20	2.0	24828.1	25.2	8
791020	024144.95	32.48200	115.21000	8.1	2.4	5.7		1.73E+20		19601.1	10.0	2
791020	031452.51	32.90466	115.56733	7.2	2.6	9.7	1.2	1.76E+20	1.9	11518.2	50.3	6
791020	050407.43	32.91233	115.53966	9.0	3.0	6.5	1.3	1.83E+21	2.0	17188.7	157.0	14
791020	071143.47	32.48266	115.21233	7.8	2.6	6.3		1.00E+20		17734.4	7.8	2
791020	072523.52	32.47783	115.21066	7.7	3.1	4.2	1.2	1.59E+21	1.6	26601.6	36.9	6
791020	113532.89	32.74466	115.39966	8.2	3.0	6.6	1.1	9.16E+20	1.3	16928.2	82.6	6
791020	133627.98	33.03333	115.55850	7.5	2.8	6.6		1.12E+21		16928.2	101.0	2
791020	144329.86	32.79755	115.45216	8.6	2.5	5.7		1.06E+20		19601.1	6.1	2
791020	145254.93	32.88366	115.49933	5.9	3.3	4.0	1.2	1.46E+21	1.2	27931.6	29.3	6
791020	184423.58	32.87833	115.49066	8.8	2.4	5.3		1.48E+20		21080.5	6.9	2
791020	195325.33	32.88266	115.49366	7.9	2.7	5.1		3.83E+20		21907.2	15.9	2
791020	223324.90	32.48833	115.20100	8.0	2.8	5.7		3.14E+20		19601.1	18.2	2
791021	143344.44	32.57733	115.22700	5.4	2.5	9.6	1.1	1.67E+20	2.3	11638.2	46.3	6
791021	181757.66	32.89983	115.50950	6.3	3.3	5.1	1.4	5.00E+21	2.2	21907.2	208.0	14
791021	190412.52	32.75683	115.40533	9.1	2.9	5.1	1.4	1.29E+21	2.3	21907.2	53.6	8
791021	195437.75	32.71550	115.40150	7.7	no	4.4	1.1	4.30E+20	1.3	25392.4	11.4	4

AMD	HMS	LATITUD N	LONGITUD O	H km	M	$\langle f_c \rangle$ Hz	Ef_c	$\langle \mu_0 \rangle$ dinas-cm	EM_0	$\langle r \rangle$ cm	$\langle \Delta \sigma \rangle$ barios	N
791021	202740.88	32.47650	115.14200	9.5	3.0	3.6		1.40E+21		31035.2	20.4	2
791021	203207.21	32.46733	115.13350	9.9	2.5	6.5		2.03E+20		17188.7	17.4	2
791021	211427.93	32.87533	115.53550	6.6	2.3	10.1	1.4	2.03E+20	1.8	11062.0	65.6	8
791022	004305.87	32.79700	115.45050	9.2	2.6	6.6		4.03E+20		16928.2	36.3	2
791022	104043.06	32.79816	115.45316	8.7	2.6	4.4	1.2	5.36E+20	1.2	25392.4	14.3	4
791022	220439.35	32.90000	115.50866	8.0	2.4	10.4	1.4	6.86E+20	2.3	10742.9	242.0	8
791023	011313.14	32.90700	115.54183	5.5	3.0	5.6	1.3	2.01E+21	2.2	19951.2	110.0	14
791023	014155.33	32.89250	115.52433	8.1	2.8	8.7	1.3	9.83E+20	1.9	12842.1	203.0	14
791023	052000.14	33.05633	115.55666	9.8	2.5	7.1	1.4	1.81E+21	1.3	15736.1	203.0	4
791029	023920.21	32.91116	115.55850	5.9	2.0	11.1	1.2	1.39E+20	1.8	10065.4	59.6	10
791029	183346.92	32.89883	115.52833	6.8	2.8	11.6	1.3	1.69E+20	1.2	9631.6	82.7	4
791031	114346.33	32.71883	115.43533	6.5	3.4	5.5	1.1	3.23E+21	2.6	20313.9	168.0	16
791104	171330.62	33.02050	115.51450	4.4	3.6	5.3	1.3	5.56E+21	1.1	21080.5	259.0	4
791114	035247.48	32.95600	115.53583	2.9	2.7	7.1	1.2	1.22E+21	2.7	15736.1	136.0	10

A



B



C

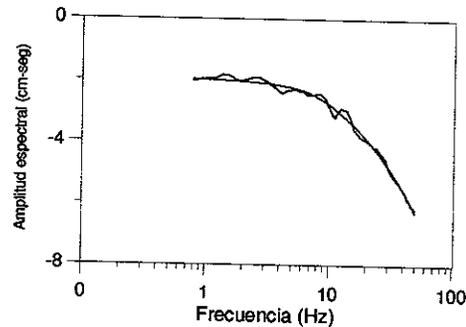


Figura 5. Ejemplos de espectros de desplazamiento de la onda S . A) serie de tiempo indicando la ventana que se utiliza para la obtención del espectro. B) espectro teórico (línea roja) ajustado al espectro observado (línea azul) directamente en la pantalla de la computadora, y C) ajuste entre los espectros teórico (rojo) y observado (azul) utilizando el método de inversión de Del Pezzo *et al.*, (1987).

II.6.2. Método de funciones de Green empíricas.

Cuando la frecuencia de esquina del temblor se encuentra enmascarada por frecuencias dominantes generadas a lo largo de la trayectoria de propagación de las ondas y por la respuesta del sitio de registro, generalmente su estimación esta sujeta a error. Por ejemplo, Frankel y Wennerberg (1989) mostraron que las frecuencias de esquina de espectros de sismos de $M_L \leq 3$ están afectados por los efectos de los sitios de registro en Anza, California. Una interpretación errónea de la frecuencia de esquina conduce a grandes errores en la determinación de la caída de esfuerzo, la cual es inversamente proporcional al cubo del radio de la fuente de acuerdo al modelo de Brune (1970).

Una forma de eliminar los efectos de trayectoria, sitio e instrumento del registro de un evento dado, consiste en deconvolucionar los registros de un evento suficientemente pequeño de los registros de un evento grande, a manera de funciones de Green empíricas (en el futuro referidas como *FGE*) (Mueller, 1985; Frankel *et al.*, 1986; Frankel y Kanamori, 1983; Frankel *et al.*, 1986; Hutchings y Wu, 1990; Li *et al.*, 1995). Para esto se supone que la duración de la fuente de estos eventos pequeños es corta, de tal forma que se consideran funciones delta y que sus sismogramas representan la respuesta del medio al impulso. La ventaja de este método es que no es necesario disponer de un conocimiento detallado sobre la estructura de la Tierra, los efectos de la atenuación del medio ni de la respuesta instrumental. Solamente se requiere que ambos eventos, grande y pequeño, hayan sido registrados en la misma estación. Si el evento pequeño se originó en el mismo

lugar que el evento mayor y tiene, además, el mismo mecanismo focal, tendrá entonces las mismas características de propagación y respuesta del sitio (Mueller, 1985).

Los sismogramas de eventos pequeños, usados como *FGE*, se deconvolucionaron de los registros de eventos más grandes para obtener las funciones de tiempo relativas de la fuente (relative source time functions, en el futuro llamadas *RSTF*) de éstos eventos, las cuales ya no contienen los efectos de trayectoria, sitio e instrumento. Lo anterior se realiza en el dominio de la frecuencia mediante la transformada rápida de Fourier de las señales de onda *S*, tanto de las *FGE* como de los registros de los eventos grandes. El espectro de amplitud de las señales de los eventos grandes se divide por el espectro de sus respectivas *FGE*, mientras que los espectros de fase de las *FGE* se substraen de los correspondientes espectros de fase de los eventos grandes. Finalmente, los espectros de amplitud y fase resultantes se transforman inversamente para obtener las *RSTF* en el dominio del tiempo, aplicando un filtrado pasa bajas para estabilizar el procedimiento de la deconvolución. Este método de deconvolución se utilizó para determinar los parámetros de la fuente para algunas de las réplicas analizadas con el método de análisis espectral.

La Figura 6 ilustra el procedimiento de deconvolución utilizado para extraer la *RSTF*. En esta figura, el evento pequeño $G(t)$ ($M=2.6$) es tratado como la *FGE* que se deconvoluciona con los sismogramas de los dos eventos más grandes, $U(t)$ ($M=3.4$ y 2.8), dando como resultado el pulso $S(t)$, que es la *RSTF*. En la misma figura se presentan los datos en el dominio de la frecuencia y se incluyen los espectros de desplazamiento resultado de la deconvolución.

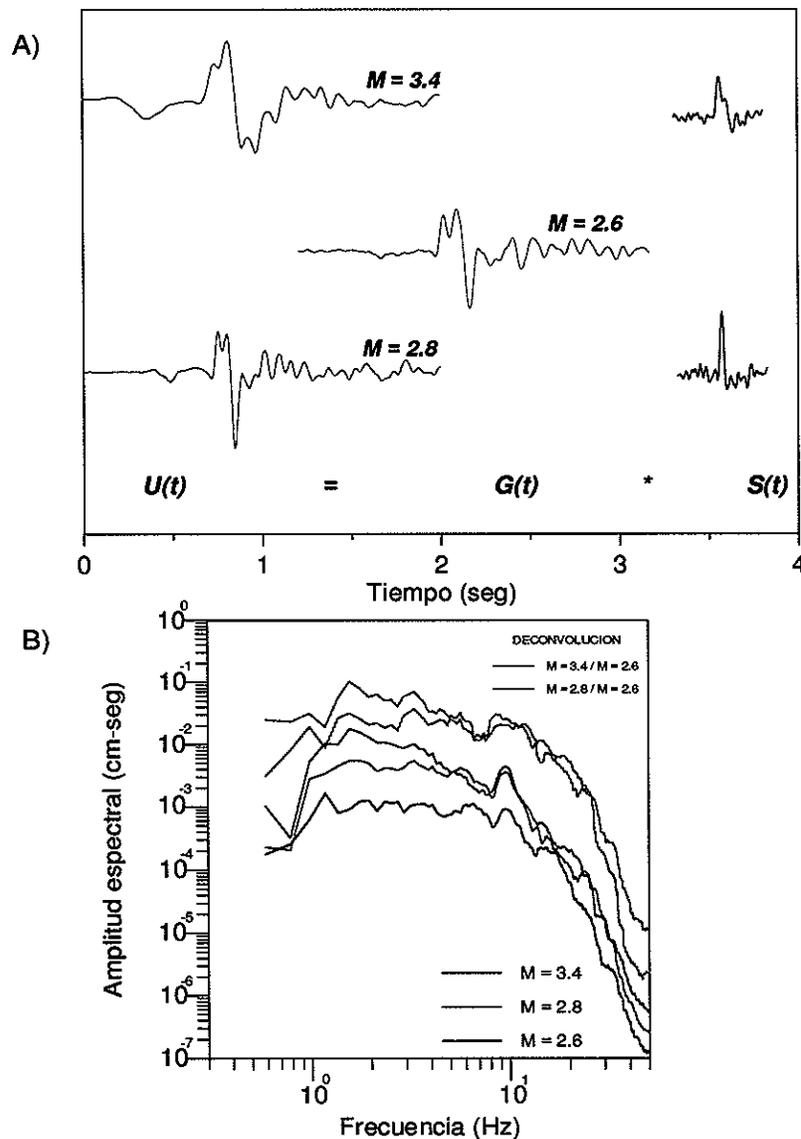


Figura 6. A) Ilustración del procedimiento de deconvolución de la *FGE* para recuperar la *RSTF* de dos sismos, B) Espectros de desplazamiento de las series de tiempo mostradas, incluyendo los espectros de desplazamiento resultantes (*RSTF*) de la deconvolución. La escala en tiempo es la misma para todos los registros, no así para las amplitudes.

La Figura 7 muestra pares de eventos usados también en el análisis. Las formas de onda de cada par son muy similares, lo cual indica que ambos eventos se originaron en la misma región hipocentral. La coincidencia en la polarización de la onda indica que el par de eventos presentaron el mismo mecanismo de ruptura, cumpliendo una de las condiciones de las funciones de Green empíricas (Hartzell, 1978). Las ligeras variaciones en las señales pueden atribuirse a pequeñas diferencias en su localización (Mori y Frankel, 1990). En la misma figura se presentan las *RSTF* obtenidas, observándose que los pulsos presentan formas simples. Estas *RSTF* están escaladas por el momento sísmico del evento pequeño.

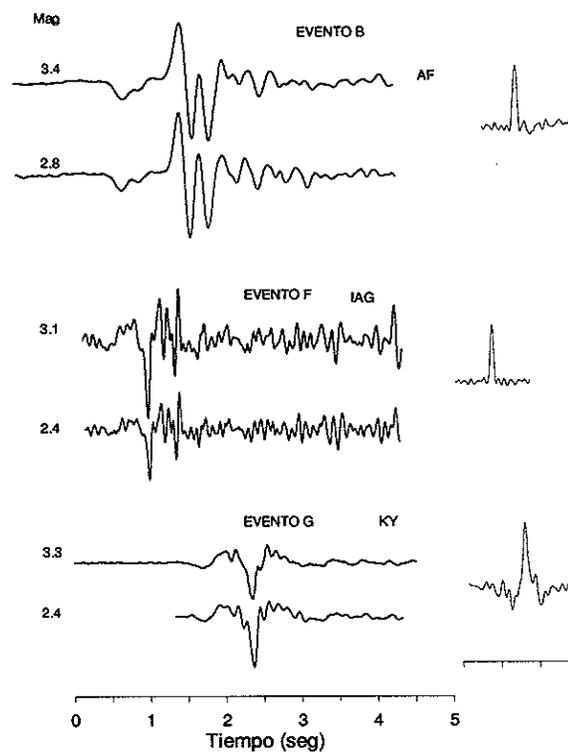


Figura 7. Método de deconvolución de las *FGE*. En cada par de trazas, la superior es del evento para el cual los parámetros de la fuente fueron determinados. La traza inferior es del evento más pequeño usado como función de Green empírica. La deconvolución produce como resultado el pulso en desplazamiento mostrado a la derecha de cada par (*RSTF*). La escala en tiempo es la misma para todas las trazas, incluyendo los pulsos, no así para las amplitudes.

Una vez calculadas las funciones relativas de la fuente se procede a calcular los parámetros de fuente como se describe a continuación. El momento sísmico del evento grande (M_0) se estima bajo la consideración de que $M_0 = AM_{0g}$, donde A es el promedio del área bajo las *RSTF*, y M_{0g} es el momento sísmico del evento pequeño (Li *et al.*, 1995).

El momento sísmico de la *FGE* en cada grupo se calculó con base en la amplitud a bajas frecuencias del espectro de desplazamiento Ω_0 (Boatwright, 1980):

$$M_{0g} = \frac{4\pi\Omega_0 D}{2R_{\theta\phi}} [\rho(s)\rho(r)\beta(r)]^{\frac{1}{2}} [\beta(s)]^{\frac{1}{2}} \quad (6)$$

donde: $\rho(s)$ y $\rho(r)$ son las densidades del medio en la fuente y el receptor; $\beta(s)$ y $\beta(r)$ son las velocidades de propagación de la onda *S* en la fuente y en el receptor, respectivamente; D es la distancia epicentral y $R_{\theta\phi}$ es el coeficiente del patrón de radiación sísmica. Las densidades y velocidades en la fuente y receptor se tomaron del modelo de corteza para el Valle Imperial dado por Fuis *et al.*, (1982) y sus valores dependen de la profundidad del sismo bajo análisis.

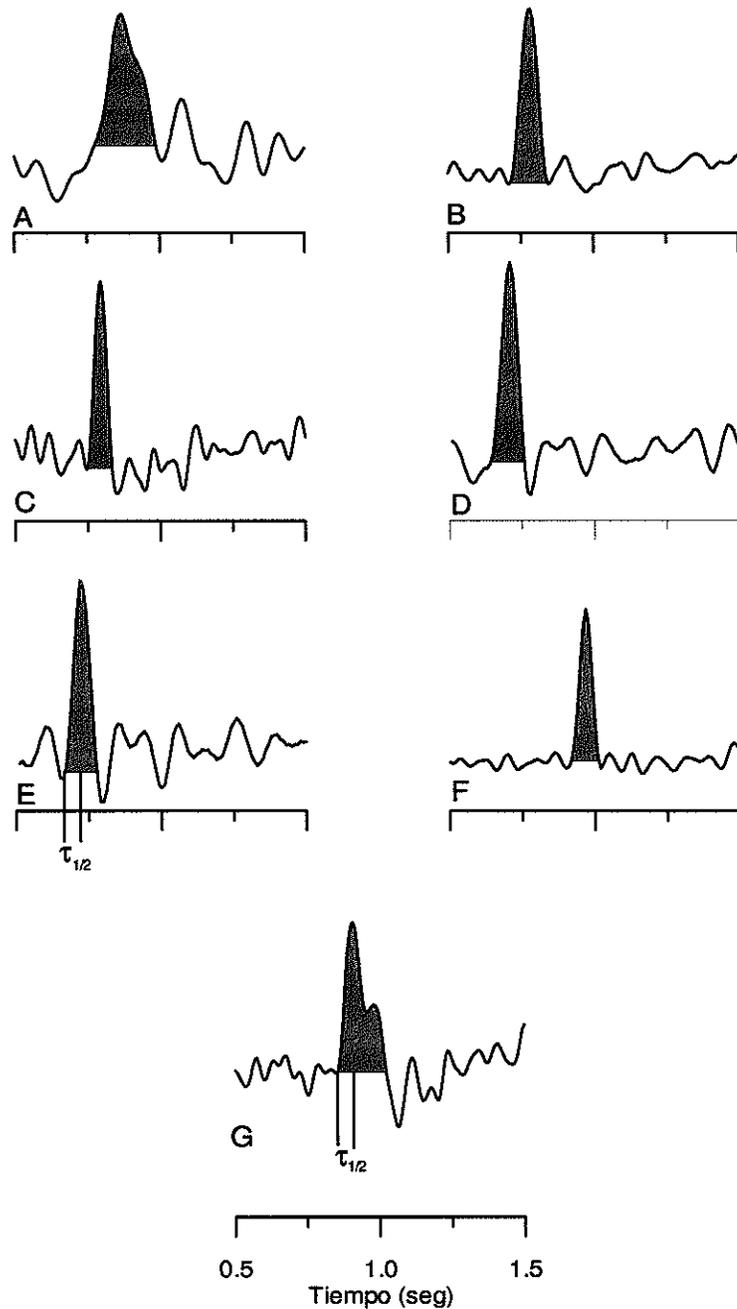


Figura 8. Desplazamiento de formas de onda deconvolucionadas (*RSTF*). Las regiones oscuras muestran el área utilizada para estimar el momento sísmico ($M_0 = AM_{og}$). Las líneas bajo las formas de onda muestran los tiempos de ascenso $\tau_{1/2}$ (rise time) usados para determinar el radio de la falla. Las letras corresponden a los eventos referidos en la Tabla III.

En la Figura 8 se presentan las *RSTF* de los sismos analizados. Se puede observar que la mayoría de ellas presentan formas triangulares simples, a excepción de dos que aún cuando siguen manteniendo su forma triangular presentan una forma un poco redondeada. Una de estas funciones consiste en dos pulsos, indicando que el correspondiente sismo consistió de dos subeventos. Tanioka y Ruff (1997) mencionan que puede presentarse una gran diversidad y complejidad en las funciones de fuente, dependiendo del tamaño y complejidad de los sismos considerados. En nuestro caso solamente contamos con eventos de magnitud pequeña por lo que los pulsos de estas funciones de fuente relativas resultaron muy simples en su mayoría.

Por otro lado, la mitad del tiempo de duración de las *RSTF* corresponde al tiempo de ascenso de la fuente (rise time), como se muestra en la Figura 8. Esta cantidad de tiempo se denota comúnmente como $\tau_{1/2}$ y se usa para estimar el radio de la fuente, supuesta circular (Boatwrigth, 1980):

$$r = \frac{\tau_{1/2} V_r}{\left[1 - (V_r \sin \theta / \beta) \right]} \quad (7)$$

En esta expresión, β es la velocidad de la onda *S*, V_r es la velocidad de ruptura y θ es el ángulo de emergencia. La velocidad de la onda *S* utilizada es de 3.0 km/seg, la velocidad de ruptura se supuso igual a 0.9 veces la velocidad de la onda *S* y se consideró un ángulo $\theta = 45^\circ$. La caída de esfuerzo estático ($\Delta\sigma$) se determina del momento sísmico y del radio de la falla usando la fórmula 4.

De los 65 eventos con los que originalmente se inició este análisis, solamente 7 cumplieron los requisitos de tener su respectiva pareja de evento con similar hipocentro, diferente magnitud y haber sido registrados en la misma estación. La Tabla III presenta los 7 eventos seleccionados para los cuales se aplicó este procedimiento de deconvolución. En esta tabla los eventos fueron enumerados en orden cronológico, y se incluyen también los resultados obtenidos utilizando el método espectral.

Debido a la corta duración de las *RSTF* y a la dependencia de la caída de esfuerzo del radio de la fuente al cubo, un pequeño error en las mediciones del tiempo de ascenso resulta en un error grande en la estimación de la caída de esfuerzo (Tabla III). Los errores en el cálculo del radio de la falla y la caída de esfuerzo se estimaron usando una incertidumbre de ± 0.02 segundos en el tiempo de ascenso, tal como lo hicieron Mori y Frankel (1990). Esto significa tener errores de dos o cuatro muestras en las lecturas de los tiempos de duración, dependiendo del intervalo de muestreo de los equipos. Sumando y restando este valor a las estimaciones de los tiempos de ascenso, y haciendo nuevamente los cálculos se obtienen los valores mostrados entre paréntesis en la Tabla III. Los grandes errores obtenidos reflejan la dificultad que comúnmente se tiene para determinar con precisión las caídas de esfuerzo para eventos pequeños. Rangos de errores similares a los obtenidos en este estudio se han reportado en estudios de otras regiones sísmicas (ver por ejemplo, Mori y Frankel, 1990 ; Li *et al.*, 1995).

Tabla III Parámetros de fuente obtenidos utilizando las metodologías de funciones de Green empíricas y espectral. Los números entre paréntesis en el radio de la fuente y la caída de esfuerzo ($\Delta\sigma$) representan estimaciones del rango de error suponiendo una incertidumbre de $\pm 0.02\text{seg}$ en el tiempo de ascenso (rise time).

		Fn. de Green Empírica	Brune Espectral		Fn. de Green Empírica	Brune Espectral	Fn. de Green Empírica	Brune Espectral
EVENTO	τ % seg	M_0 (dinas-cm)	M_0 (dinas-cm)	M_{og} / M_{0r}	Radio de la Fuente (m)	Radio de la Fuente (m)	$\Delta\sigma$ barios	$\Delta\sigma$ barios
A	0.050	6.12E21	6.06E21	1.0	324 (454-194)	215	78 (28-366)	267
B	0.046	5.76E21	2.03E21	2.8	298 (428-168)	172	95 (32-531)	174
C	0.060	5.90E20	4.63E20	1.2	389 (519-259)	238	4 (2-15)	15
D	0.060	6.49E20	1.76E20	3.6	389 (519-259)	215	5 (2-16)	8
E	0.060	8.02E20	5.56E20	1.4	389 (519-259)	254	6 (2-20)	15
F	0.045	2.15E21	1.59E21	1.3	292 (422-162)	266	38 (12-221)	37
G	0.040	8.74E21	5.00E21	1.7	259 (389-129)	219	220 (64-1781)	208

La Figura 9 presenta la comparación de los parámetros obtenidos con el método espectral y con la metodología de deconvolución de funciones de Green empíricas. Se puede observar claramente que utilizando las *FGE* los resultados muestran una tendencia con menos dispersión. A excepción de dos eventos cuyos momentos sísmicos resultaron ser alrededor de 3 veces más grandes, los momentos para el resto de los eventos concuerdan con los resultados derivados del análisis espectral. A su vez, las caídas de esfuerzo calculadas para tres eventos resultaron ser 2.5 a 3.5 veces más bajas que las obtenidas por el método espectral. Para el resto de los eventos las diferencias en las caídas de esfuerzo varían dentro de un 50%. Aún cuando las diferencias entre estas metodología pueden atribuirse, en parte, a factores inherentes a cada uno de los métodos utilizados, en general se observa que tanto las estimaciones de los momentos como de las caídas de esfuerzo están dentro de los rangos de incertidumbre correspondientes, por lo que los resultados de

ambas metodologías concuerdan satisfactoriamente. Probablemente los resultados mejorarían si los parámetros obtenidos a partir de los espectros se corrigieran por el efecto de amplificación real de cada sitio, ya que en nuestro análisis utilizamos solamente un valor promedio para todos los sitios. Por otro lado, en algunos casos de eventos con hipocentros similares, las magnitudes también fueron muy similares, lo cual condujo a cierto grado de inestabilidad en el proceso de deconvolución.

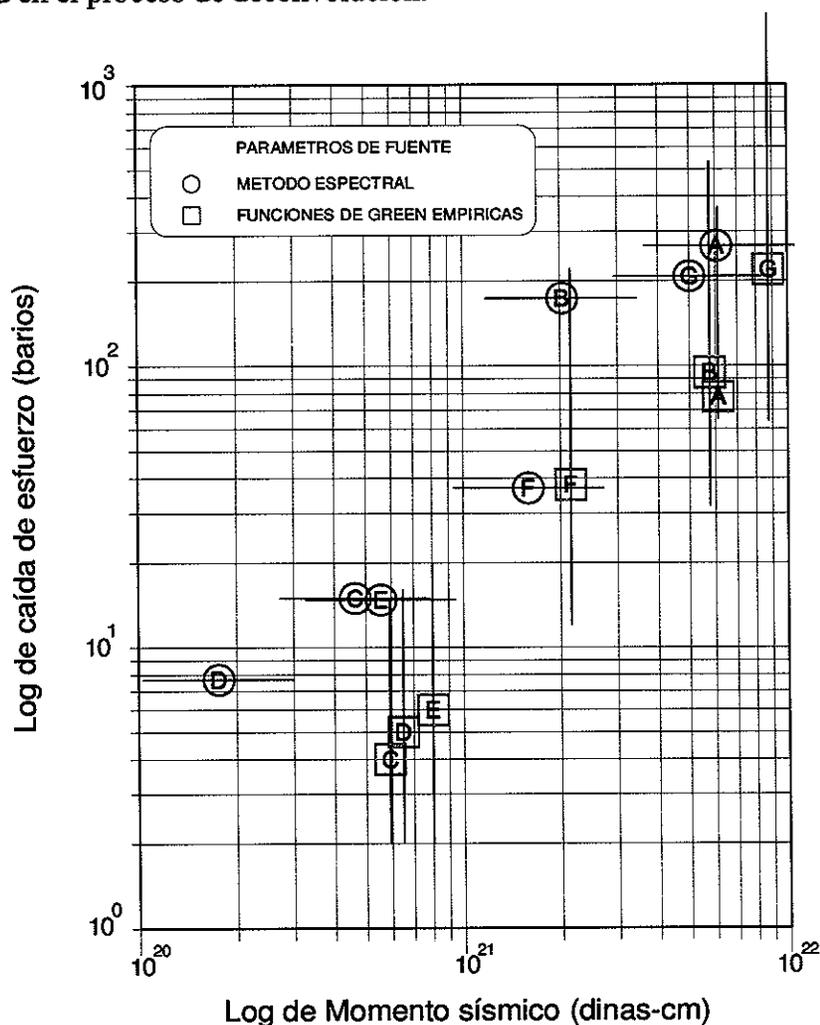


Figura 9. Comparación de resultados obtenidos empleando los métodos espectral y de funciones de Green empíricas. Las barras representan los errores.

Del análisis de los datos procesados se obtuvieron momentos sísmicos que varían entre $M_0 = 5.66 \times 10^{19}$ y $M_0 = 1.41 \times 10^{22}$ dinas-cm ($2 \leq M \leq 4.5$), mientras que las estimaciones de las caídas de esfuerzo y los radios de la fuente van de 6 a 500 barios y de 87 a 300 metros, respectivamente. Una gráfica del momento sísmico en función de la frecuencia de esquina se muestra en la Figura 10, en la que se incluyen líneas de caída de esfuerzo constante de 1 a 1000 barios. Los círculos vacíos indican datos obtenidos de más de una estación y los círculos sólidos son resultados de una sola estación. La mayoría de los 65 sismos analizados tienen caídas de esfuerzo entre 10 y 100 barios, con un promedio de 90 barios, valor que cae dentro del promedio de 70 a 100 barios para temblores de California (Boore, 1983; Atkinson y Hanks, 1995). En la misma figura, las barras indican el promedio de la incertidumbre asociada con las estimaciones del momento sísmico (EM_0) y de la frecuencia de esquina (Ef_c), los cuales son 1.7 y 1.2, respectivamente.

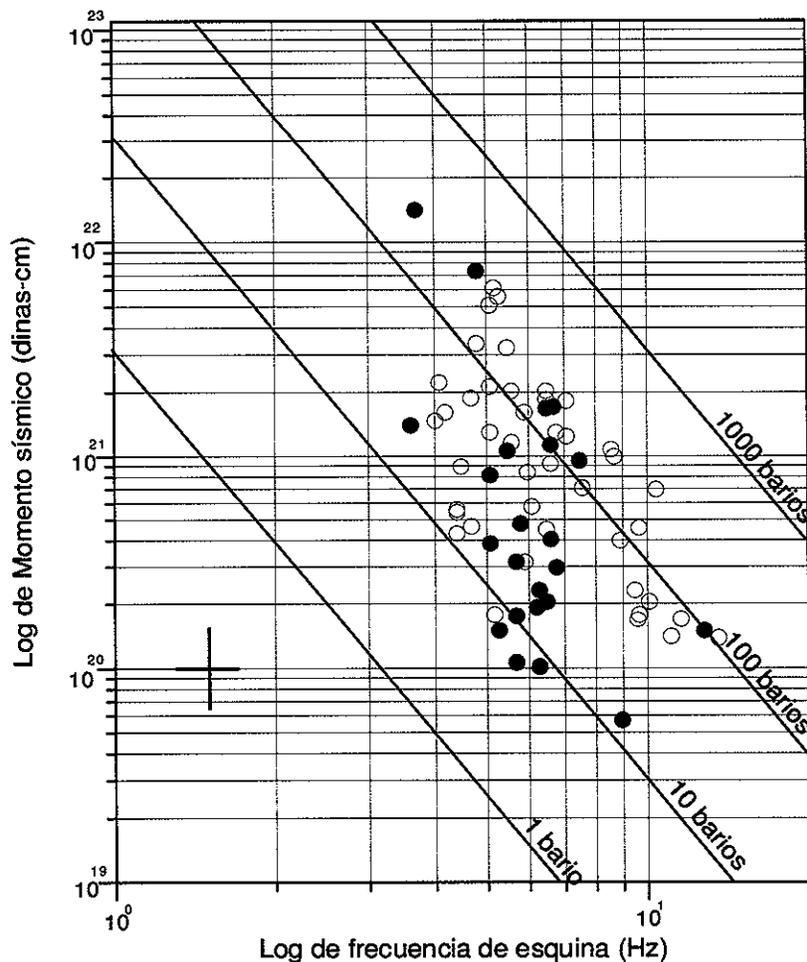


Figura 10. Parámetros de fuente sísmica reportados en la Tabla II. Las líneas diagonales indican niveles constantes de caída de esfuerzo. Las barras de error representan el promedio de las incertidumbres del momento sísmico (EM_0) y la frecuencia de esquina (Ef_c). Los círculos sólidos indican datos obtenidos solamente en una estación, los círculos vacíos corresponden a datos obtenidos en más de una estación.

La relación entre el momento sísmico y la caída de esfuerzo para los sismos analizados se muestra en la Figura 11A. Podemos observar que las caídas de esfuerzo se incrementan a medida que el momento sísmico aumenta. Aparentemente la caída de esfuerzo tiene una relación de escalamiento con el momento sísmico en este rango de

magnitudes. La Figura 11B muestra una gráfica de la caída de esfuerzo en función de la profundidad focal, de la que se observa que no existe ninguna dependencia entre estos dos parámetros.

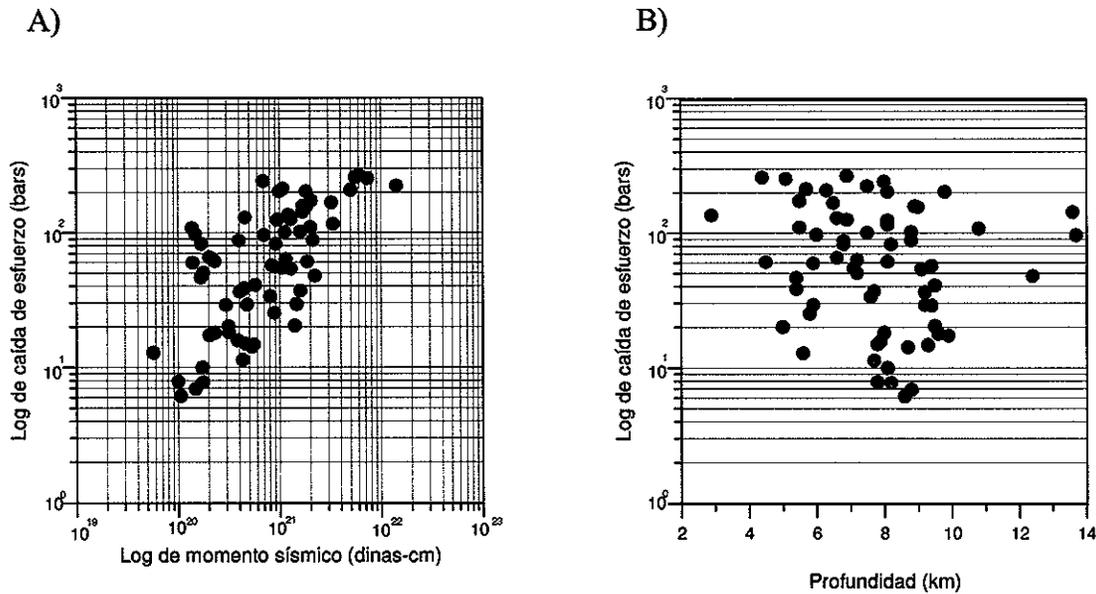


Figura 11. A) Caída de esfuerzo contra momento sísmico para las réplicas del temblor del Valle Imperial del 15 de Octubre de 1979 ($M_L = 6.6$), B) caída de esfuerzo contra profundidad.

Una gráfica de la caída de esfuerzo contra momento sísmico se presenta en la Figura 12. Se observa que las caídas de esfuerzo calculadas presentan una aparente relación de escalamiento con el momento sísmico. Para examinar si este comportamiento es usual en la región incluimos en esta figura los datos reportados por Munguía y Brune (1984), para temblores de la región del Valle de Mexicali (círculos vacíos), y por Domínguez (1997)

(triángulos), para eventos del campo geotérmico de Cerro Prieto. La totalidad de la información mostrada en la Figura 12 cubre seis órdenes de magnitud en momento sísmico, observándose que nuestros resultados concuerdan con las tendencias mostradas por los datos de los estudios anteriores. Es importante resaltar que en general la caída de esfuerzo se incrementa con el momento sísmico en la misma forma para todos los datos. En esta figura, los cuadros vacíos son réplicas que ocurrieron en las secciones centro y norte de la falla Imperial y los cuadros sólidos indican réplicas asociadas al segmento sur de la falla; los círculos vacíos representan datos reportados por Munguía y Brune (1984) y los triángulos son los resultados de Domínguez (1997). De las caídas de esfuerzo calculadas en este estudio, los valores más bajos corresponden a réplicas generadas en la parte sur de la falla Imperial, cerca de la región de Cerro Prieto (Figura 13).

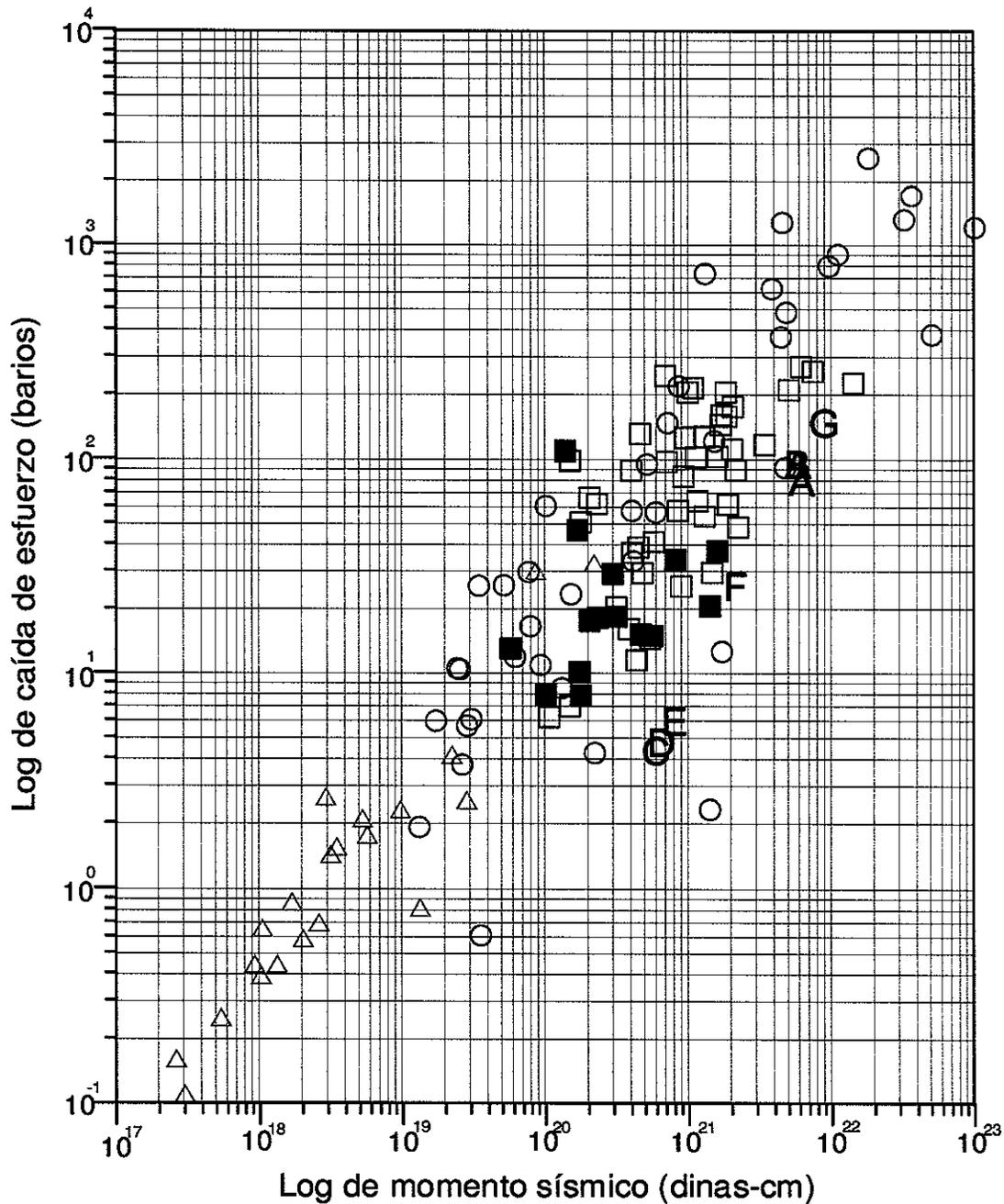


Figura 12. Caída de esfuerzo contra momento sísmico. Los cuadros sólidos indican eventos que ocurrieron en el segmento sur de la falla Imperial; cuadros vacíos son eventos ocurridos al centro y la parte norte de la falla Imperial, círculos vacíos corresponden a parámetros reportados por Munguía y Brune (1984), y los triángulos representan la información de Domínguez (1997). Las letras corresponden a los resultados obtenidos mediante el uso de *FGE* y reportados en la Tabla III.

En la Figura 13 puede observarse que los datos analizados por Munguía y Brune (1984) se localizaron al sur del campo geotérmico de Cerro Prieto (círculo sombreado), mientras que los datos analizados por Domínguez (1997) (cuadro sombreado) fueron localizados en la región del campo geotérmico de Cerro Prieto. Estos últimos eventos son las más pequeños, con magnitudes menores que 2.8 y profundidades entre 1 y 6 km. No existe información sobre parámetros de fuente para eventos con magnitudes mayor a 2.7 en el campo geotérmico de Cerro Prieto.

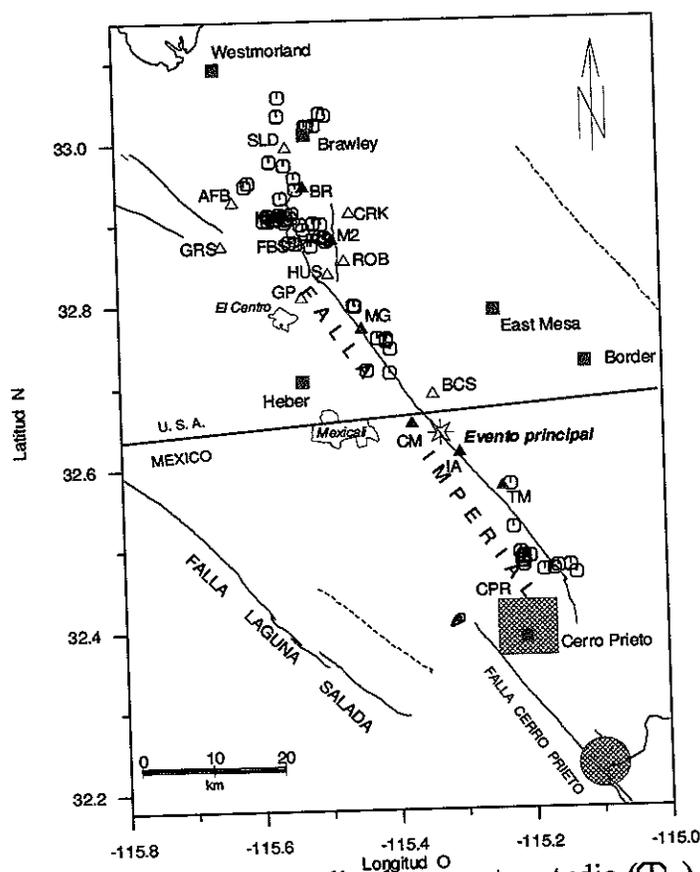


Figura 13. Epicentros de los eventos analizados en este estudio (\square). El cuadro sombreado indica el área de los sismos analizados por Domínguez (1997); el círculo sombreado corresponde a la región de los eventos analizados por Munguía y Brune (1984). Lo demás es como en la Figura 1.

La Figura 14 muestra una gráfica del momento sísmico contra el radio de la fuente de las réplicas estudiadas. En esta figura se incluyen también los datos reportados en otras investigaciones de temblores de la región (Munguía y Brune, 1984 y Domínguez, 1997). Los resultados tienden a coincidir con observaciones que muestran que el momento sísmico se incrementa cuando el área de la falla aumenta; las caídas de esfuerzo de estos eventos tienden a ser relativamente constantes para temblores con momentos más grandes que alrededor de 1.0×10^{20} dinas-cm, mientras que sismos con momentos menores tienen caídas de esfuerzo que decrecen con el momento.

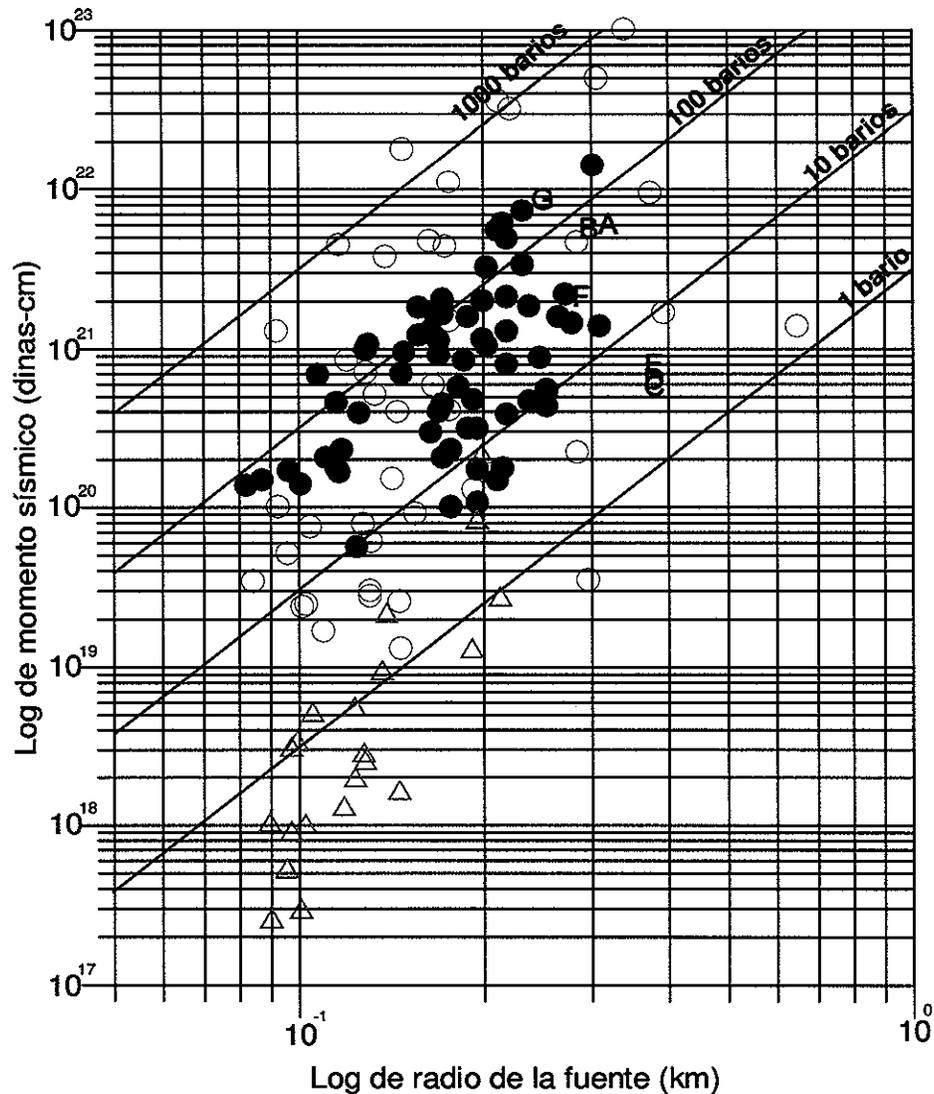


Figura 14. Parámetros de fuente para sismos ocurridos en el Valle Mexicali-Imperial. Los círculos sólidos indican réplicas del temblor del Valle Imperial del 15 de Octubre de 1979 ($M_L = 6.6$); los círculos vacíos son los reportados por Munguía y Brune (1984); los triángulos representan la información de Domínguez, 1997).

Los radios de la fuente para sismos pequeños ($M_0 \leq 1.0 \times 10^{20}$ dinas-cm) decrecen mucho más suavemente con el momento sísmico que lo que predice la ecuación 4 para caídas de esfuerzo constante. Para los eventos más pequeños, se observa que mientras las

caídas de esfuerzo aumentan sistemáticamente con el momento sísmico, la longitud de la zona de falla permanece casi constante.

II.7. Conclusión.

En este estudio se examinaron los momentos sísmicos, caídas de esfuerzo y radios de la fuente de réplicas del temblor del Valle Imperial del 15 de Octubre de 1979 ($M_L = 6.6$). Los resultados del estudio concuerdan con investigaciones previas hechas por Munguía y Brune (1984) y Domínguez (1997), para la región del Valle de Mexicali. Los parámetros de la fuente estimados varían de 5.66×10^{19} dinas-cm a 1.41×10^{22} dinas-cm para el momento sísmico, de 87 a 300 m para los radios de la fuente y de 6 a 500 barios para las caídas de esfuerzo. Se obtuvo una caída de esfuerzo promedio de 90 barios, valor que cae dentro del promedio estimado para la región Oeste de Norteamérica (70-100 barios; Boore, 1983). Nuestras estimaciones de la caída de esfuerzo se incrementan con el tamaño del sismo, mientras que en general el área de la falla aumenta cuando el momento sísmico también aumenta.

La variabilidad regional de los parámetros de fuente tiene importantes implicaciones en la prácticas ingenieriles, particularmente cuando se trata de comparar valores de caída de esfuerzo para sismos de la zona geotérmica de Cerro Prieto con caídas de esfuerzo determinadas para temblores de otras áreas del Valle Mexicali-Imperial.

III SIMULACIÓN DE MOVIMIENTOS FUERTES DEL TERRENO USANDO FUNCIONES DE GREEN EMPÍRICAS COMPUESTAS

III.1. Resumen.

Se desarrolla un método para predecir los movimientos fuertes del terreno causados por temblores de magnitud intermedia. El método se aplica a datos de aceleración producidos por el temblor del Valle Imperial del 15 de Octubre de 1979. Como en otras metodologías, la nuestra también efectúa una sumatoria de registros de sismos pequeños, a manera de funciones de Green empíricas (FGE). Sin embargo, dado que en muy raras ocasiones se dispone de sismos pequeños con la distribución requerida para representar adecuadamente el área de ruptura del sismo grande, usualmente se suma repetidamente el registro de un solo evento pequeño bajo la prescripción de un mecanismo de propagación de ruptura. Tal procedimiento no considera, por lo tanto, la variación esperada de los intervalos S-P según la posición de las subfuentes sobre la falla con respecto a los receptores en la superficie terrestre. Para evitar la suma repetida de un solo evento y utilizar apropiadamente los tiempos de las fases P y S, el método desarrollado ajusta los intervalos de tiempo S-P en las componentes horizontales de las FGE, mediante la combinación de la señal de onda *P* de los registros verticales con las señales de onda *S* de las componentes horizontales. De esta manera se logra que estos intervalos sean consistentes con cada distancia subfuente-receptor. El uso de los registros resultantes, a los que llamamos *funciones de Green empíricas compuestas*, permite colocar la energía de las ondas *P* y *S* en la posición correcta en los sismogramas sintéticos y superar la carencia de acelerogramas

con una distribución adecuada para representar las pequeñas fuentes que caracterizan al temblor fuerte por modelar.

En combinación con la distribución de deslizamiento propuesto por Archuleta (1984) para el evento del Valle Imperial de 1979, nuestro modelo se utiliza para simular los movimientos fuertes producidos por este evento. Además de la apariencia realista de las señales sintetizadas, sus amplitudes espectrales concuerdan bien con las amplitudes observadas en una banda de frecuencias que es de interés para propósitos de ingeniería sísmica (0.5-10Hz). Como una segunda aplicación del método, los resultados que mejor ajustaron las observaciones se utilizaron en la generación de mapas de aceleraciones máximas promedio del terreno y aceleración cuadrática media para la región del Valle Mexicali-Imperial. Tales mapas empíricos proporcionan una idea aproximada de lo que podría esperarse de futuros temblores fuertes en la región, y tienen, por lo tanto, el propósito de servir como guías preliminares en estudios del riesgo sísmico de la región.

III.2. Introducción.

La predicción de movimientos fuertes del terreno generados por sismos de magnitud intermedia a grande ($M \geq 6.0$) ha sido considerada en los últimos años como una tarea de primordial importancia para propósitos de evaluación de riesgo sísmico y en prácticas en ingeniería de diseño. Por lo general se han utilizado cálculos teóricos para predecir los movimientos del terreno a frecuencias menores de alrededor de 1 Hz (Hartzell y Helmberger, 1972; Liu y Helmberger, 1985). Estas bajas frecuencias, sin embargo, están

por debajo del rango de frecuencias de mayor interés en aplicaciones de la ingeniería sísmica. En los últimos años se ha sido utilizado el método de Hartzell (1978) como una alternativa para simular los movimientos fuertes del terreno usando registros de temblores pequeños como *funciones de Green empíricas (FGE)*. Esta alternativa se ha venido utilizando no solo porque tiene la ventaja de incorporar los efectos de propagación de las ondas y los efectos locales del sitio de registro, sino también porque la técnica permite incorporar los efectos de propagación de la ruptura, de la geometría fuente - estación y los efectos de directividad. La aproximación de las *FGE* requiere que el subevento, o todos los subeventos usados, tengan el mismo mecanismo focal que el evento a simular (target event) y haya sido registrado por las mismas estaciones que registraron el evento mayor. De esta manera los efectos de trayectoria y sitio, normalmente desconocidos, pueden incorporarse fácilmente en el proceso de simulación. Esta práctica, sin embargo, está limitada a conjuntos de datos de movimientos fuertes del terreno registrados en un número reducido de sitios, y casi nunca en lugares específicos de interés, por razones tales como la limitada instrumentación en la vecindad de los epicentros o la baja frecuencia de ocurrencia de los eventos grandes, entre otras. En consecuencia, el modelado de los movimientos fuertes del terreno para sismos de magnitudes relevantes se ha basado en la extrapolación de estos limitados conjuntos de datos.

Después del trabajo de Hartzell (1978), la simulación de los movimientos fuertes del terreno, mediante la suma de registros producidos por sismos pequeños (subeventos), ha sido utilizada por un considerable número de autores (por ejemplo, Hadley y Helmberger, 1980; Munguía y Brune, 1984; Joyner y Boore, 1986; Somerville *et al.*, 1991; Irikura y

Kamae, 1994; Tumarkin y Archuleta, 1994; Zeng *et al.*, 1994; Frankel, 1995; Bour y Cara, 1997; entre muchos otros). Para este propósito, el uso de datos de sismos pequeños como *FGE* nos permite extender significativamente la utilidad de un gran número de registros de acelerogramas de eventos pequeños ($M_L=3.5$ a 5.5). Los usuarios del método generalmente postulan alguna distribución de subeventos sobre el plano de falla, y la sumatoria de la energía de cada subevento se efectúa de acuerdo a una supuesta geometría y a un mecanismo de desarrollo de la ruptura. Al mismo tiempo que los conceptos involucrados en el proceso de simulación de movimientos fuertes son simples, existen ciertas limitaciones en la disponibilidad de datos. Una seria limitación consiste en que se requiere un adecuado muestreo tanto en distancia como en profundidad de la fuente de las funciones de Green empíricas, necesidad que ha resultado difícil de cubrir en la mayoría de las regiones sísmicas. Las bases de datos empíricas disponibles raramente han incluido un número adecuado de registros o las magnitudes requeridas para satisfacer una variedad de situaciones. En la mayoría de los casos, esto se ha debido a que las réplicas tienden a concentrarse hacia los extremos del área de ruptura, o en zonas localizadas en la superficie de la falla donde el deslizamiento es pequeño o nulo durante el evento principal. Después de la ocurrencia del evento principal, estas regiones se convierten en regiones de acumulación de esfuerzos y propensas a una actividad subsecuente de réplicas (por ejemplo, Hartzell y Heaton, 1986; Beroza y Spudich, 1988; Bouchon, 1997). La ausencia de registros apropiados para representar todo el plano de ruptura, ha conducido a que en la mayoría de los estudios previos, se haya empleado una sola *FGE* para representar todas las subfuentes que caracterizan al evento grande. La suma repetida de la única *FGE* que se usa

para representar la radiación sísmica de todo el plano de ruptura produce inestabilidad en la predicción de los movimientos fuertes del terreno (Dan *et al.*, 1990).

El método desarrollado en este estudio difiere de modelos previos, en virtud de que partiendo del registro de un evento pequeño, se ajusta el intervalo de tiempo $S - P$ de las componentes horizontales para hacerlos concordantes con cada una de las distancias subfuente - receptor. Esto se realiza mediante la combinación de la señal de onda P en la componente vertical de la FGE (propriadamente escalada) con las señales de ondas S de las componentes horizontales. La combinación se efectúa de tal manera que las señales de onda P que preceden a las ondas S en los registros horizontales de la FGE se sustituyen por tanta señal de onda P como lo requieran los intervalos de tiempo $S-P$ correspondientes a cada pareja subfuente - receptor. La separación espacial entre el subevento (sobre el plano de falla) y los receptores (en la superficie de la Tierra) es el parámetro que controla la cantidad de señal de onda P que habrá de colocarse frente al paquete de la señal de onda S .

Como resultado de lo anterior se obtienen tantos registros como subfallas contenga la superficie del plano de falla, a los cuales llamaremos *funciones de Green empíricas compuestas (FGEC)*. Mediante el uso de estas $FGEC$ se evita sumar repetidamente el registro de un solo evento pequeño obtenido a una distancia particular. Otra ventaja de la técnica que se propone es que supera el problema de la carencia de registros de eventos pequeños y apropiados para representar todas las subfuentes que conforman el plano de ruptura.

Con el método de simulación propuesto, se modelaron algunos de los registros de movimientos fuertes del terreno generados por el temblor del Valle Imperial del 15 de

Octubre de 1979 ($M_L = 6.6$). Decidimos trabajar con este temblor por ser el evento más grande que se ha registrado en un número significativo de estaciones acelerográficas en ambos lados de la frontera internacional México - U. S. (Porcella *et al.*, 1982; Brune *et al.*, 1982). Además, el evento principal y su serie de réplicas ocurrieron en el área del temblor de El Centro ($M=7.0$), del 18 de Mayo de 1940, produciendo los registros que constituyen el conjunto de datos más completo para estudios de temblores de tamaño moderado en la región del Valle Mexicali-Imperial. Archuleta (1982, 1984), Hartzell y Helmberger (1982), Olson y Apsel (1982), Hartzell y Heaton (1983), entre muchos otros investigadores, efectuaron estudios detallados de este conjunto de datos de movimientos fuertes. Aunque actualmente una red digital de acelerógrafos opera permanentemente en el Valle de Mexicali, no ha ocurrido otro temblor de magnitud $M \geq 6.5$, desde el evento de 1979. Esta deficiencia en registros a distancias cortas para eventos de magnitud grande es otra razón que genera interés en los métodos de simulación para propósitos de ingeniería de diseño.

En este capítulo, la aceleración máxima del terreno (PGA), el contenido de frecuencias, la aceleración cuadrática media ($arms$), y la longitud de la ventana que contiene lo más significativo del movimiento en los registros se consideran como los parámetros principales del modelo. Bajo la consideración de que todos estos parámetros en conjunto proporcionan una descripción más objetiva del movimiento del terreno, se calcularon mapas de valores PGA y $arms$ para la región del Valle Mexicali-Imperial. Con estos mapas se intenta proporcionar una idea de lo que puede esperarse de futuros temblores de la región.

III.3. Método de simulación usando *FGEC*.

Nuestro modelo considera una superficie de falla contenida en un medio de capas planas y horizontales con velocidad constante en cada una de ellas. La ruptura se inicia y se dispersa alejándose del foco a una velocidad igual a una fracción constante de la velocidad de la onda S en cada capa. Como en muchos de los estudios realizados previamente, para predecir los movimientos del terreno causados por terremotos, la superficie de la falla se discretiza en muchas subfallas de igual tamaño, como se ilustra en la Figura 15. Las dimensiones de las subfallas dependen de la estimación del tamaño de la fuente del evento pequeño que proporciona los registros a usar como *FGE*. En el proceso de simulación, se hace la suposición de que las subfallas están representadas por fuentes puntuales e independientes, que se disparan una vez que el frente de ruptura alcanza su centro. El número total de subfuentes activadas se restringe por el momento sísmico del evento grande por simular. Dado que las *FGE* representan la radiación sísmica de los subeventos, entonces el movimiento del terreno generado por un temblor fuerte puede simularse en cualquier punto de observación mediante la suma de las *FGE* de todas las subfallas. En el receptor, los tiempos de arribo de las ondas sísmicas de cada subevento se calculan mediante la suma del tiempo que emplea el frente de ruptura para viajar del hipocentro al centro de la sub-falla y el tiempo de propagación de las ondas P y S a través del medio.

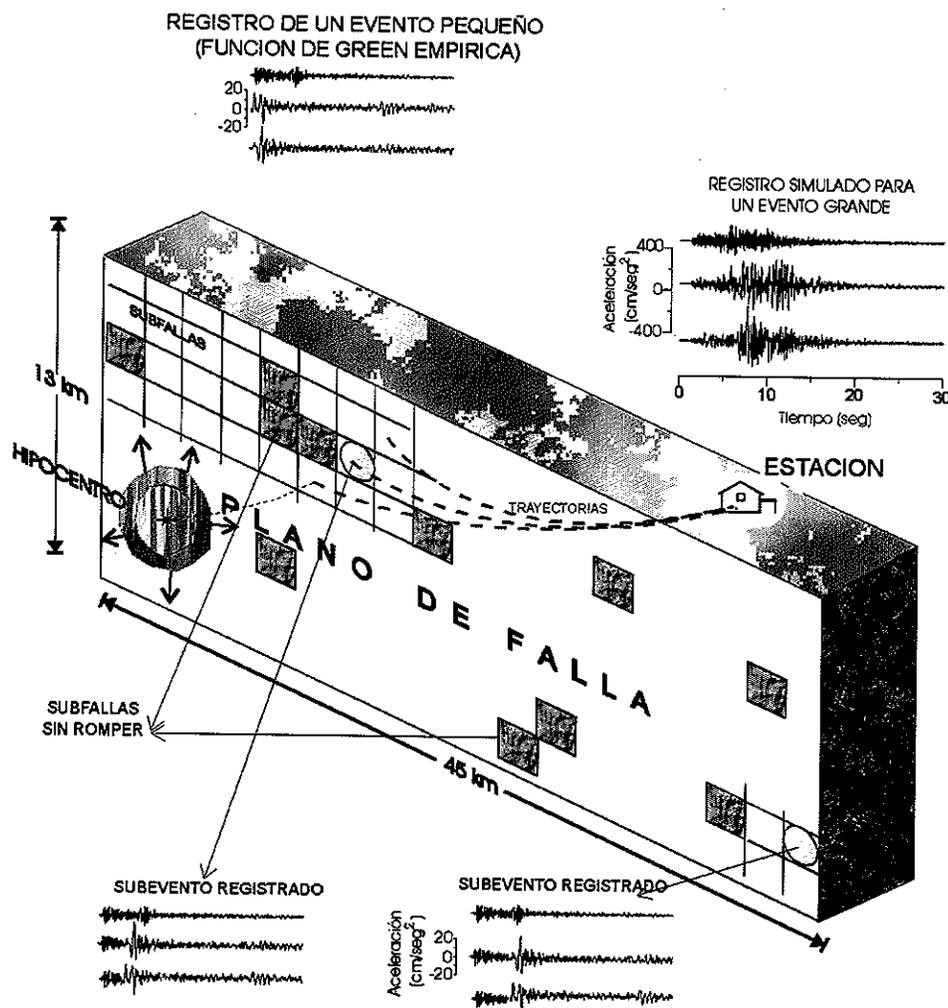


Figura 15. Representación gráfica del proceso de ruptura de un terremoto. Para simular el movimiento del terreno generado por un evento grande, el método considera una superficie de falla plana dentro de un semiespacio. La falla se discretiza en muchas subfallas (celdas), cada una de las cuales representa una fuente puntual e independiente que se activa una vez que el frente de ruptura llega a su centro. En cada receptor (estación) el movimiento del terreno se calcula mediante la sumatoria de los registros del evento pequeño empleados para representar los sub-eventos (funciones de Green empíricas). Un porcentaje de celdas (cuadros sombreados) permanecen sin romperse.

Como un intento por superar la limitación existente en registros de eventos pequeños para simular procesos de ruptura en la región del Valle Mexicali-Imperial, usamos un algoritmo en el cual, a partir del registro de un solo evento pequeño, se generan tantas *FGEC* como sean requeridas. Para esto, y previamente a la selección del registro del evento pequeño a usar, muchos sismogramas horizontales de réplicas del temblor del Valle Imperial se rotaron en direcciones de movimiento radial y transversal. Del análisis detallado de los registros rotados, se notó claramente que las componentes radiales y transversales exhiben grandes amplitudes en las ondas *S* como su característica más significativa. Por otra parte, se observó un fuerte predominio de las señales de onda *P* sobre la onda *S* en las componentes verticales del movimiento. La ausencia de fuertes fases *SV* en las componentes verticales examinadas hacen evidente que los rayos sísmicos alcanzan la superficie de la tierra en una dirección casi vertical, como resultado de un medio compuesto por sedimentos de baja velocidad en su parte más somera. De una cuidadosa comparación entre las amplitudes de ondas *P* en las componentes verticales y horizontales, de 120 registros en sus tres componentes, se estimó que las amplitudes de ondas *P* en registros verticales son, en promedio, un factor de 3 más grandes que las de los registros horizontales. Este factor se estimó calculando la razón promedio entre valores de amplitud cuadrática media calculados con la señal de onda *P* registrada en la componente vertical y las señales de onda *P* registradas en las componentes horizontales. Mediante este proceso se determinó un factor promedio igual a tres entre ambas amplitudes, factor de amplitud que se utilizó para reducir las amplitudes de ondas *P* de los registros verticales antes de

combinarlas con las ondas S de las componentes horizontales durante la generación de las FGEC.

Para determinar la longitud de la señal de onda P vertical que debe preceder a las ondas S en las componentes horizontales de las $FGEC$, se calcularon los tiempos que estas fases emplean para viajar de la subfalla al receptor mediante la consideración de propagación de las ondas a través de un semiespacio de capas planas y horizontales. El modelo de velocidades utilizado se basó en el modelo de Fuis *et al.*, (1982). Para cada par subfalla - receptor, el intervalo de tiempo $S-P$ calculado se usó para definir la longitud de la ventana de la onda P deseada. La Figura 16 muestra ejemplos de $FGEC$ para diferentes distancias subfalla - receptor.

El siguiente paso es sintetizar las aceleraciones del terreno en sitios específicos ubicados a distancias cortas de la fuente y comparar los resultados con las tres componentes de aceleración observadas en esos puntos en particular. Efectuamos esto mediante la suma de las contribuciones del movimiento del terreno de todas las subfuentes activadas al paso del frente de ruptura. Aunque en el proceso de ruptura cada subfalla rompe independientemente de lo que suceda en las subfallas adyacentes, una velocidad de ruptura específica (V_r) determina los tiempos de activación correspondientes.

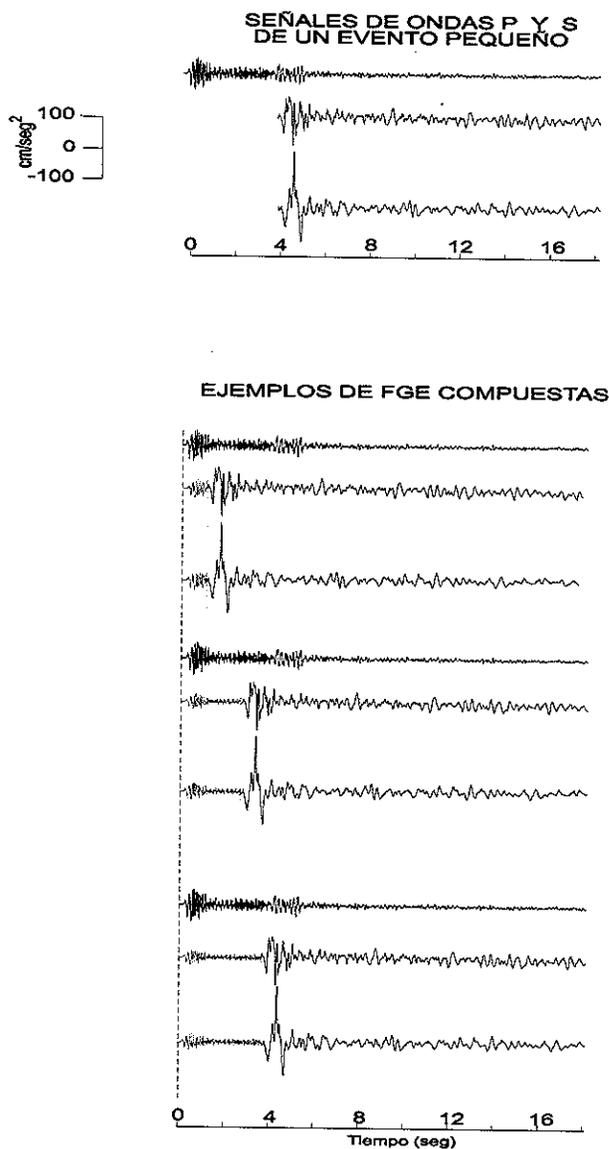


Figura 16. Ejemplos de funciones de Green empíricas compuestas (*FGEC*). Durante el proceso de simulación del terremoto, las señales de ondas *P* y *S* del evento pequeño (*FGE*), en sus tres componentes, se combinan para generar componentes horizontales con intervalos de tiempo *S-P* consistentes con cada una de las distancias subfalla - receptor. Estas *FGEC* se usan en nuestra simulación del movimiento del terreno para evitar sumar repetidamente el registro del evento pequeño.

La j -ésima componente del movimiento del terreno se calcula de la siguiente expresión (Munguía y Brune, 1984):

$$U_j = \sum_{i=1}^n \frac{R_{\theta\phi}^i}{R_{\theta\phi}} \frac{R}{R_i} \frac{M_0^i}{M_0^e} g_j^i(t - \tau_i), j = 1, 2, 3 \quad (8)$$

En esta ecuación, R , $R_{\theta\phi}$, y M_0^e son la distancia hipocentral, los coeficientes del patrón de radiación de las ondas SH, SV, o P y el momento sísmico, respectivamente, del evento pequeño que se usa para representar las fuentes en la falla. El número de subfallas que contribuyen a la composición de los registros de movimientos del terreno es n , y R_i , $R_{\theta\phi}^i$, y M_0^i , denotan la distancia hipocentral, los coeficientes del patrón de radiación de las ondas SH, SV o P y el momento sísmico calculado para cada subevento, respectivamente. El término $g_j^i(t - \tau_i)$ es la componente transversal, radial o vertical del movimiento de la función de Green empírica compuesta que representa la radiación de la i -ésima subfalla. U_j representa la componente transversal, radial o vertical del movimiento simulado en un sitio dado en la superficie del terreno. También, en la ecuación (8), $\tau_i = t_r + t_{ps} \pm t_{ran}$ es el tiempo de retraso de la *FGEC* en el receptor. El tiempo que emplea el frente de ruptura para llegar a los centros de las subfallas desde el hipocentro es t_r , mientras que t_{ps} son los tiempos de propagación de las ondas *P* o *S* de la subfalla al receptor. Finalmente, t_{ran} es una cantidad aleatoria de tiempo que se suma para eliminar las periodicidades artificiales debido a la discretización de la superficie de la falla. Otro propósito de este tiempo

aleatorio es el de tomar en cuenta las heterogeneidades propias de los procesos de ruptura de terremotos. En todas las corridas de simulación t_{ran} se ajustó a valores en el rango de ± 0.5 seg. Es también de importancia notar que los tiempos de retardo τ_i toman en cuenta los efectos de directividad vertical y horizontal, dado que la ruptura inicia en el hipocentro y se dispersa radialmente a una velocidad igual a una fracción de la velocidad de las ondas S .

Otra consideración importante es que las amplitudes de las *FGEC* se escalan usando el momento sísmico M_0^i de los subeventos correspondientes. El momento sísmico es uno de los parámetros de la fuente sísmica de mayor importancia. Se define como $\mu A \bar{u}$, donde μ es el módulo de rigidez, A es el área de cada subfalla, y \bar{u} es el deslizamiento promedio en la falla. De acuerdo con esta definición, al calcular los momentos sísmicos se toma en cuenta su dependencia con μ y la profundidad del subevento. Como un resultado de esta consideración, las fuentes con los momentos más grandes son aquellas localizadas en las secciones más profundas de la falla, donde la rigidez de las rocas es más alta (ver también Archuleta, 1982 y Munguía y Brune, 1984). En el proceso de simulación, es importante también almacenar los momentos calculados para cada uno de los subeventos, ya que la suma total de éstos se compara posteriormente con el momento del terremoto que estamos modelando.

El escaso conocimiento que se tiene tanto de los procesos físicos que prevalecen en los terremotos complicados (por ejemplo, nivel de variación en la caída de esfuerzo, velocidad de ruptura, fuente sísmica, atenuación sísmica, etc.) como de la estructura y

composición de la tierra son una seria limitación en la simulación de los movimientos fuertes del terreno. En un intento por superar esta dificultad, en nuestro método de simulación usamos números aleatorios para permitir variaciones estocásticas de algunos de los parámetros de ruptura. Con esta alternativa pretendemos emular algunas de las características no coherentes de los terremotos y así obtener registros con apariencia realista. La aleatoriedad se introduce en nuestro algoritmo de simulación en diferentes formas. Primero, el modelo permite variar estocásticamente los tiempos de retraso de las *FGEC*, mediante la suma de una cantidad de tiempo que varía aleatoriamente entre 0 y ± 0.5 segundos. Por ejemplo, en la Figura 17 mostramos contornos de tiempos de retardo calculados para rupturas bilaterales. En la parte a) las curvas corresponden a tiempos de retardo sin ninguna alteración; y en la parte b) se muestran tiempos de retardo alterados aleatoriamente. Como es de esperarse, el proceso de ruptura que incorpora aleatoriedad produce los contornos de tiempo más irregulares, dando lugar a registros sintéticos que presentan un aspecto más realista. Segundo, el modelo permite la activación aleatoria de un número restringido de subfallas al paso del frente de ruptura, dejando una superficie fallada con subfuentes que no rompen. Tercero, el método usa aleatoriedad para alterar la orientación de cada una de las subfallas y simular, de esta manera, irregularidades en la superficie de la falla. En esta opción, el rumbo, el buzamiento y el ángulo de dirección del deslizamiento asociados con cada una de las subfallas se varían dentro de límites razonables (entre 0 y $\pm 15^\circ - 20^\circ$). La aleatoriedad, en sus diferentes formas, tiene como propósito básico compensar por las posibles heterogeneidades de los procesos de ruptura de los terremotos.

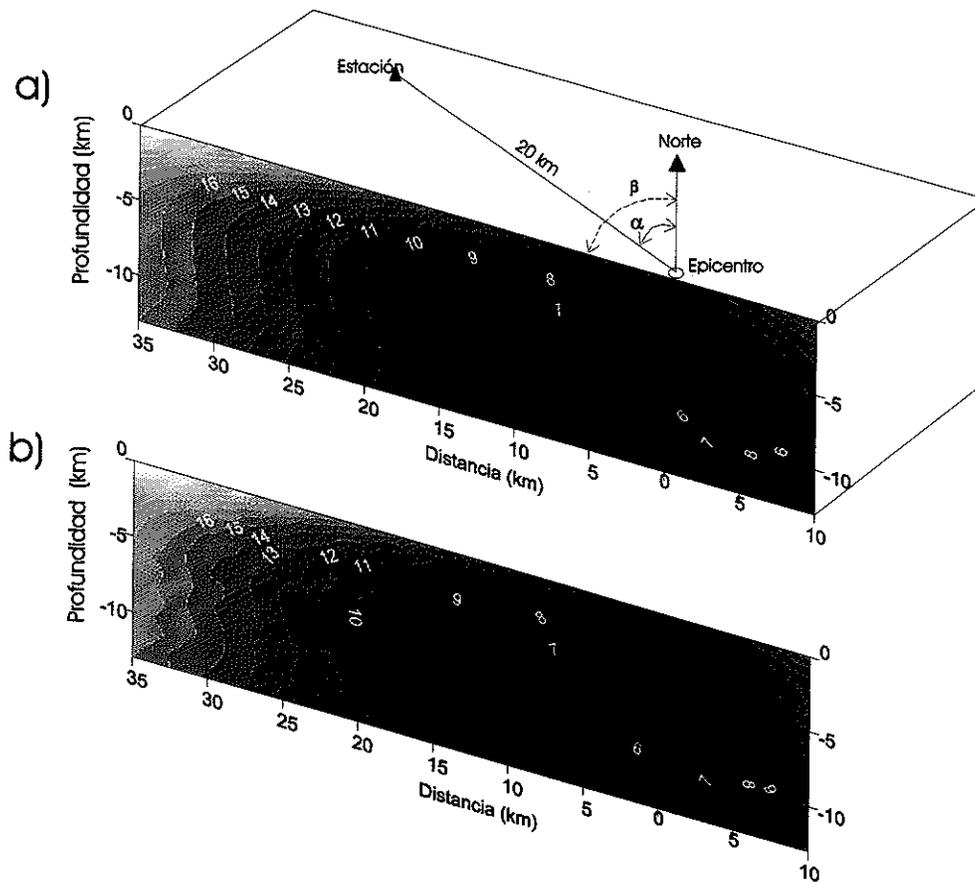


Figura 17. Ejemplos de contornos de igual tiempo de retraso en una estación dada para una ruptura bilateral. a) Tiempos de retraso calculados sin considerar alteraciones aleatorias; b) tiempos de retraso alterados mediante la suma de cantidades aleatorias de tiempo.

III.4. El temblor del 15 de Octubre de 1979 y su réplica mayor .

El evento principal, de magnitud $M_L = 6.6$ y momento sísmico de 7×10^{25} dinas - cm, fue registrado por un total de 52 estaciones de movimientos fuertes Mexicanas y Americanas, a distancias de hasta 150 km del epicentro. En este estudio utilizamos datos

de aceleración de 8 estaciones de movimientos fuertes Mexicanas y de 12 estaciones Americanas, localizadas todas dentro de un rango de 50 km de distancia epicentral. Las Figuras 18a y 18b muestran la ubicación geográfica de estas estaciones, así como los registros utilizados como *FGE*.

Como en otros estudios similares, a pesar del gran número de réplicas que usualmente se registran después de la ocurrencia de temblores grandes, los eventos pequeños para los cuales existen registros del movimiento del terreno usualmente no cubren adecuadamente el área de ruptura del evento principal. Este también fue el caso de las réplicas del temblor de Octubre de 1979. Por lo tanto, solo los registros producidos por la réplica más grande ($M_L = 5.0$), ocurrida 2.5 minutos después del evento principal, se utilizaron como *FGEC* para modelar los acelerogramas del temblor principal. Esta réplica fue localizada 20 km al noroeste del epicentro del evento principal, a una profundidad focal de 9.5 km (Johnson y Hutton, 1982). Su epicentro cae cerca de la zona donde el evento principal generó los mayores desplazamientos (Hartzell y Helmberger, 1982; Archuleta, 1984) (Figura 18a).

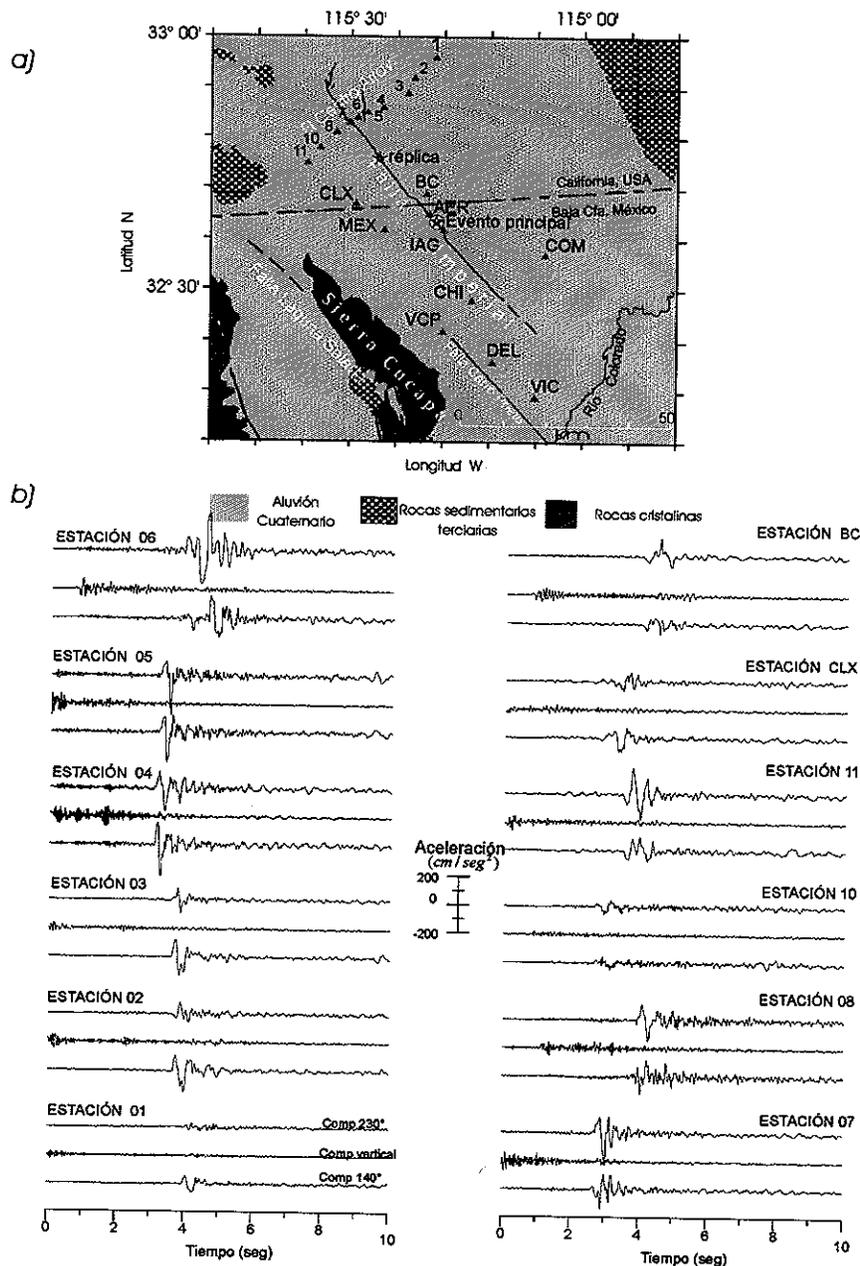


Figura 18. a) Geología y principales fallas del área de estudio. Las estrellas indican el epicentro del temblor del Valle Imperial de 1979 y la réplica más fuerte; los triángulos sólidos marcan las localizaciones de las estaciones de movimientos fuertes que registraron en ambos lados de la línea internacional U.S.-México. b) Acelerogramas de la réplica principal ocurrida 2.5 segundos después del evento principal.

Dada la localización geográfica de la réplica mayor, solamente estaciones de movimientos fuertes Americanas la registraron (Figura 18b). El mecanismo focal obtenido por Zollo y Bernard (1989) para esta réplica es muy similar al mecanismo del evento principal. Del análisis de los registros de aceleración de esta réplica, Frankel (1984) estimó un momento sísmico de 4.2×10^{23} dinas-cm, una caída de esfuerzo igual a 130 barios y un radio de la falla de 1130 m.

III.5. Pruebas de validación del modelo.

El propósito de esta sección es probar la aplicabilidad del método de las *FGEC* y, al mismo tiempo, seleccionar los parámetros de ruptura que produzcan los datos sintéticos de aceleración más similares a los datos reales del temblor principal de 1979. En todas nuestras simulaciones el área de ruptura tiene 45 km de largo y 13 km de ancho. La ruptura se extiende 35 km al noroeste y 10 km al sureste del epicentro, como fue sugerido por algunos investigadores (ver por ejemplo Hartzell y Heaton, 1983; Olson y Apsel, 1982; Anderson y Silver, 1985; Bouchon, 1997; entre otros). Los siguientes parámetros de falla fueron tomados de Archuleta (1984): rumbo de 323° , buzamiento de 80° y ángulo de dirección del deslizamiento de 180° . Posteriormente mostraremos resultados obtenidos de diferentes corridas del modelo de simulación efectuadas para examinar los efectos de la velocidad de ruptura, la especificación del deslizamiento en la falla, y el uso de una sola *FGE* versus las *FGEC*. La consideración total de todos estos efectos se requiere para poder obtener similitudes satisfactorias con los acelerogramas observados.

Respecto al deslizamiento promedio en la falla (u), el método permite varias opciones. Puede mantenerse constante sobre toda la superficie de falla, puede hacerse variar aleatoriamente dentro de límites especificados, o puede incluirse a través de un modelo. Primero corrimos el modelo suponiendo un deslizamiento promedio de 40 cm sobre todo el plano de falla, ya que éste fue el promedio del deslizamiento observado directamente en la falla Imperial estimado por Sharp *et al.*, (1982) y Archuleta (1982). En otras corridas usamos el modelo de deslizamiento variable publicado por Archuleta (1984) para la falla Imperial (Figura 19). De acuerdo a este modelo el deslizamiento en la falla fue predominantemente de rumbo, estando confinado a profundidades por debajo de los 5 km sobre un plano de falla prácticamente vertical. También se nota el hecho de que el modelo de Archuleta no provee deslizamientos de la falla hacia el sureste del epicentro. Esta información es necesaria para la simulación de rupturas de tipo bilateral, como fue el caso de la falla Imperial. Para satisfacer esta necesidad, la información del deslizamiento que incluye el modelo de Archuleta para los primeros 10 km de la falla se reflejó al sureste a partir del hipocentro, como se muestra en la Figura 19. Algunos resultados de corridas del modelo ejecutadas bajo estas consideraciones se describen a continuación.

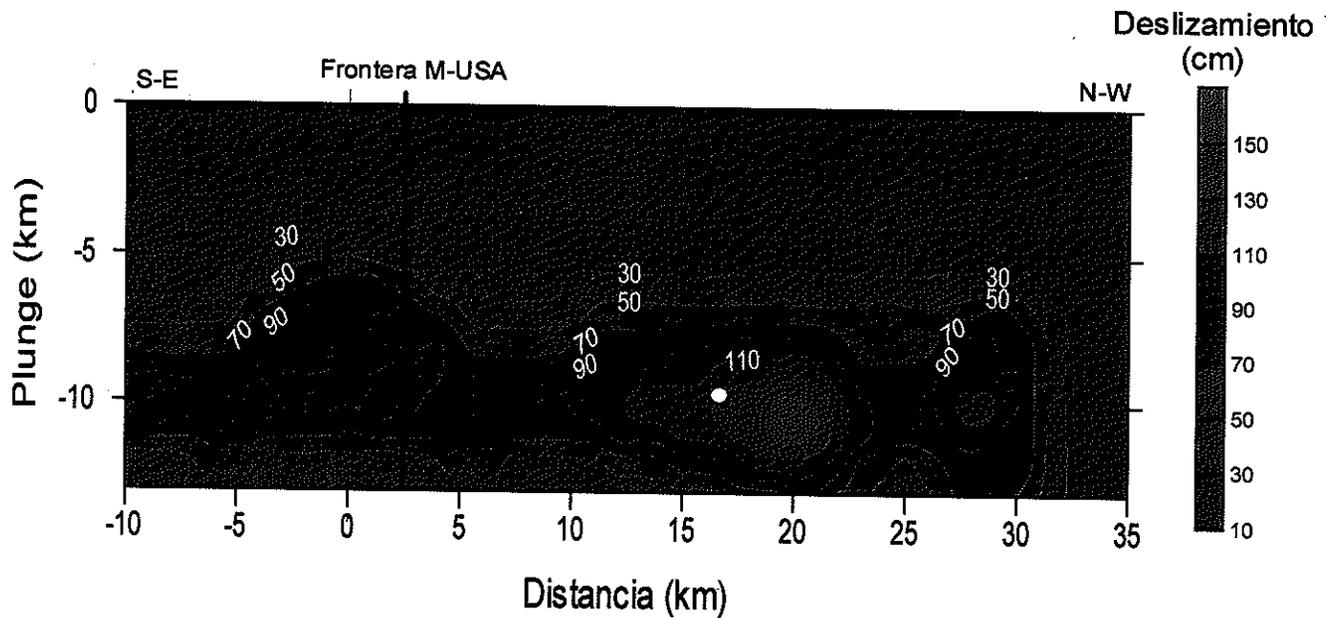


Figura 19. Versión modificada de la distribución de deslizamiento publicado por Archuleta (1984) para el temblor del Valle Imperial de 1979. El modelo de Archuleta no provee información del deslizamiento del segmento de la falla situado al sureste del epicentro. Por lo tanto, para una ruptura bilateral, la información del deslizamiento de los primeros 10 km del modelo de Archuleta se refleja al sureste desde el hipocentro. La cruz y el punto blanco marcan los hipocentros del evento principal y de la réplica mayor, respectivamente.

En la parte superior de la Figura 20 se muestran las amplitudes espectrales de aceleración observadas y simuladas para la Estación 11. En la parte inferior se muestran las formas de onda de los registros observados y simulados para la misma estación. Tanto los acelerogramas sintéticos como los reales se filtraron con un pasabandas de 0.5 a 25 Hz. Nuestro propósito no es modelar la señal observada oscilación por oscilación en esta banda de frecuencias, ya que las oscilaciones de más alta frecuencia son probablemente el resultado de detalles finos de la ruptura y de efectos de la estructura de la corteza que no podemos modelar. Adicionalmente, las características de las altas frecuencias en los

registros pueden ciertamente variar de un terremoto a otro, de tal manera que un modelado fase a fase no es de relevancia para el propósito del presente estudio. Por esta razón hemos concentrado nuestra atención en simular solo algunas de las características de los registros, tales como la amplitud máxima, la aceleración cuadrática media (*arms*), la duración de la serie de tiempo y las amplitudes espectrales.

En referencia a la Figura 20, se observa fácilmente que al usar una distribución de deslizamiento variable en las simulaciones se producen sismogramas sintéticos que son claramente distintos. Las aceleraciones sintéticas y amplitudes espectrales resultan más pequeñas cuando se especifica un deslizamiento constante de 40 cm sobre todo el plano de falla. Alternativamente, las aceleraciones predichas con el modelo de deslizamiento variable concuerdan bien con las formas de onda observadas para frecuencias de hasta ~ 20 Hz. Los resultados de simulaciones efectuadas para otras estaciones muestran características similares. Sobre estas bases, concluimos que en general los espectros predichos y observados concuerdan bien en la banda de frecuencias que es de interés para propósitos de ingeniería de diseño (0.5 - 10 Hz).

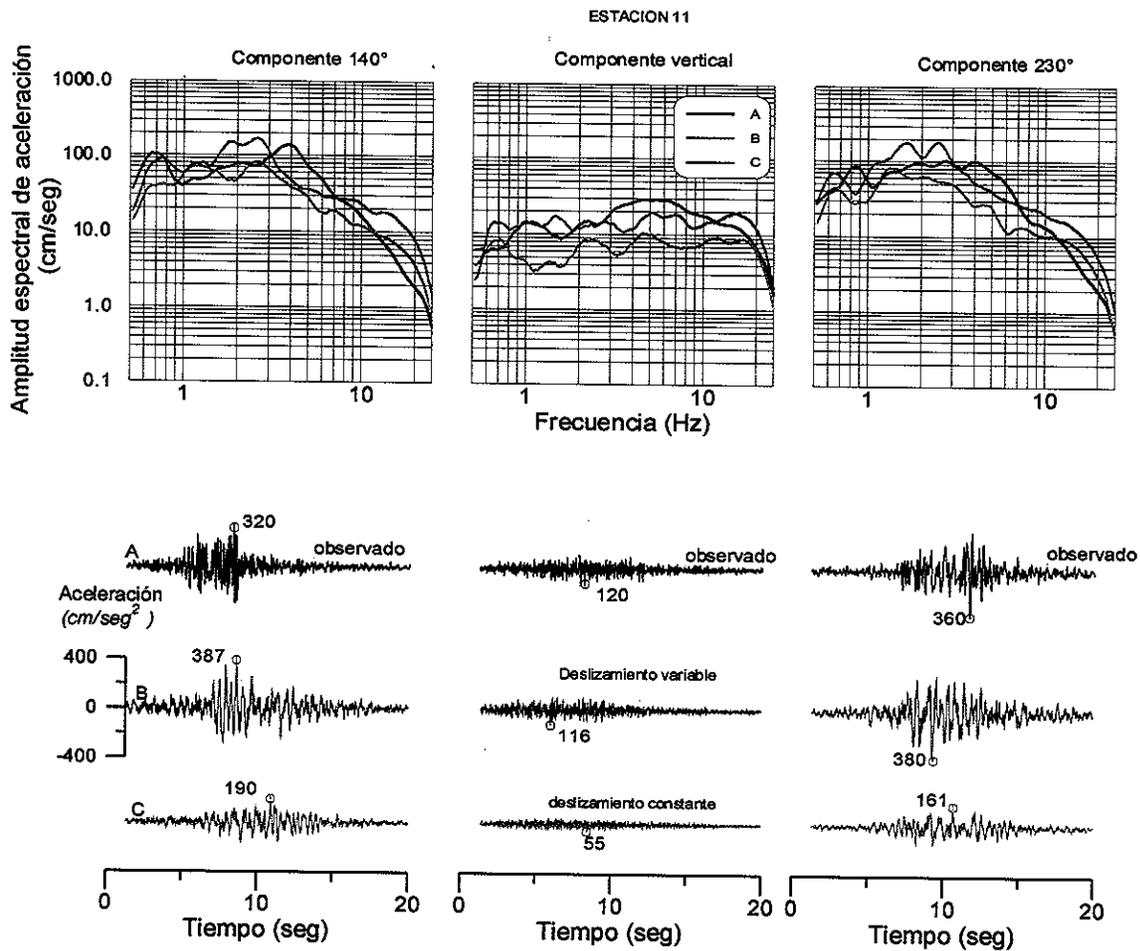


Figura 20. Formas de onda y amplitudes espectrales de aceleración observadas y sintéticas en la estación 11. Las letras mayúsculas indican: A) datos observados, B) movimientos sintéticos de una ruptura bilateral con deslizamiento variable de Archuleta (1984), y C) registros sintéticos de una ruptura bilateral con un deslizamiento constante de 40 cm. Los acelerogramas reales y sintéticos se filtraron con un pasabandas entre 0.5 y 25 Hz.

Por otra parte, estudios previos de los registros de movimientos fuertes indicaron una velocidad de ruptura altamente variable para el proceso del temblor del Valle Imperial de 1979. Hartzell y Helmberger (1982) y Archuleta (1984) reportaron una velocidad de ruptura promedio de entre 80 y 90% de la velocidad de la onda de corte, mientras que

Olson y Apsel (1982) infirieron velocidades de ruptura más grandes que las velocidades de las ondas de corte locales. En este estudio trabajamos nuestro algoritmo de simulación con velocidades de ruptura en el rango de 0.7β a 1.0β , siendo β la velocidad de propagación de las ondas S . En la Figura 21 se comparan los datos de aceleración registrados en la Estación 11 contra los sintéticos que se obtienen al usar diferentes velocidades de ruptura. Como es de esperarse, las señales sintéticas con los tiempos de duración más grandes corresponden a $V_r = 0.7\beta$. Aunque no se observaron diferencias drásticas entre las señales predichas y observadas, los mejores ajustes se obtienen cuando la velocidad de ruptura es igual a 0.9β . Con base en resultados similares observados en gráficas de otras estaciones, se adoptó una velocidad de ruptura promedio de 0.9β para las corridas finales del método.

Otro conjunto de simulaciones de aceleración del terreno para diferentes estaciones se muestra en la Figura 22. En esta figura se despliegan: (A) aceleraciones observadas, (B) registros sintéticos calculados con funciones de Green empíricas y (C) registros sintéticos obtenidos mediante la suma de la misma FGE , tantas veces como subfallas se activan.

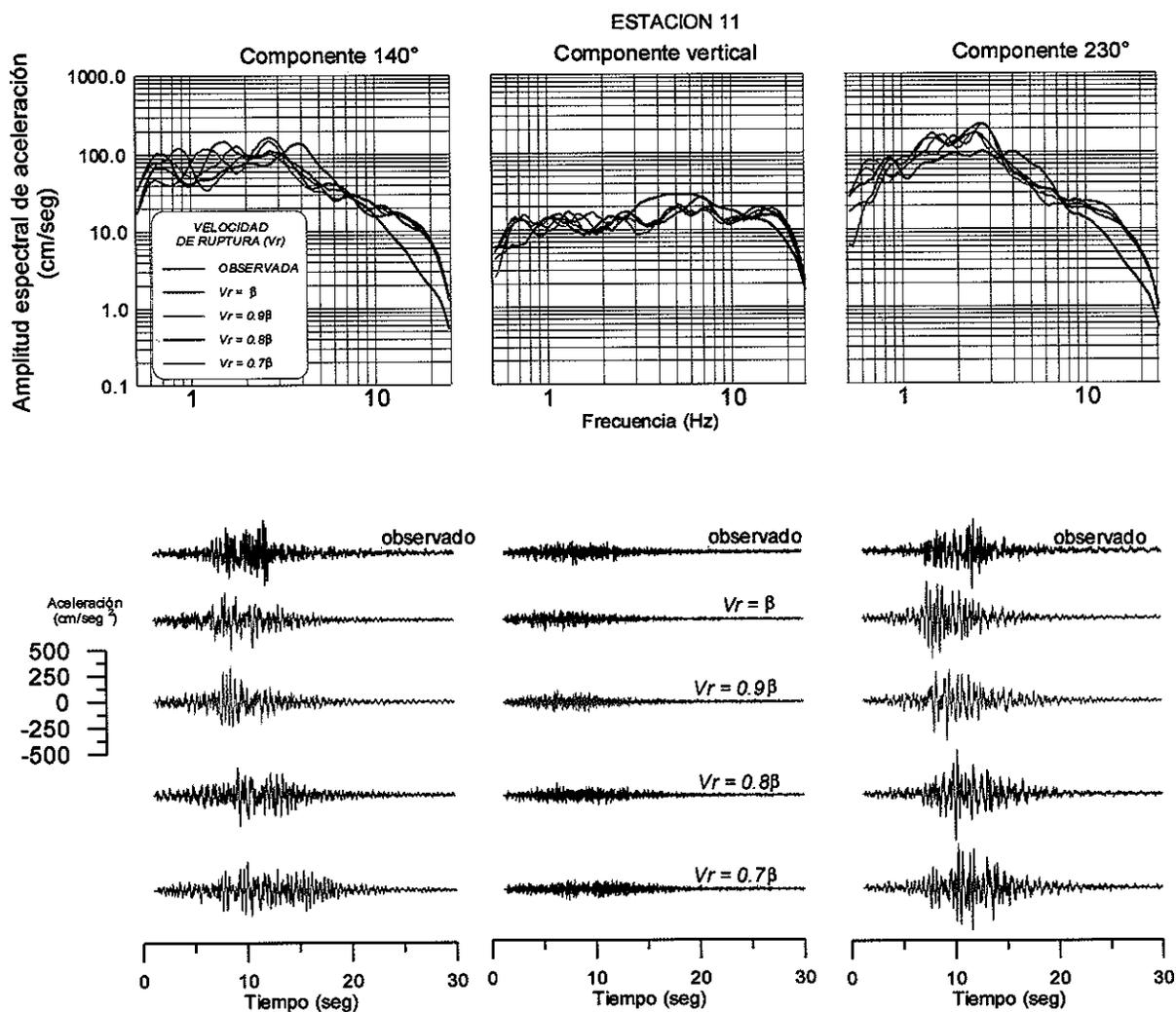


Figura 21. Comparación de datos registrados en la estación 11 con aceleraciones sintéticas generadas usando diferentes valores de velocidad de ruptura. Aunque no se observan diferencias críticas entre las señales predichas, los resultados de éstas y otras pruebas indican que los mejores resultados se obtienen para una velocidad de ruptura de 0.9β .

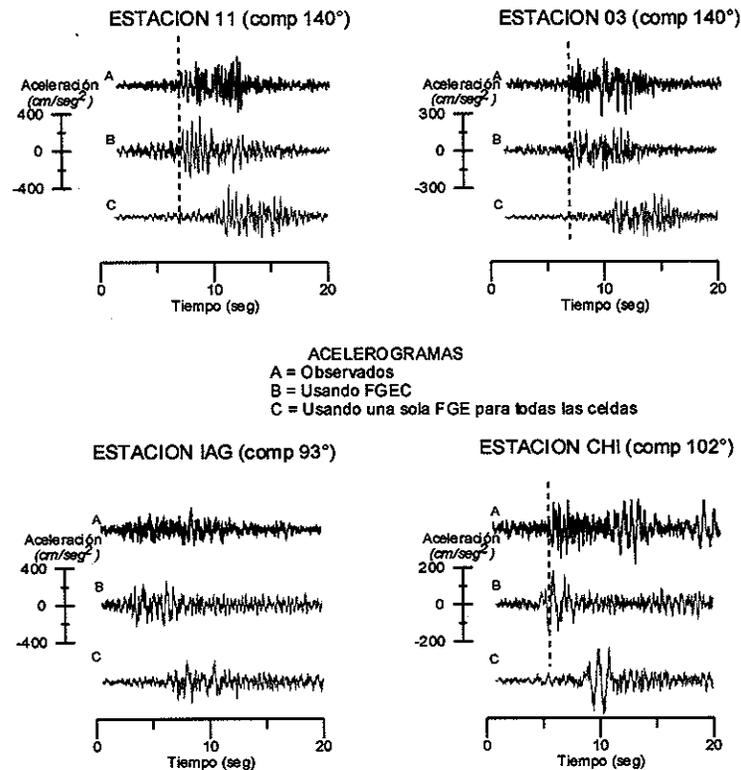


Figura 22. Aceleraciones del terreno observadas y simuladas para diferentes estaciones. Los registros sintéticos se calcularon de dos formas: usando *FGEC* y mediante la suma repetida de un solo registro (*FGE*). Note que en general el uso de las *FGEC* produce acelerogramas sintéticos con tiempos *S-P* muy similares a los intervalos de tiempos *S-P* de los registros reales.

Es importante hacer notar que usando funciones de Green empíricas compuestas resultan los sismogramas sintéticos con tiempos de arribo muy similares a los arribos de la onda S en los sismogramas observados. También se observa que los registros simulados con las *FGEC* exhiben una apariencia bastante realista.

Respecto a la selección de registros para usar como *FGEC*, se probaron las aceleraciones registradas en diferentes estaciones para la réplica mayor ($M_L = 5.0$) del temblor de Octubre de 1979. La Figura 23 muestra una comparación, en los dominios del tiempo y la frecuencia, de señales reales y sintéticas para la Estación 1.

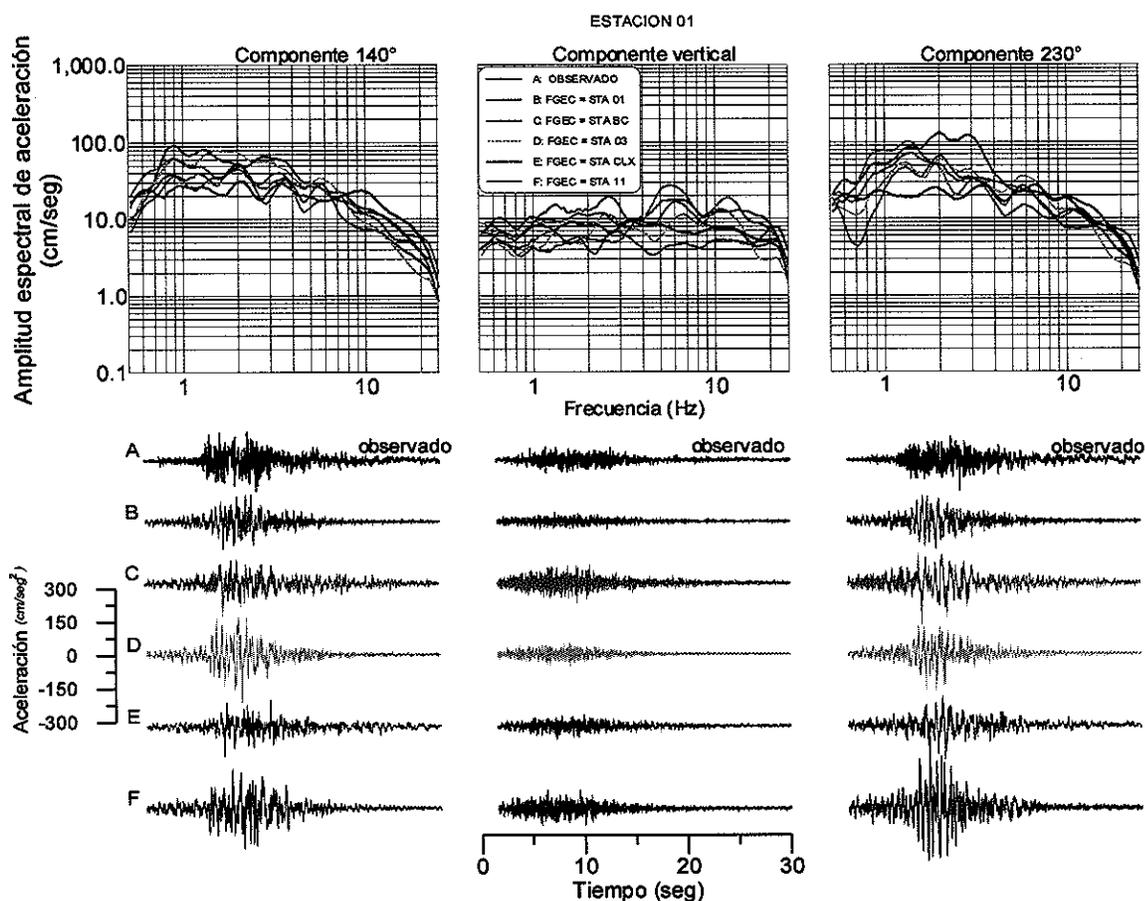


Figura 23. Comparación de los registros de aceleración de la estación 01 con señales sintéticas generadas usando los datos de aceleración producidos por la réplica mayor del temblor de Octubre de 1979 (23:19, $M_L = 5.0$) como *FGEC*.

Para proporcionar una idea sobre la calidad de los resultados obtenidos usando diferentes registros de la réplica mayor como *FGEC*, los residuales de las amplitudes (calculado - observado) se graficaron en la Figura 24. La figura muestra que en la mayoría de los casos los mejores resultados corresponden a la situación en que las estaciones registraron tanto al evento principal como a la réplica. Esto no es una sorpresa, dado que en tales casos tanto los registros de la réplica como del evento principal contienen el mismo efecto de sitio. El segundo mejor ajuste entre los datos observados y sintéticos se logra cuando los registros de la réplica de la estación Bonds Corner se utilizan como *FGEC* en la simulación de los movimientos fuertes para todas las estaciones.

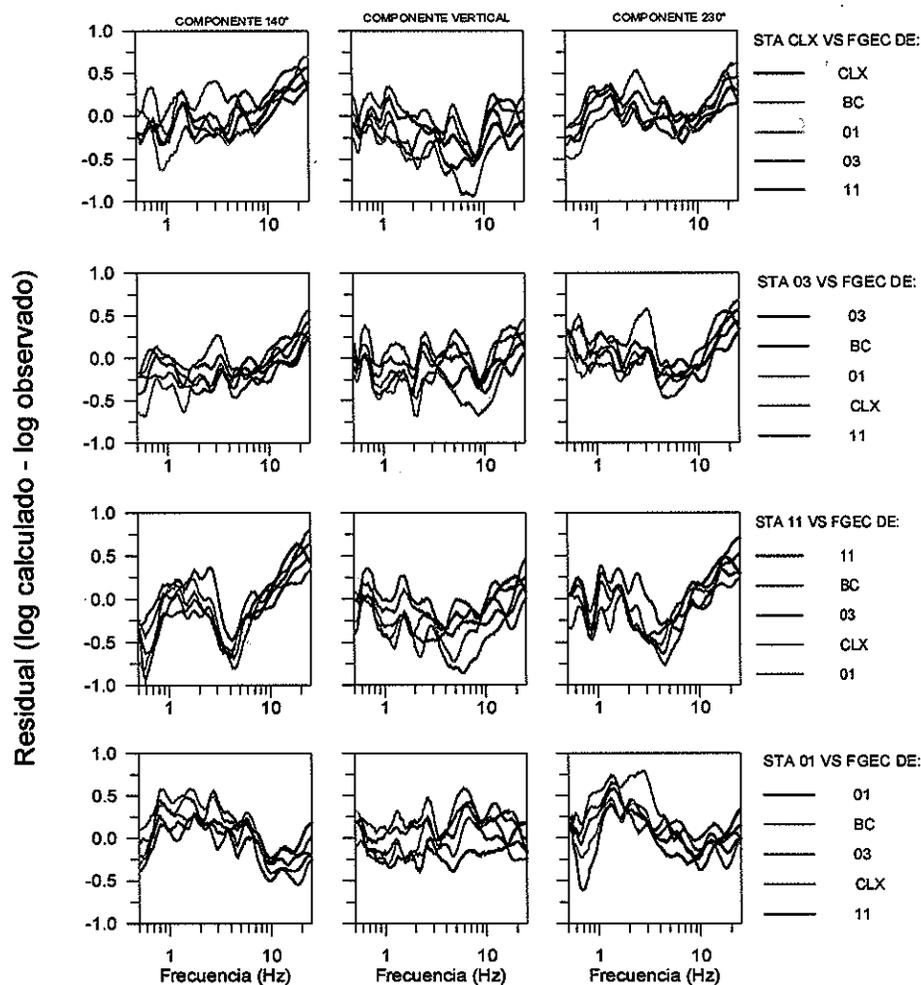


Figura 24. Gráficas de residuales de amplitud espectral (log calculado - log predicho) contra frecuencia para diferentes estaciones. Los registros de diferentes estaciones para la réplica más fuerte se usaron como *FGEC* en la generación de los datos sintéticos. Los mejores resultados (desviación estándar $\sim 0.1 - 0.2$) se obtienen para estaciones que registraron tanto al evento pequeño como al grande.

III.6. Duración del movimiento fuerte del terreno.

Desde el punto de vista de la ingeniería, las principales características del movimiento del terreno son los valores máximos de la aceleración, la velocidad y el desplazamiento. Estos parámetros por si solos, sin embargo, no son suficientes como indicadores del potencial destructivo de los movimientos sísmicos. Los efectos causados por el temblor

dependen también de las frecuencias de oscilación del terreno y de la duración de las oscilaciones más significantes durante el terremoto. En este capítulo, la aceleración máxima del terreno, el contenido de frecuencia de los registros, y la longitud de la ventana que contienen los movimientos más significativos en los registros se consideran como los principales parámetros del modelo. Estos parámetros en conjunto proporcionan una descripción más objetiva de los movimientos fuertes del suelo. Dada la importancia de la duración del movimiento del terreno, describimos a continuación como se estimó este parámetro en nuestro estudio.

Definimos arbitrariamente a la duración de la señal sísmica como el intervalo del registro que contiene el 90% de la energía sísmica. Bajo esta consideración, la energía $W(t)$ del registro de aceleración es

$$W(t) = \int_0^T [a(t)]^2 dt \quad (9)$$

En esta expresión, $a(t)$ es la aceleración, t el tiempo, y T representa la longitud de la señal bajo análisis. Excepto por algunas de las estaciones Mexicanas, cuyos registros de aceleración exhiben duraciones largas de la señal, encontramos que una longitud de 20 segundos, tanto de los registros reales como de los sintéticos, es suficiente para estimar la duración del movimiento fuerte.

La Figura 25 muestra una gráfica esquemática de la función $W(t)$ estimada a partir de las señales observadas y sintéticas que se incluyen en la figura. Los valores $W(0.05)$ y $W(0.95)$ indican puntos en los registros en los que el 5% y el 95% de la energía del registro

se ha acumulado, respectivamente. Esto significa que la ventana de duración del movimiento fuerte, como se definió aquí, inicia al tiempo en donde la energía acumulada $W(t)$ alcanza el 5% del total de la energía de los 20 seg del registro, y finaliza cuándo el 95% de esta energía ha sido acumulada.

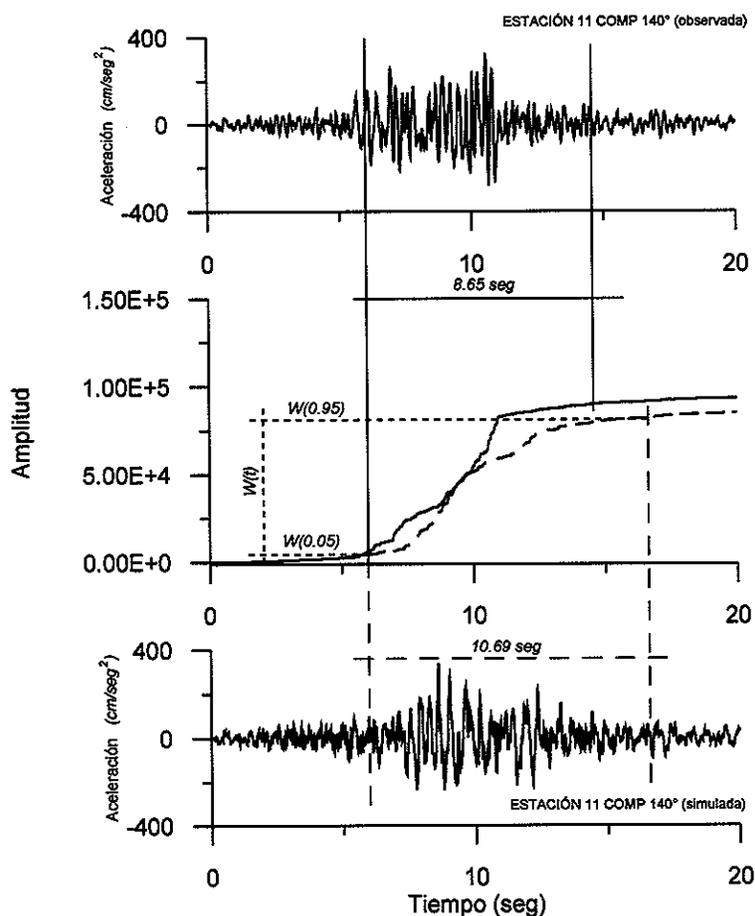


Figura 25. Gráfica esquemática de la función $W(t)$ estimada de los registros observados y sintéticos incluidos en la figura. $W(0.5)$ y $W(0.95)$ indican puntos en el registro en los que el 5% y 95% de la energía total se ha acumulado, respectivamente. El intervalo del registro que contiene el 90% de la energía sísmica total se define aquí como la duración del movimiento del terreno.

El método de energía para caracterizar la fuerza de las oscilaciones sísmicas es bien conocida por investigadores que trabajan en el campo de la ingeniería sísmica, pero no es muy utilizado en aplicaciones tales como las mediciones de parámetros máximos o métodos espectrales (Jennings, 1982). En este estudio usamos la duración de la señal sísmica como otro parámetro para constreñir nuestra metodología de simulación del movimiento del terreno. Para propósitos de comparación, la longitud de las ventanas que contienen el 90% de la energía sísmica de los registros observados y sintéticos se graficaron en la Figura 26-A. Aunque se observa cierta dispersión en los datos, en general la longitud de la duración de los movimientos observados y sintéticos concuerda dentro de ± 3.0 segundos. Al mismo tiempo la gráfica nos da una idea sobre la calidad en el ajuste de la duración de la parte más energética de los registros, puesto que la duración de la señal se usa también en la estimación de la aceleración cuadrática media de los registros de aceleración, observados y sintéticos, como se describe más adelante.

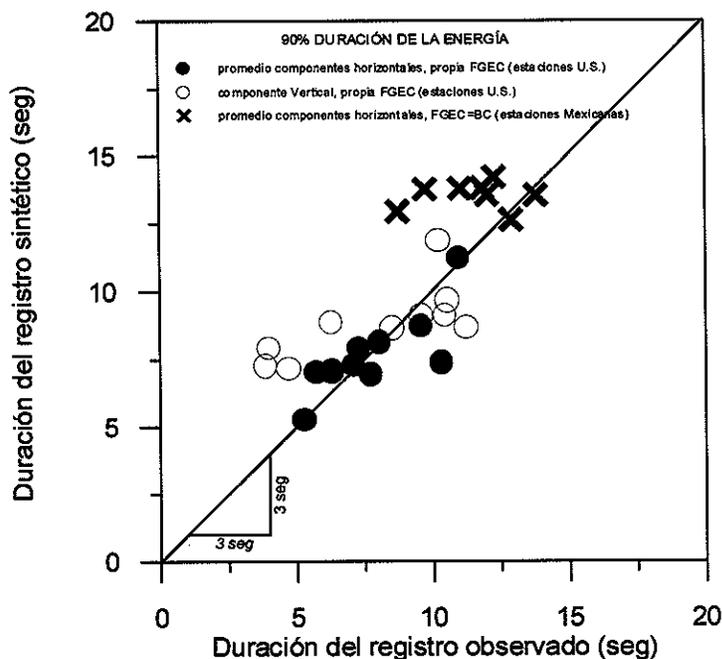


Figura 26-A. Comparación de la longitud de las ventanas que contienen el 90% de la energía sísmica en los registros observados y simulados. Aunque se observa alguna dispersión en los datos, en la mayoría de los casos las duraciones del movimiento del terreno en señales observadas y sintéticas concuerdan dentro de ± 3.0 segundos.

En la metodología también se probó la sensibilidad del algoritmo, para lo cual se utilizaron diferentes semillas para incorporar aleatoriedad en las simulaciones, según la ecuación 8. No se observaron diferencias significativas entre los resultados obtenidos, lo cual significa que éstos no dependen de la semilla utilizada en su generación. En la Figura 26-B se muestran los valores promedio de las aceleraciones cuadráticas medias calculadas de las componentes horizontales como función de la distancia epicentral. En esta gráfica las barras de error indican el 25 % del valor calculado en cada estación. De la figura se observa que los datos sintéticos para las estaciones americanas difieren de los observados por menos del 10 %, lo cual se considera como un resultado satisfactorio. En el caso de las

estaciones mexicanas, a excepción de la estación DEL que produjo resultados anómalos, las diferencias entre los sintéticos y observados son hasta del 50-60 % en dos casos. Estos resultados menos satisfactorios se atribuyen a que en las simulaciones correspondientes no se contó con una función de Green propia de cada estación, como fue descrito en secciones anteriores.

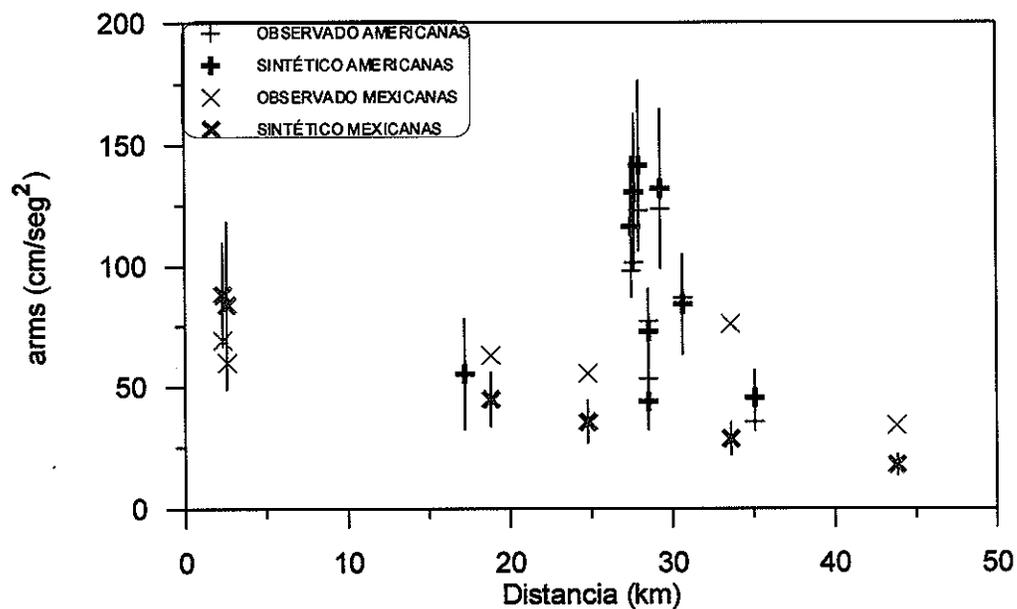


Figura 26-B. Valores promedio de la aceleración cuadrática media (arms) calculada de las componentes horizontales en cada estación como función de la distancia epicentral. Las barras de error representan el 25 % del valor calculado en cada estación.

III.7. Resumen de la simulación del temblor del Valle Imperial.

Los registros utilizados en este estudio comprenden un conjunto de datos proporcionados por 8 estaciones de movimientos fuertes Mexicanas y por 12 estaciones Americanas de El Centro Array, todas ellas dentro de un rango de distancias epicentrales que va de 3 a 50 km. Para modelar estos registros, el algoritmo de simulación suma alrededor de 470 *FGEC*, para un momento sísmico total de 7×10^{25} dinas-cm. Este momento sísmico acumulado es igual al momento estimado por Kanamori y Regan (1982) para el evento principal.

Con base en los resultados de las secciones previas, se tienen que enfatizar dos aspectos principales del método de simulación. Primero, el método es capaz de simular los intervalos de tiempo *S-P* de los acelerogramas reales; y segundo, los mejores ajustes con las observaciones resultan cuando utilizamos la distribución de deslizamiento propuesto por Archuleta (1984) para el evento del Valle Imperial. Llegamos a esta conclusión después de probar diferentes modificaciones a la versión del modelo de deslizamiento de Archuleta.

Nuestros resultados muestran que el modelado de las amplitudes espectrales, las formas de onda y la duración de los movimientos fuertes del terreno producidos por el temblor de Octubre de 1979 es cualitativamente bueno para la mayoría de las estaciones consideradas. Por ejemplo, la Figura 27 muestra resultados típicos de la simulación de algunas de las estaciones Mexicanas y Americanas. Los datos de aceleraciones observadas y predichas se despliegan en esta figura junto con sus correspondientes espectros. Se puede

notar que las simulaciones resultaron mejores en algunos sitios que en otros. Por ejemplo, las estaciones 05, 06 y 07 de El Centro Array, las cuales se encuentran más cercanas a la traza de la falla Imperial que otras estaciones Americanas (Figura 18), registraron las señales más difíciles de modelar. En particular estos registros se caracterizan por altas amplitudes y señales de periodo largo que sugieren una fuerte influencia de la directividad asociada a la ruptura y de los efectos de sitio descritos por Brune *et al.*, (1982); Archuleta, (1982); Mueller y Boore, (1981). Para otras estaciones Americanas, sin embargo, se lograron mejores ajustes tanto en las formas de onda como en las amplitudes espectrales.

Por otro lado, las estaciones Mexicanas proporcionaron registros con formas de onda relativamente complicadas y con duraciones de la señal más largas que las estaciones Americanas. *IAG* y *AER*, por ejemplo, se localizan dentro de 5 kilómetros del epicentro del evento principal, de tal manera que registraron los detalles iniciales de la ruptura. Otras estaciones, sin embargo, estuvieron localizadas al sur- sureste del epicentro del evento principal y sus complejas formas de onda son el resultado de una ruptura que se desarrolló principalmente hacia el noroeste y alejándose del hipocentro.

Algunas observaciones sobresalientes de los acelerogramas de las estaciones *CHI*, *VIC*, y *DEL* (ver Figuras 22 y 27) merecen también ser mencionadas. Los registros de movimientos fuertes de *CHI* y *VIC* muestran fases con amplitudes importantes que arriban después de la onda *S* principal a intervalos regulares de alrededor de seis segundos. Probablemente estas fases secundarias son producto de complejidades en la estructura de la corteza más que de efectos propios de la fuente, por lo que no las hemos considerado en el modelado de los registros. Respecto a los registros de *DEL*, las amplitudes de la formas de

onda predichas son significativamente más pequeñas que las observadas. Las prominentes amplitudes de los acelerogramas de *DEL*, registradas a distancias de más de 35 km, pueden explicarse en términos de los fuertes efectos de sitio que son característicos de la región del Valle Mexicali-Imperial. Esta diferencia tan notoria en las amplitudes de los registros observados y sintéticos de *DEL* es también clara en sus correspondientes espectros.

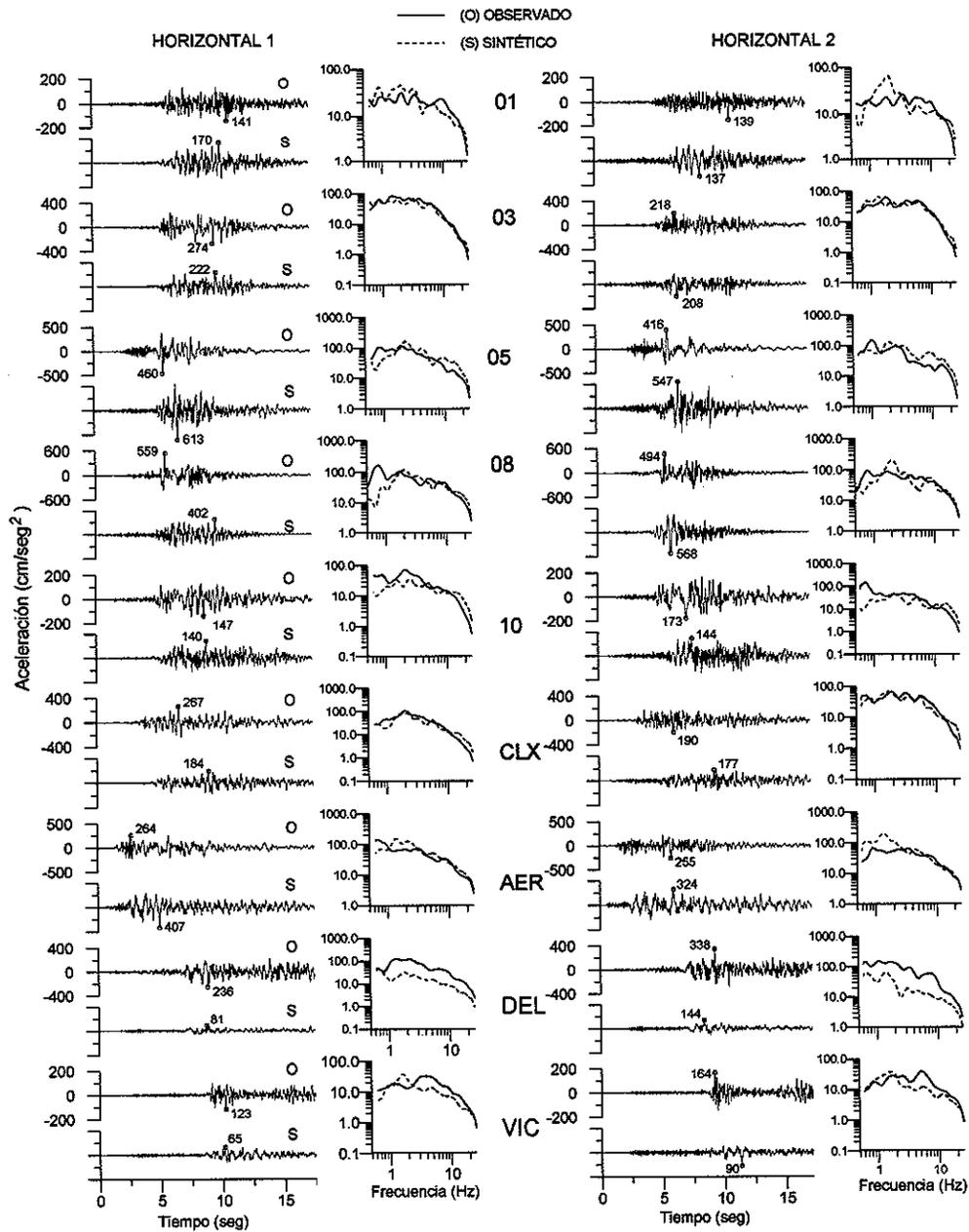


Figura 27. Resultados típicos de la simulación del movimiento del terreno para estaciones Mexicanas y Americanas. La figura despliega registros de aceleración observados y sintéticos con sus correspondientes espectros. Las amplitudes máximas se indican para cada uno de los registros.

En la Figura 28 presentamos otra forma de representar los resultados obtenidos. En esta figura se grafican los valores promedio, observados y sintéticos, de (a) aceleración máxima del terreno (*PGA*) y (b) aceleración cuadrática media (*arms*), calculados de las dos componentes horizontales de cada estación. Como se indicó anteriormente, la réplica más fuerte (23:19, $M_L = 5.0$) del temblor del Valle Imperial de 1979, usada como función de Green empírica, fue registrada solamente por estaciones Americanas. Por lo tanto, para simular los registros del evento principal en las estaciones Mexicanas empleamos los registros obtenidos en la estación Bonds Corner para esa réplica. Como se hizo notar en la sección previa, usando los registros de esta réplica se obtienen los segundos mejores ajustes a las observaciones. Excepto por las amplitudes anómalamente altas que produjo el evento principal en las estaciones 6 y BC (Muller y Boore, 1982), excluidas de esta figura, la mayoría de los valores reales y sintéticos muestran una concordancia satisfactoria.

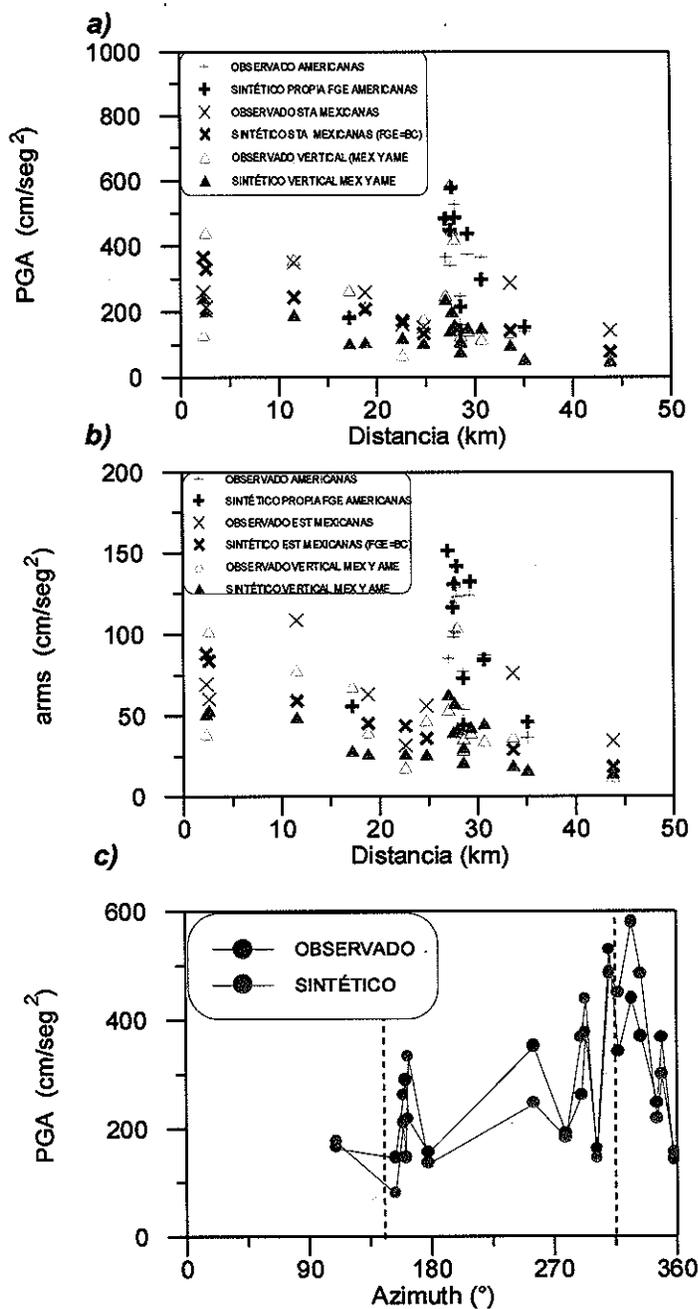


Figura 28. Gráficas de (a) aceleración máxima del terreno (PGA), (b) aceleración cuadrática media (rms), como una función de la distancia epicentral, y (c) PGA como una función del azimut. Los datos graficados son los promedios de valores calculados de las dos componentes horizontales de cada estación. Las líneas punteadas en la parte (c) indican la orientación de la falla Imperial al sureste y noroeste a partir del epicentro.

De la Figura 28 es claro que tanto los valores *arms* y *PGA* reales y sintéticos decaen suavemente con la distancia epicentral hasta unos 25 km. El parámetro *PGA* muestra una fuerte variación en los siguientes 5 km, con valores que van de 100 a 600 gales y valores *arms* desde 20 hasta 150 gales. Este comportamiento es una evidencia clara de un efecto de directividad, dado que la ruptura del temblor se propagó predominantemente hacia las estaciones que registraron a estas distancias. Para distancias mayores de 32 km, los parámetros *arms* y *PGA* continúan decayendo con la misma tendencia observada a distancias cortas. La Figura 28c enfatiza estas observaciones a través de la gráfica de *PGA* como función del azimut. Para propósitos de referencia, las líneas punteadas en la figura indican la orientación de la falla Imperial.

Para concluir esta sección debemos mencionar que el desempeño de nuestro algoritmo para reproducir las aceleraciones máximas verticales no fue muy satisfactorio. Los círculos y triángulos sólidos en la Figura 28 indican datos verticales observados y sintéticos, respectivamente. En la mayoría de los casos las amplitudes verticales predichas fueron menores que las observadas. Es importante recordar que los acelerogramas de las estaciones que registraron más cercanamente al trazo de la falla, tal como las estaciones 05, 06, 07, y 08 exhiben aceleraciones máximas verticales comparables o mayores que las amplitudes horizontales máximas. Brune *et al.*, (1982) atribuyeron la complejidad en las aceleraciones a un patrón de desplazamiento no uniforme a lo largo de la ruptura del plano de falla, o a la existencia de inhomogeneidades estructurales. No obstante este resultado, concluimos que, a excepción de algunas estaciones, los parámetros sintetizados de registros

horizontales concuerdan bien en general con los datos observados en la mayoría de las estaciones.

III.8. Predicción del movimiento fuerte del terreno.

Para el diseño de estructuras resistentes a terremotos, la predicción del nivel de amplitud esperado en las oscilaciones del terreno es de importancia crítica para el ingeniero, quien incorpora esta información en los análisis que realiza para evaluar la seguridad de las estructuras. Con esto en mente, usamos nuestro modelo para calcular los movimientos fuertes del terreno en 550 puntos nodales de una malla que cubre el área desplegada en la Figura 18a. Esta área es de 120 km de largo por 115 km de ancho, con puntos en la malla a intervalos de 5 km, y con el epicentro del temblor del Valle Imperial en su centro. Para el propósito de la predicción del movimiento del terreno cada punto de la malla representa una estación acelerográfica. Las aceleraciones del terreno registradas en la estación *BC* para la réplica más fuerte se utilizaron como *FGE*.

Los contornos de *PGA* y *arms* construidos con los datos de cada uno de los puntos de la malla se muestran en las Figuras 29 y 30, respectivamente. En la primera de estas figuras se gráfica el valor promedio de las amplitud máximas de las componentes horizontales en cada uno de los sitios postulados. Para propósitos de comparación, los valores de *PGA* y *arms* registrados se indican dentro de pequeños círculos dibujados en los sitios de registro.

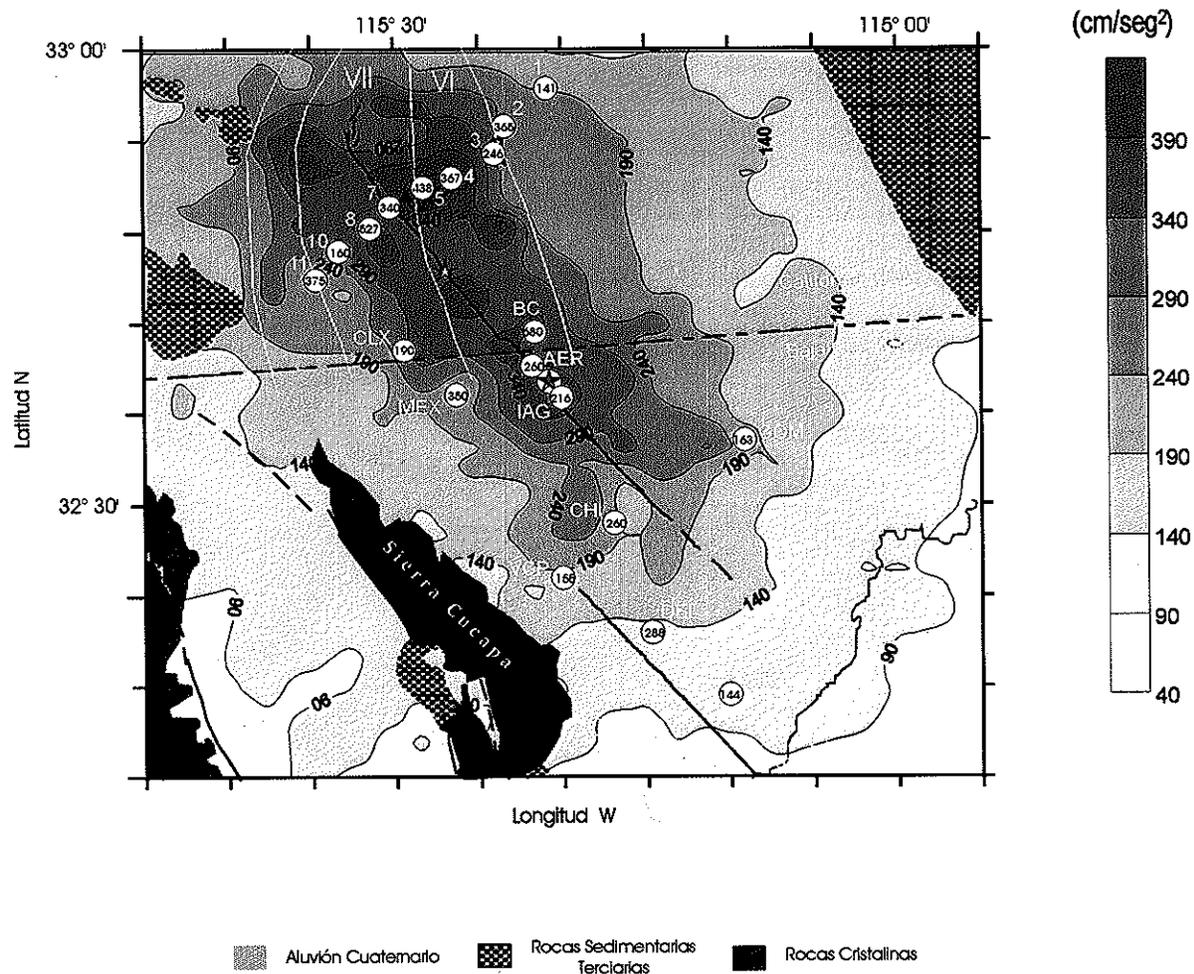


Figura 29. Contornos de valores predichos de PGA en cada uno de los 550 puntos de la malla que cubre el área de esta figura. Los datos graficados corresponden a valores promedio de las amplitudes máximas de las componentes horizontales de cada uno de los sitios postulados. Para propósitos de comparación, los valores observados de PGA se indican dentro de círculos dibujados en las estaciones de registro. Los datos observados y sintéticos se filtraron entre 0.5 y 25 Hz. Las líneas blancas delimitan las áreas de intensidad VI y VII reportadas por Reagor *et al.*, (1982).

Las líneas blancas utilizadas en el mapa de la Figura 29 delimitan áreas de intensidad VI y VII, tal como fueron reportadas por Reagor *et al.*, (1982). Estas líneas terminan en la frontera internacional, debido a que este tipo de información no existe para el lado Mexicano. La comparación entre los contornos de iso-aceleraciones y la información de intensidades disponible se considerada como razonablemente buena.

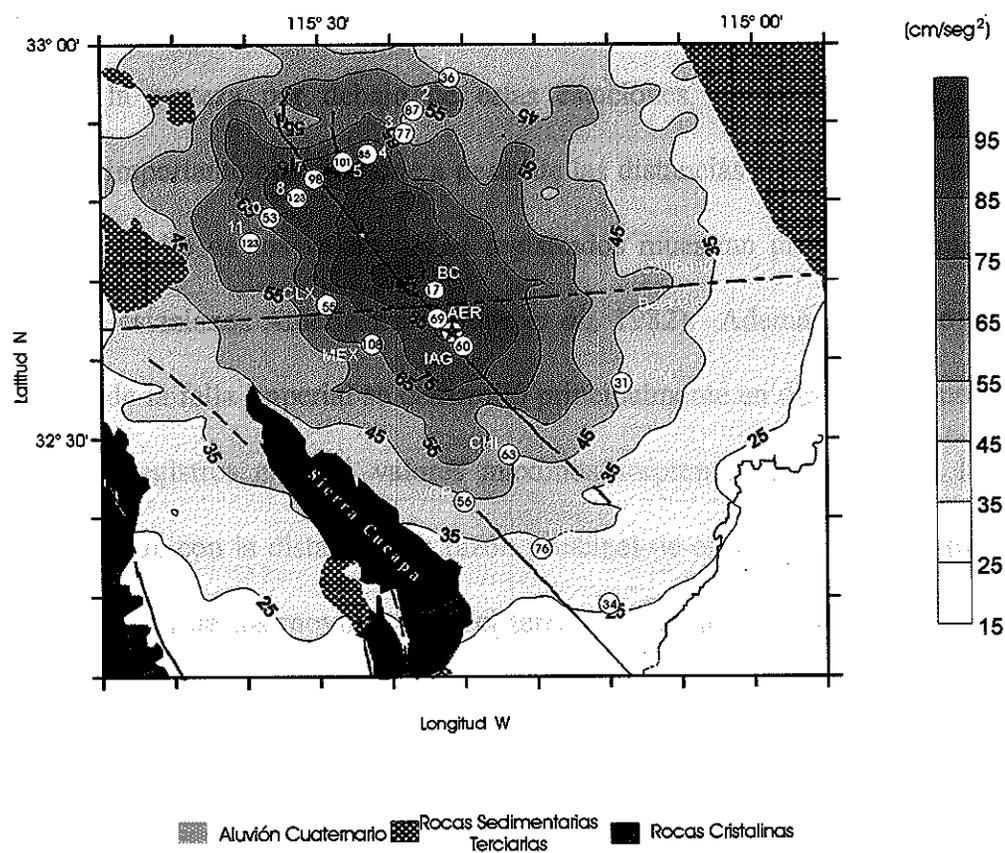


Figura 30. Contornos de valores predichos $arms$ en cada uno de los 550 puntos de la malla que cubre el área mostrada en la figura. Los datos graficados corresponden a valores promedio de la aceleración cuadrática media en las componentes horizontales de cada uno de los sitios postulados. Para propósitos de comparación, los valores observados de $arms$ se indican dentro de círculos dibujados en las estaciones de registro.

Otros rasgos característicos de los mapas de las Figuras 29 y 30 son los siguientes. Primeramente notamos que los valores registrados de *PGA* varían significativamente entre las estaciones de movimientos fuertes de El Centro Array, sin importar sus distancias al trazo de la falla Imperial (ver también Archuleta, 1982). Una posible causa de estas marcadas variaciones en la amplitud pueden ser las fuertes variaciones locales en la estructura de la corteza por debajo de estas estaciones. Respecto a las estaciones Mexicanas, es importante observar que a pesar de las distancias epicentrales relativamente grandes, el promedio de los valores *PGA* registrados muestran un comportamiento más estable que las estaciones Americanas (Brune *et al.*, 1982). Además, tomando en cuenta que la ruptura de la falla Imperial se desarrolló principalmente en dirección opuesta a esas estaciones, sus registros exhiben valores máximos sorprendentemente altos, los cuales decaen suavemente con la distancia. La razón principal de estas altas aceleraciones puede ser la amplificación de los movimientos del terreno causada por la cubierta sedimentaria del Valle Mexicali-Imperial, particularmente en *DEL*, *MEX*, y *CHI*.

Puede notarse también que los valores promedio de *PGA*, predichos y observados, son menos estables que sus correspondientes valores *arms* promedio. Atribuimos esto al hecho de que frecuentemente las aceleraciones máximas se observan en asociación con pulsos aislados de alta frecuencia, y en ocasiones atípicos. Estos pulsos de muy alta frecuencia, sin embargo, no infringen daño significativo a las estructuras, por lo que tales grandes amplitudes por sí solas son de poca relevancia para la práctica de la ingeniería sísmica. Es de interés observar que la influencia de los pulsos aislados de alta frecuencia se

reduce considerablemente a través del cálculo de los valores *arms*. Por esto consideramos que los valores *arms*, calculados a partir de ventanas de señal que incluyen los movimientos de mayor significancia, resultan más representativos de las oscilaciones fuertes del terreno que los valores *PGA*. Finalmente, los resultados obtenidos en este estudio se proponen como una primera guía a usarse en la evaluación del riesgo sísmico de la región del Valle Mexicali-Imperial.

III.9. Conclusiones.

Se desarrolló un método que utiliza las ondas *P* y *S* de registros de sismos pequeños, apropiadamente escalados en tiempo, como funciones de Green empíricas para predecir los movimientos fuertes del terreno causados por temblores de tamaño moderado. Debido a que no se dispuso de suficientes registros de eventos pequeños para representar todas las subfallas que conforman el proceso de ruptura, utilizamos registros de una sola réplica como función de Green empírica. Sin embargo, para evitar sumar repetidamente una sola *FGE*, el modelo genera funciones de Green empíricas compuestas mediante la combinación de la señal de onda *P* de la componente vertical de la *FGE* con las señales de onda *S* de las componentes horizontales. Con el uso de estas funciones de Green compuestas, además de colocar la energía de las ondas *P* y *S* en la posición correcta en los sismogramas sintéticos, superamos también el problema de la carencia de registros apropiados para representar todo el plano de la ruptura.

El método se usó para modelar algunos de los registros de movimientos fuertes producidos por el evento del Valle Imperial de 1979, aprovechando el modelo de

deslizamiento variable que Archuleta (1984) determinó para este importante temblor. Se observó que los acelerogramas sintéticos muestran una apariencia realista y amplitudes comparables a las amplitudes registradas en la mayoría de las estaciones Mexicanas y Americanas utilizadas. Similarmente, los espectros de las señales predichas y observadas muestran una concordancia razonable en una banda de frecuencias de interés para propósitos de la ingeniería sísmica (0.5 - 10 Hz).

Como otra aplicación del método, y con base en el modelo que mejor ajustó los registros de aceleración utilizados, se generaron mapas de valores promedio de la aceleración máxima y de aceleración cuadrática media para la región del Valle Mexicali-Imperial. Con esta aplicación se pronosticaron los movimientos fuertes que causaría un futuro temblor de magnitud similar al de 1979 en sitios de la región en los cuales nunca se han obtenido registros sísmicos. Los mapas generados empíricamente pueden, por consiguiente, resultar de utilidad como una guía preliminar que sirva en evaluaciones del riesgo sísmico de la región.

IV OBSERVACIONES DE ANISOTROPÍA SÍSMICA EN EL VALLE DE MEXICALI, BAJA CALIFORNIA, MEXICO

IV.1. Resumen.

Se presentan los resultados de un estudio de anisotropía sísmica obtenidos mediante un análisis de la partición de las ondas S observada en registros digitales de temblores del Valle de Mexicali. En este caso se utilizan registros sísmicos del enjambre Victoria de 1978 y datos de movimientos fuertes registrados recientemente por estaciones de la Red de Acelerógrafos del Noroeste de México (*RANM*). Los resultados del estudio muestran un valor promedio de la dirección de polarización de la fase más rápida (*qSI*) que es aproximadamente *N-S*, en concordancia con la dirección del máximo esfuerzo tectónico compresivo regional. Adicionalmente, los tiempos de separación entre las ondas de corte resultantes de la partición van desde prácticamente cero hasta 0.6 segundos, sin importar la ubicación del epicentro de los temblores. Al norte y sur de la región estudiada se observaron tiempos de retraso pequeños o nulos, mientras que los mayores retrasos se determinaron en la parte central del área en consideración, la cual incluye al campo geotérmico de Cerro Prieto. Asimismo, las señales sísmicas registradas en estaciones alejadas de los epicentros de eventos originados por debajo o en el reservorio geotérmico no muestran una partición de las ondas S tan marcada como los registros de estaciones cercanas a los epicentros. Estas observaciones, conjuntamente con la hipótesis EDA de Crampin (1978) e información geofísica y de pozos que existe sobre el yacimiento geotérmico, permiten proponer a este yacimiento como el probable volumen anisotrópico que causa la partición de las ondas de corte que se observa en la zona.

Por otro lado, con la información analizada no es posible determinar si los grandes tiempos de retraso observados en la zona de explotación del campo geotérmico son normales, o si tales valores indican un comportamiento anómalo de la zona. Como se ha sugerido en estudios de otras regiones sísmicas del mundo, los grandes retrasos podrían ser la respuesta a acumulaciones locales de esfuerzo previas a la ocurrencia de temblores. Con base en esto, los esfuerzos acumulados en el área de estudio se liberarían intermitentemente a través de temblores distintivamente más grandes que los microtemblores que ocurren continuamente en la zona. Estudios a detalle de las posibles variaciones en los parámetros de la partición de las ondas de corte resultarían de utilidad para pronosticar la ocurrencia de temblores de magnitud intermedia a baja en la zona. En los últimos 7 años han ocurrido 17 temblores con magnitudes entre 4 y 5 en el área donde observamos los mayores tiempos de separación entre las ondas S de la partición. Sin embargo, la información sísmica disponible no es suficiente para efectuar un análisis detallado sobre posibles variaciones de los parámetros de la partición durante los intervalos de tiempo transcurridos entre evento y evento.

IV. 2. Introducción.

En los últimos años, un gran número de estudios de la partición de las ondas de corte han confirmado la presencia de anisotropía sísmica en la corteza terrestre (ver por ejemplo Crampin, 1987). Como se ha documentado ampliamente en la literatura, la anisotropía sísmica en un medio puede ser resultado de factores tales como variación en las propiedades de los materiales, una distribución particular de cristales y fracturas y efectos

producidos por esfuerzos tectónicos. Una onda S que se propaga de un medio isotrópico a uno anisotrópico se parte en dos ondas quasi-cortantes y polarizadas perpendicularmente (usualmente denotadas $qS1$ y $qS2$), viajando una más rápido que la otra. La diferencia en el tiempo que separa estas dos ondas se acumula a lo largo de la trayectoria contenida en la región anisotrópica. El fenómeno de la partición de la onda de corte ha revelado la presencia de volúmenes anisotrópicos en regiones donde el comportamiento de la anisotropía resulta de complejidades estructurales mas que de la cristalografía intrínseca. Crampin (1978), Chen *et al.*, (1987), Leary *et al.*, (1990) y Crampin y Lovell (1994) usaron el concepto de *Anisotropía Extensión - Dilatación (EDA*, por sus siglas en inglés) para sugerir que la dirección de polarización de la onda de corte provee información sobre la orientación del esfuerzo que actúa en microfracturas o zonas de fractura. También se sugiere que estas microfracturas se desarrollan paralelamente a la orientación del eje del máximo esfuerzo compresivo en la región.

En este capítulo examinamos la polarización de las ondas de corte para explorar las propiedades de anisotropía de la parte somera de la corteza en el Valle de Mexicali. Debido a que este valle es la continuación natural del Valle Imperial hacia el sur de la frontera México-Estados Unidos, el modelo de velocidades propuesto por Fuis *et al.*, (1982) para ese valle puede suponerse válido también para nuestra región. Este modelo se caracteriza por un fuerte gradiente de velocidad causado por una capa superficial de sedimentos de alrededor de 5-6 km de espesor. Tal gradiente causa que los rayos sísmicos incidan en la superficie terrestre en forma casi vertical, de manera muy favorable para un estudio de anisotropía sísmica. Por otro lado, el Valle de Mexicali es una región de intensa

actividad geotérmica, con un reservorio localizado dentro de la cubierta sedimentaria (Pelayo *et al.*, 1991), por lo que el estudio de anisotropía sísmica, a través del análisis de la partición de las ondas de corte, resulta de considerable interés.

Diversos autores han reportado anisotropía sísmica en el Valle Mexicali-Imperial. Boore y Fletcher (1982) reportaron que pequeñas réplicas del temblor del Valle Imperial de 1979 mostraron partición de las ondas de corte con una velocidad más rápida en la componente *N-S*. Zollo y Bernard (1989) presentaron más evidencias de anisotropía en el Valle Imperial mediante el estudio de registros de aceleración producidos por la réplica principal del temblor del Valle Imperial de 1979. Bouin y Bernard (1994), en el estudio que realizaron con datos del evento principal del Valle Imperial, determinaron una dirección de polarización y tiempos de retardo consistentes con los resultados de Zollo y Bernard (1989) para algunas estaciones. Para otras estaciones encontraron diferencias significativas, las cuales atribuyeron a incertidumbre en algunas correcciones aplicadas. Zúñiga *et al.*, (1995), basándose en un estudio de observaciones de partición de la onda de corte, reportaron también la existencia de anisotropía en dos sitios de la región del Valle de Mexicali ubicadas al sur de las áreas de los tres estudios anteriores. Estos son los únicos estudios de anisotropía efectuados en la región del presente estudio.

Los resultados de los estudios mencionados y la disponibilidad de datos sísmicos de calidad motivaron el presente estudio, cuya finalidad es investigar más sobre la existencia de anisotropía sísmica en varios sitios del Valle de Mexicali. Por lo tanto, el presente capítulo está dedicado a evaluar el comportamiento anisotrópico del valle, investigando, al mismo tiempo, la correlación entre la dirección de polarización de la onda de corte y la

orientación del máximo esfuerzo compresivo regional. Aunque los resultados son derivados de una base pequeña de datos, los registros de alta calidad nos permiten interpretar los resultados finales con un alto grado de confianza.

IV. 3. Instrumentación y datos.

La mayor parte de la información analizada proviene de estaciones de movimientos fuertes de la Red de Acelerógrafos del Noroeste de México (*RANM*) (Munguía *et al.*, 1995). La Figura 31 muestra la región que comprende el área de estudio, así como la ubicación de las estaciones de *RANM* (triángulos sólidos) y las fallas más importantes de la región.

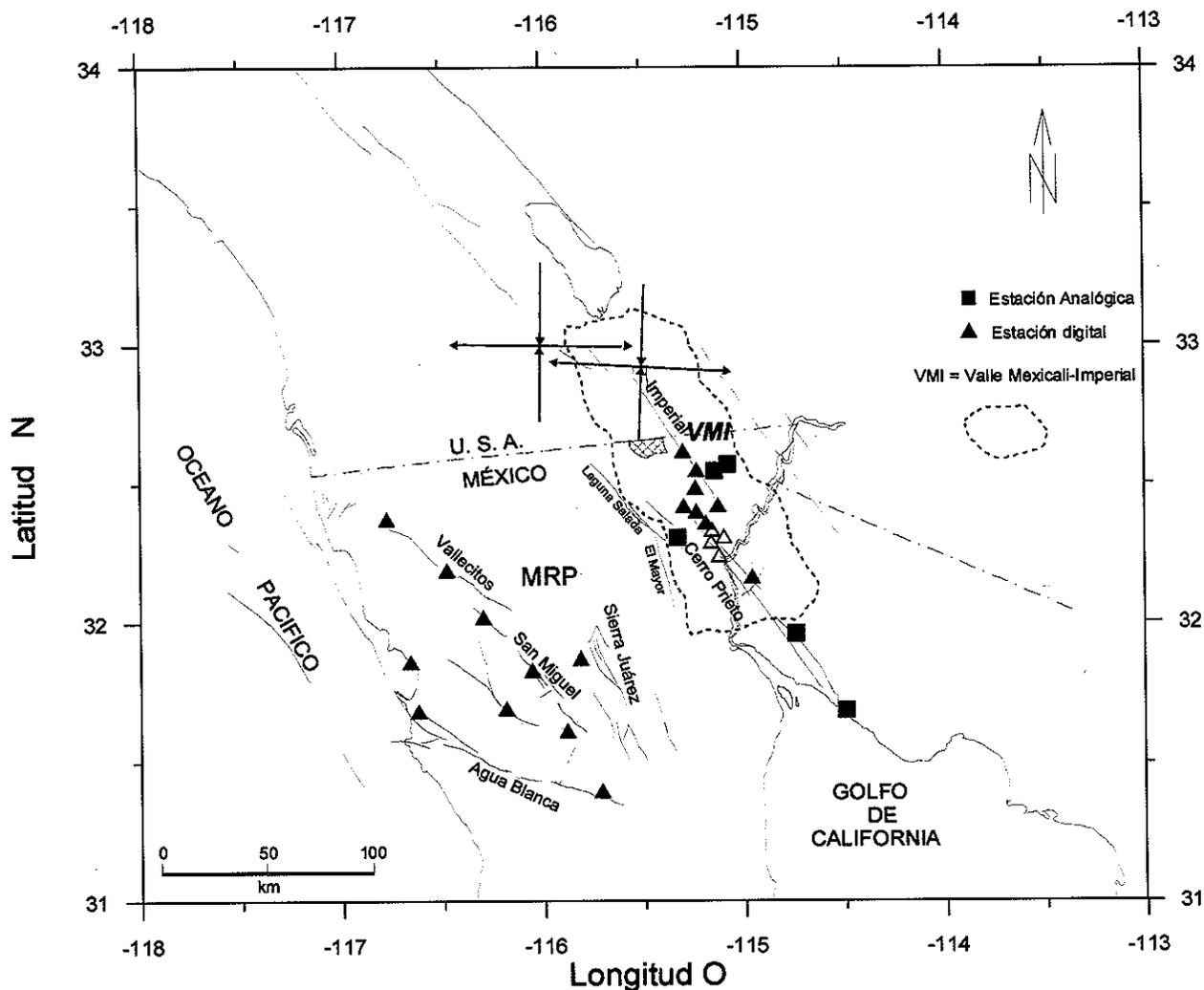


Figura 31. Principales fallas y distribución geográfica de las estaciones de la Red de Acelerógrafos del Noroeste de México (triángulos y cuadros oscuros), y la red sísmica temporal instalada en 1978 (triángulos vacíos). Las abreviaturas *MRP* y *VMI*, indican las regiones de Macizo Rocos Peninsular y Valle Mexicali-Imperial. Las flechas representan las direcciones de los máximos y mínimos esfuerzos horizontales en Brawley y Borrego Mountain reportados por Zoback y Zoback (1980).

Los triángulos vacíos de la Figura 31 indican los sitios de las estaciones digitales temporales que registraron los eventos del enjambre Victoria de 1978 (Munguía, 1983), incluidos en nuestro análisis. Para futura referencia, la figura también muestra la orientación del eje del máximo esfuerzo compresivo en las áreas de Brawley y Borrego Mountain ($\approx N-S$), tal como la reportaron Zoback y Zoback (1980).

Las estaciones de *RANM* operan con modernos acelerógrafos digitales de tres componentes, con frecuencias naturales de 50 Hz y capacidad para registrar las señales de aceleración a una razón de 200 muestras por segundo en cada componente. Las estaciones que registraron el enjambre Victoria de 1978, por otro lado, consistieron en grabadoras digitales conectadas a sensores de velocidad de 5 ó 1 segundos de periodo natural. Estos instrumentos registraron tres componentes de movimiento a la razón de 100 muestras por segundo en cada canal. Una descripción más detallada de las características de ambos tipos de instrumentación puede consultarse en Munguía (1983) y Munguía *et al.*, (1995).

La Figura 32 muestra un acercamiento del área de estudio. Como rasgos de interés general, la figura muestra el campo geotérmico de Cerro Prieto (denotado por *CP_r*), la localización de las fallas principales y los epicentros de los temblores más relevantes ($M > 5.0$) que han ocurrido en el área desde 1978 (círculos rojos). El área de recarga del campo geotérmico (*CPR*) se delimita por un polígono irregular marcado con línea discontinua (Pelayo *et al.*, 1991). Esta figura también muestra los epicentros de 194 sismos seleccionados para este estudio. Los eventos registrados por las estaciones de movimientos fuertes se indican con símbolos poligonales, mientras que los círculos vacíos indican los epicentros del enjambre de 1978. En general toda la sismicidad está distribuida en el área

de recarga (*CPR*), en la cual también han ocurrido los tres temblores más importantes de los últimos años (Chávez *et al.*, 1982; González, 1991; Wong *et al.*, 1997).

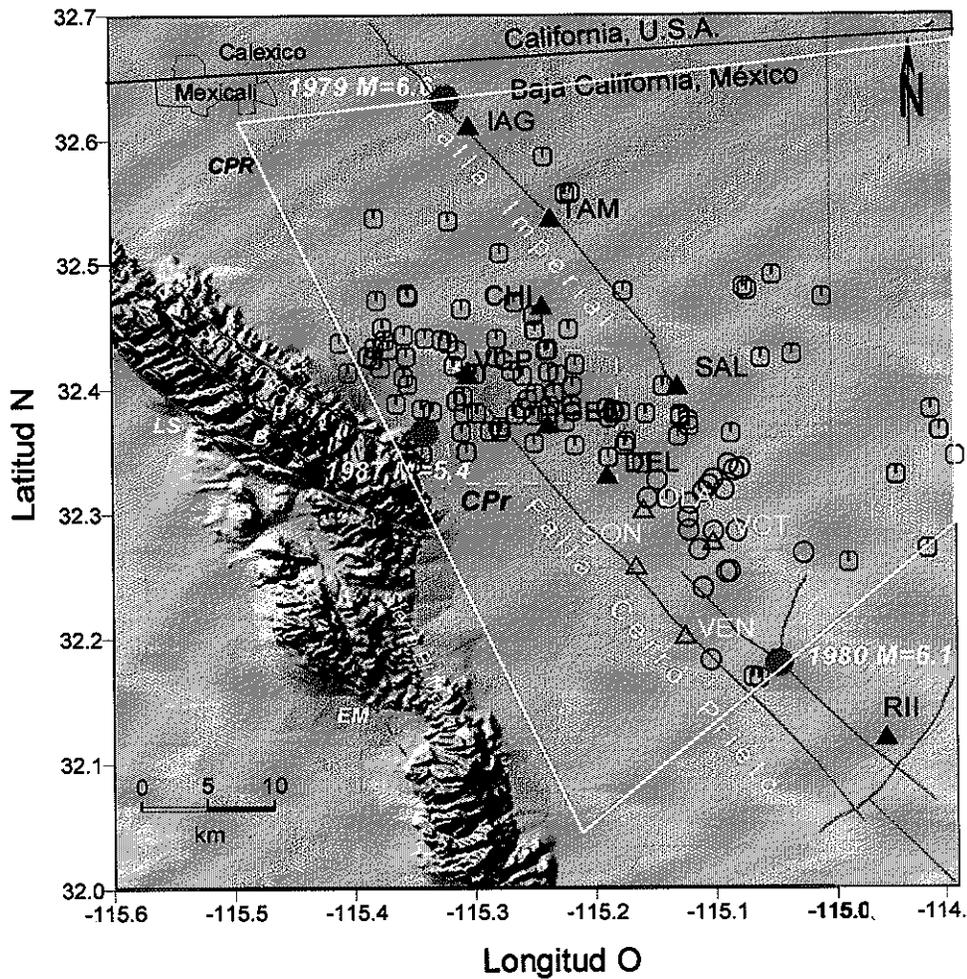


Figura 32. Epicentros de sismos ocurridos entre 1991 y 1997 utilizados en el estudio de anisotropía sísmica (polígonos). Los círculos vacíos corresponden a eventos del enjambre Victoria de 1978; los círculos rojos indican los sismos de mayor magnitud ocurridos en la región en los últimos años. *CPR* = área de recarga, *CPr* = Campo geotérmico de Cerro Prieto, *C* = Falla Cucapá, *P* = Falla Pescadores, *B* = Falla Borrego, *LS* = Falla Laguna Salada, *EM* = Falla Central El Mayor.

Se ha propuesto que el reservorio geotérmico de Cerro Prieto se extiende verticalmente desde 1 a 4-5 km de la superficie (Pelayo *et al.*, 1991). Como la mayoría de los eventos analizados tienen su foco por debajo de este reservorio, las trayectorias de los rayos sísmicos a las estaciones más cercanas a los epicentros cruzan la zona de tal yacimiento geotérmico.

La selección de eventos se basó en factores tales como su magnitud, su localización epicentral y la calidad de los registros digitales. De esta manera, los temblores seleccionados tienen magnitudes que van de 2.2 a 4.8 y profundidades focales de 1 a 16 km. La mayoría de los eventos, sin embargo, fueron localizados a profundidades de entre 2 y 12 km (Munguía, 1983; Munguía *et al.*, 1995; Vidal *et al.*, 1996, y Luna *et al.*, 1998).

En estudios de anisotropía, la restricción más importante que en general se impone en la selección de datos se refiere a la interacción de las ondas de corte con la superficie libre. Está ampliamente documentado en la literatura que la polarización de las ondas de corte que inciden en la superficie libre se modifica seriamente cuando el ángulo de incidencia es mayor que un ángulo crítico de alrededor de 35° (ver por ejemplo, Nuttli 1961; Booth y Crampin, 1985; Chen *et al.*, 1987). Este ángulo define entonces una ventana de ondas de corte en la que las formas de onda registradas en la superficie de la tierra no sufren distorsión.

Debido a que la mayoría de nuestros datos se registraron a distancias menores de 25 km, y el espesor de la capa sedimentaria de baja velocidad que cubre el Valle de Mexicali varía entre 5 y 6 km, las trayectorias de los rayos de la onda S inciden en la superficie en forma casi vertical. Además, la falta de energía de las ondas de corte en las componentes

verticales y las prominentes amplitudes exhibidas por los sismogramas horizontales son también evidencia de una incidencia de la energía sísmica en la superficie muy cercana a la vertical. Bajo estas consideraciones, es entonces muy probable que la mayoría de los eventos seleccionados tengan trayectorias con ángulos de incidencia dentro de la ventana de ondas de corte en todos los sitios de registro.

IV. 4. Análisis de la partición de las ondas de corte.

Debido a que la mayoría de los eventos que seleccionamos mostraron una partición clara de las ondas *S*, seguimos básicamente un procedimiento similar al sugerido por Chen *et al.*, (1987) para determinar la dirección de polarización y los tiempos de retraso de las fases de la partición. Para garantizar la buena calidad de los datos analizados, los sismogramas se inspeccionaron visualmente mediante el despliegue de las tres componentes en la pantalla de la computadora. Ejemplos de registros típicos de tres componentes de aceleración producidos por temblores pequeños de la región se muestran en la Figura 33. Aunque la partición de la onda de corte fue un tanto difícil de reconocer en algunos de los registros, un proceso de filtrado de las señales ayudó a enfatizar los arribos de las ondas de corte particionadas, como se observa en las señales filtradas mostradas en la parte superior de la Figura 33. Un filtro pasa bajas (Butterworth) con frecuencias de corte a 4, 6, 8, 10, 20 y 40 Hz se usó en el proceso de filtrado de las señales.

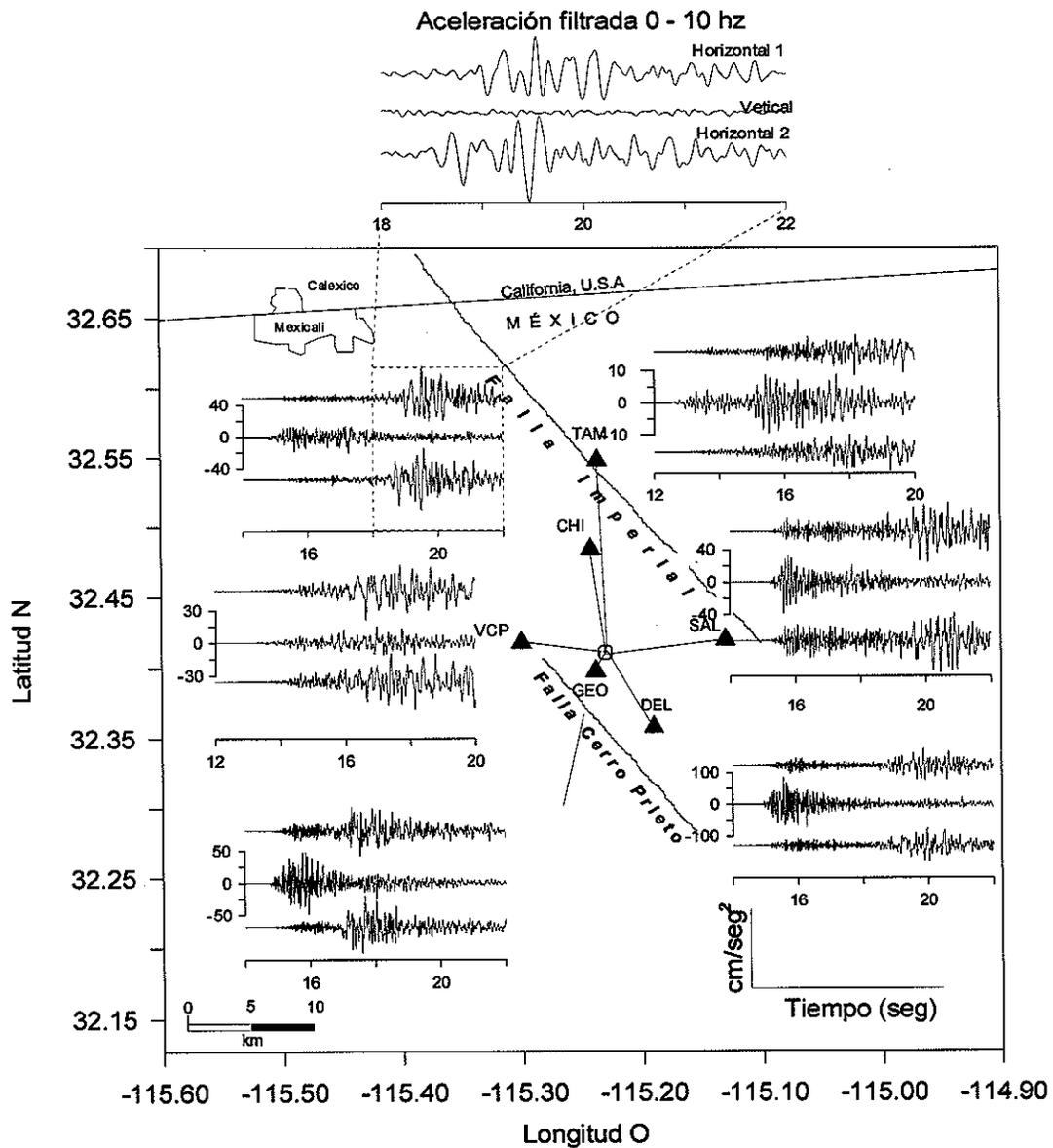


Figura 33. Acelerogramas típicos de la región del Valle de Mexicali, registrados en diferentes estaciones para el sismo ocurrido el 14 de Noviembre de 1996, $M=4.0$ y profundidad 7 km. Se muestra el registro filtrado a 10 Hz en la estación *CHI* enmarcándose las diferencias en los arribos de la partición de las ondas *S* ($qS1$ y $qS2$).

Ejemplos adicionales de señales filtradas se despliegan en la Figura 34, en las cuales también se muestran los diagramas del movimiento de la partícula en el plano horizontal. La longitud de las señales consideradas para los diagramas de movimiento de partícula se marcan con líneas más gruesas en las formas de onda. Durante el proceso del filtrado, consideramos importante mantener la polarización de las ondas de corte inalterada para preservar las frecuencias que contienen la señal principal de la onda S (Graham *et al.*, 1991).

En la parte inferior de la Figura 34 se muestran las señales de desplazamiento obtenidas por integración numérica de las señales horizontales de aceleración sin ningún filtrado. Note que las señales de desplazamiento muestran formas de onda simples y cambios claros en los arribos de la onda S (ver también Vavrycuk, 1993; Babuska y Cara, 1991).

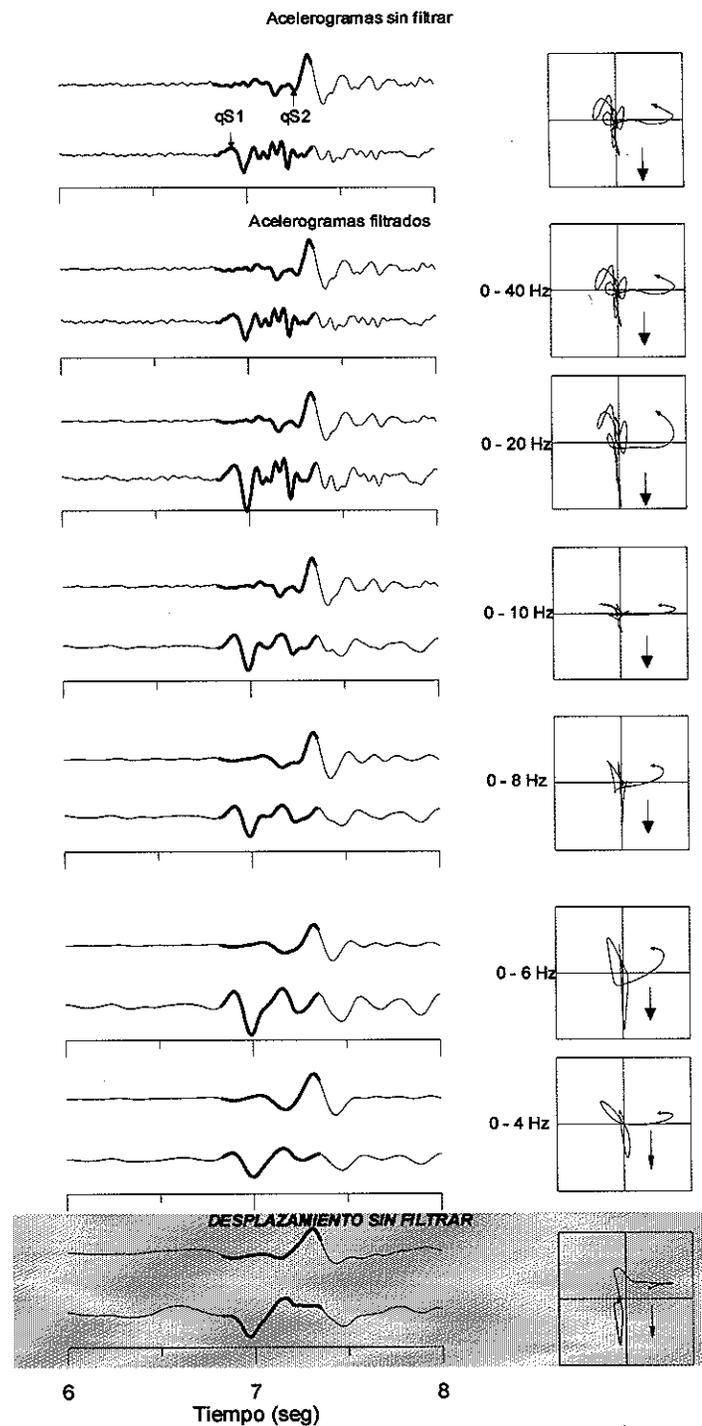


Figura 34. Acelerogramas sin filtrar y acelerogramas filtrados en diferentes bandas. A la derecha se muestran los diagramas de partícula preparados con las señales marcadas con líneas más gruesas. Se observa que el movimiento de la partícula se define mejor para bandas de frecuencia más estrechas. En la parte inferior se muestra el desplazamiento obtenido por integración numérica de las señales originales de aceleración. Las flechas indican la dirección de la polarización.

Las Figuras 35 y 36 muestran ejemplos adicionales de registros de aceleración, junto con las series de velocidad y desplazamiento obtenidos por integración numérica de las aceleraciones.

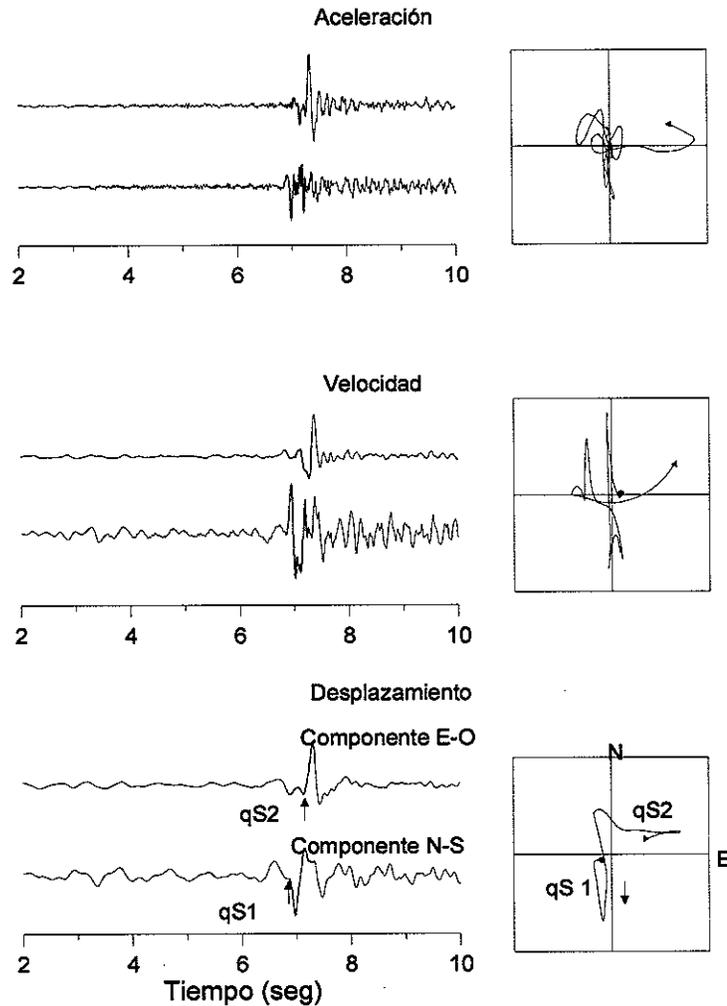


Figura 35. Registros obtenidos en la estación *CHI* para el sismo ocurrido el 9 de Diciembre de 1993, $M = 3.4$ y profundidad 9 km. Las series de velocidad y desplazamiento se calcularon integrando numéricamente el registro de aceleración. El ancho de las ventanas (en azul) es el mismo en todas las series. Obsérvese que es mas fácil seguir el movimiento de la partícula cuando se usan los datos de desplazamiento en la preparación de los diagramas del movimiento de partícula.

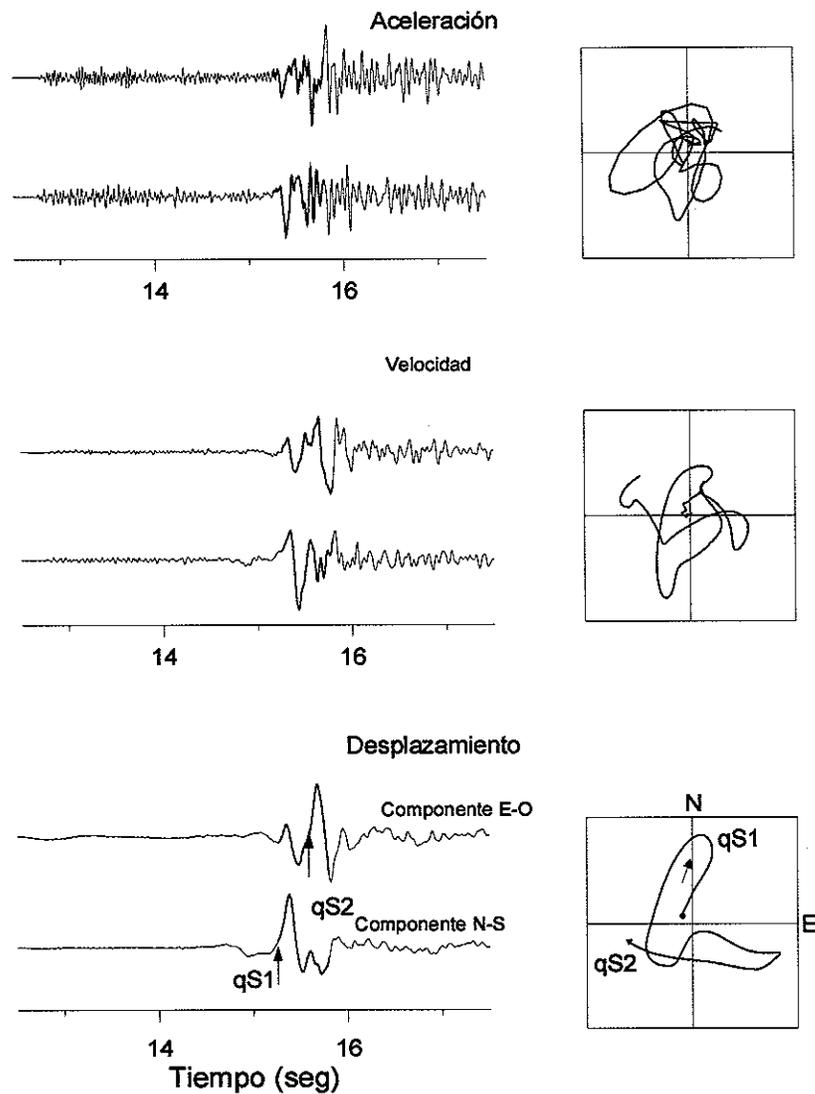


Figura 36. Registros obtenidos en la estación *SAL* para el sismo del 1 de Octubre de 1995, $M = 3.4$ y profundidad 5.5 km. La explicación de esta figura es la misma de la figura anterior.

Aunque en algunas instancias la dirección de polarización de las ondas fue razonablemente clara en los diagramas de aceleración o velocidad, en la mayoría de los casos las direcciones de ortogonalidad de las ondas $qS1$ y $qS2$ se determinaron mejor a partir de los diagramas de polarización de los desplazamientos.

Los tiempos de separación entre las ondas S resultantes de la partición se determinaron mediante la combinación de métodos automáticos y visuales, dependiendo de la complejidad de las señales bajo proceso. El inicio de la onda más lenta se observó en muchas ocasiones a través de un cambio abrupto en la dirección del movimiento de la partícula de la primera onda de corte. En la mayoría de los casos la técnica visual fue suficiente para determinar confiablemente los tiempos de retardo. Cuando los registros no mostraron arribos claros, se empleó el programa de computadora *PITSA* (Scherbaum y Johnson, 1992) para efectuar un análisis de linealidad que nos auxiliara en la identificación de los arribos de las ondas S rápida y lenta. Este programa calcula la cantidad de linealidad en la dirección de la partícula a través de diagonalizar la matriz de covarianza de las componentes horizontales del movimiento del terreno. El mismo programa fue utilizado para producir los diagramas del movimiento de la partícula a partir de los cuales se determinaron las direcciones de polarización de las ondas.

Como en otros estudios, nuestros resultados se clasificaron en cuatro clases de acuerdo a la confiabilidad en la determinación de la dirección de polarización y los tiempos de retardo. Las clases A y B consisten en determinaciones de alta calidad de la dirección de polarización de la onda S rápida, con errores de hasta 5° . Los errores estimados para la determinación de las polarizaciones en las clases C y D son de alrededor de 10° y 15° , respectivamente. Aproximadamente el 60 por ciento de las polarizaciones determinadas fueron clasificadas como clases A y B , el 20 por ciento como clase C , y el 20 por ciento restante como clase D .

Respecto a la medición de los tiempos de retardo, consideramos que los tiempos más confiables son los correspondientes también a datos clasificados dentro de las clases *A* y *B*, ya que en estos casos los sismogramas exhibieron arribos muy claros de las ondas rápida y lenta. La alta confiabilidad en la mayoría de nuestros resultados puede atribuirse a dos factores principales: a la calidad de los datos digitales y a los claros arribos de las ondas de corte particionadas. Otro factor contribuyente fue contar con la capacidad para controlar manualmente la construcción de los diagramas del movimiento de la partícula, permitiendo que la gráfica fuera desarrollándose muestra a muestra en la pantalla de la computadora. Esta técnica nos permitió examinar cuidadosamente los arribos de las ondas *S*, dando lugar a mediciones confiables de los parámetros de la partición.

IV. 5. Resultados y discusión.

IV.5.1 Dirección de polarización de las ondas de corte. Las direcciones de polarización de las ondas de corte rápidas se presentan en la Figura 37 mediante diagramas de rosa colocados en cada una de las estaciones. Las mayores amplitudes en los diagramas son proporcionales a los valores promedio de los tiempos de retardo observados. Para propósitos de comparación, la figura también muestra los resultados obtenidos por Zúñiga *et al.*, (1995) en su análisis de datos de movimientos débiles proporcionados por dos estaciones permanentes de la región (*VCP* y *LMX* en el mapa de la Figura 37). Los diagramas de rosa para estas estaciones no están escaladas como los diagramas que representan los resultados de este estudio. El resultado más significativo de la Figura 37 consiste en que la dirección de polarización de la onda *S* rápida es casi *N-S* para la mayoría

de las estaciones. De hecho, un diagrama de rosa preparado con los datos superpuestos de todas las estaciones, como si éstas estuvieran ubicadas en el mismo sitio, muestra una dirección de polarización *N-S* en promedio. Este diagrama se muestra en la esquina superior derecha de la Figura 37.

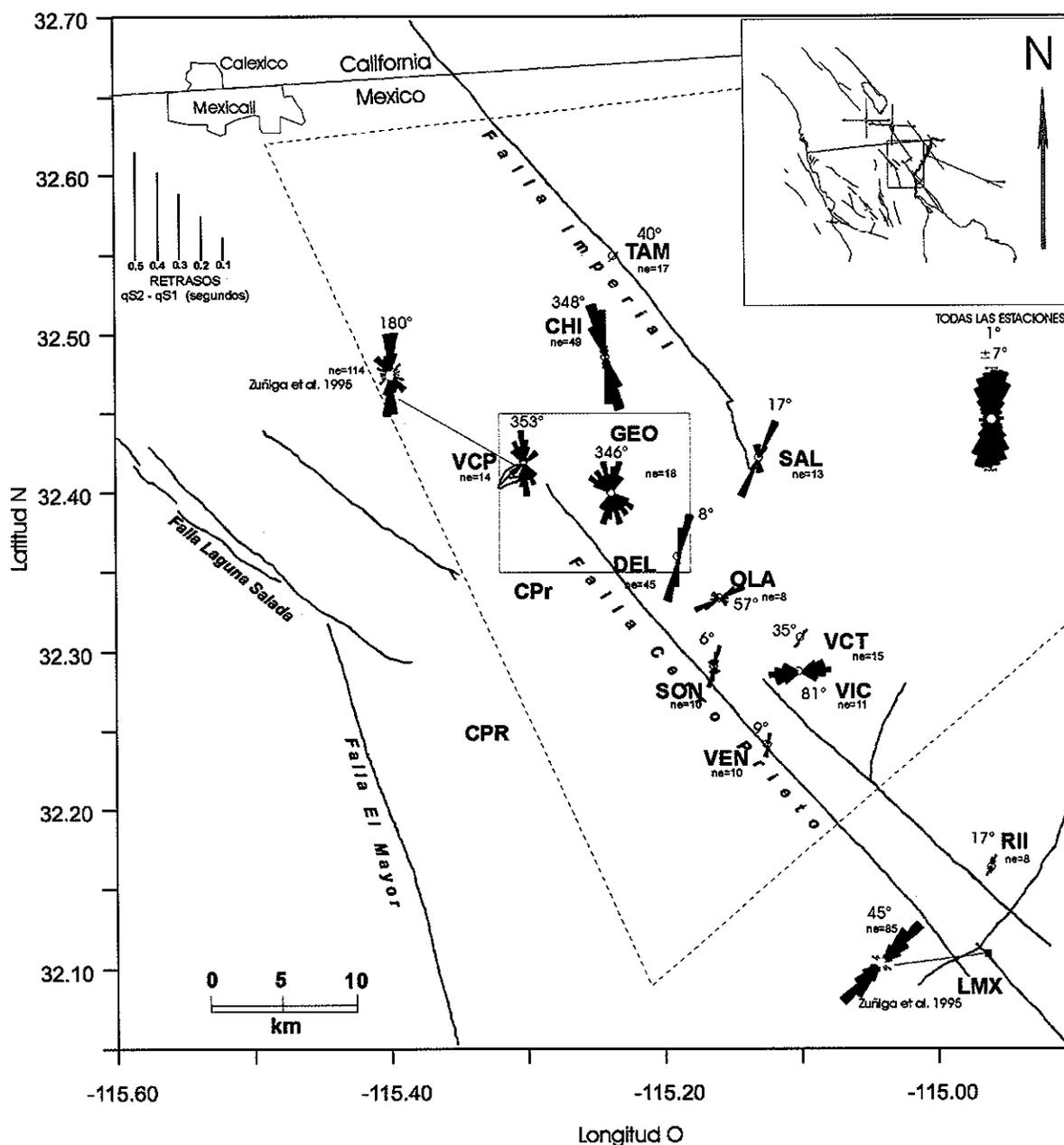


Figura 37. Representación de la dirección de polarización de las ondas S rápidas mediante diagramas de rosa. La máxima amplitud en los diagramas es proporcional al valor promedio del tiempo de separación entre las ondas S rápida y lenta; la escala para estos tiempos se indica en la parte superior izquierda de la figura. Los datos de Zúñiga *et al.*, (1995) no están escalados como los datos de este estudio. Hacia la parte derecha de la figura se muestra un diagrama de rosa preparado con la información de todas las estaciones, indicando su desviación estándar. En cada estación se indica el valor promedio (grados) de la dirección de polarización y el número de datos utilizados (ne).

Altamente notorias son también las direcciones de polarización determinadas en las estaciones *VCT*, *VIC* y *OLA*, localizadas en la parte sureste del área de estudio. En estos sitios la dirección de polarización de la onda de corte más rápida tiende a ser *NE-SW* en mayor grado que para el resto de los sitios de registro. Los datos de esas estaciones exhiben, además, tiempos de separación más cortos entre las ondas *S* que las estaciones localizadas en la parte central de la zona de estudio. Sin embargo, los datos de estas estaciones fueron registrados a distancias muy cortas de la fuente, siendo posible que los retardos menores sean el resultado de trayectorias cortas de los rayos en la zona anisotrópica. Otra posibilidad es que el grado de anisotropía en esta zona sea efectivamente menor que en la parte central. Por otra parte, la dirección de polarización puede estar indicando una condición de esfuerzo local diferente respecto al del esfuerzo tectónico regional. Este patrón fue observado también por Zúñiga *et al.*, (1995), quienes lo atribuyeron a la presencia de fracturas y fallas alineadas oblicuamente a la estructura tectónica principal de esta área en particular.

En apoyo a nuestra hipótesis de anisotropía, es importante mencionar que las formas de onda de los registros verticales exhiben cantidades pequeñas de energía en comparación con el contenido de energía de los sismogramas horizontales. Esto sugiere que las ondas *S* llegan a la estación de registro directamente de la fuente del temblor, observación que descarta la posibilidad del registro de fases convertidas de *P* a *S*. Además, la velocidad de la estructura de la zona se caracteriza por un fuerte gradiente de la superficie hasta 5 o 6 km de profundidad, de tal manera que la posibilidad de tener interfaces horizontales someras que produzcan fuertes conversiones de *P* a *S* es baja. Por otro lado, la posibilidad de que

la partición de las ondas de corte se deba a complejidades del mecanismo de los temblores puede también descartarse, debido a que las magnitudes de los eventos analizados son pequeñas (menores de 4.9) y sus señales sísmicas son simples en la gran mayoría de los casos. Consecuentemente, se concluye que la polarización observada para la onda *S* rápida se debe a la partición de las ondas de corte debido a la anisotropía que existe por debajo de las estaciones sísmicas.

La hipótesis *EDA* de Crampin (1978) establece que la anisotropía de la corteza superior es por lo general causada por redes de fracturas aplanadas, posiblemente llenas de fluido, magma u otras inhomogeneidades, alineadas paralelamente al eje del máximo esfuerzo compresional regional o local. Desde el punto de vista de esta hipótesis, nuestros resultados sugieren una dirección *N-S* como orientación del máximo esfuerzo compresivo regional, en concordancia con el modelo tectónico propuesto por Lomnitz *et al.*, (1970) para la región, las direcciones de los esfuerzos regionales determinados por Zoback y Zoback (1980) para las regiones de Brawley y Borrego Mountain y con mecanismos focales de temblores con deslizamiento de rumbo de la región calculados por Frez y González (1991) y Wong *et al.*, (1997).

IV.5.2. Tiempos de retardo de las ondas *S* rápida (*qS1*) y lenta (*qS2*). Como se ha documentado en numerosos estudios, los tiempos de retardo de las fases particionadas *qS1* y *qS2* constituyen una medición importante del grado de anisotropía en la corteza terrestre. Cuando la partición de la onda de corte es causada por una distribución de fracturas, verticales, paralelas y saturadas, la dirección de polarización de la onda que viaja

a una velocidad menor es aproximadamente ortogonal a la polarización de la primera onda de corte (ver por ejemplo: Crampin y Booth, 1985; Chen *et al.*, 1987). El inicio de la segunda onda *S* de la partición se identifica entonces por un cambio en la polarización de la primera onda de corte. La máxima amplitud en los diagramas de rosa de la Figura 7 representa el promedio de los tiempos de retardo medidos entre *qS1* y *qS2*. Los tiempos de retardo determinados se encuentran entre 0.0 y 0.6 segundos, con un valor promedio de 0.45 segundos. La distribución de tiempos de retardo de la Figura 37 muestra que los retardos mayores se producen en la parte central de la zona de estudio, en la que domina un régimen de esfuerzo tensional. Los valores más pequeños o nulos se observan en su periferia, como se determinó en las estaciones *TAM*, al norte, y por *VCT* y *RII* al sureste. Particularmente, los parámetros de la partición determinados de estaciones ubicadas hacia el sureste de la zona de estudio, aunque con un menor número de datos, contrastan en amplitud y dirección de polarización de estaciones ubicadas en la parte central. En esa zona la dirección de polarización de las ondas de corte es más variable, mostrando una tendencia a ser más *NE-SW* (particularmente en *OLA* y *VIC*), mientras que los tiempos de retardo tienden a ser más pequeños. Esta observación concuerda con lo reportado por Zúñiga *et al.*, (1995) para la estación *LMX*.

La Figura 38 muestra gráficas de tiempos de retardo como función de la distancia epicentral, el azimut y la profundidad de la fuente. Aunque se observa una considerable dispersión en estas gráficas, los tiempos de separación entre las ondas de corte rápida y lenta muestran variaciones significantes de estación a estación, sin observarse correlación alguna con la distancia, el azimut, o la profundidad focal. Dado que la mayoría de los

datos se registraron a distancias cortas, estas observaciones apoyan la hipótesis de que la anisotropía observada resulta primeramente de efectos cercanos a las estaciones. La variación en los tiempos de retardo puede deberse a las diferentes longitudes de las trayectorias fuente-estación o a una posible distribución heterogénea de fracturas en la zona. Un cuerpo anisotrópico somero concuerda con los resultados de Zollo y Bernard (1989), quienes sugieren que el efecto de anisotropía en el Valle Imperial es causado por los últimos 4 km de la corteza. En nuestro estudio, los tiempos de retardo más grandes fueron obtenidos de estaciones localizadas en la zona de deformación que existe entre las fallas Imperial y Cerro Prieto, la cual incluye el campo geotérmico de Cerro Prieto. A través de varios estudios geofísicos del área se ha establecido que el reservorio geotérmico de Cerro Prieto está confinado a profundidades de entre 1 y 4-5 km de la superficie (Pelayo *et al.*, 1991; Lippmann, *et al.*, 1997), por lo que resulta natural atribuir el fenómeno de la partición de las ondas de corte a la presencia del reservorio geotérmico de Cerro Prieto.

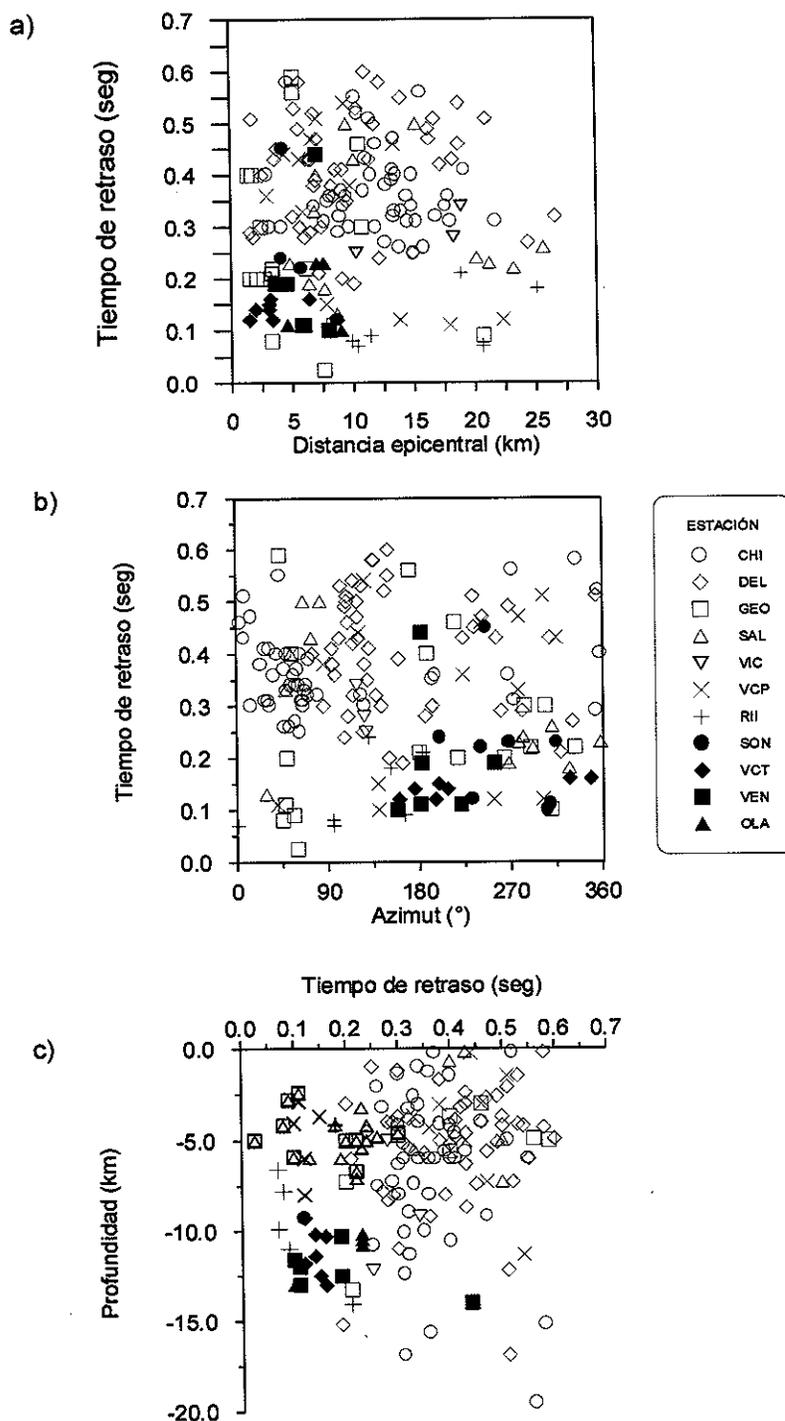


Figura 38. Tiempos de retraso ($qS2-qS1$) respecto: a) distancia epicentral, b) azimut y c) profundidad. En ninguna de las figuras se observa algún comportamiento en particular.

Considerando que la estructura superficial de la corteza domina las mediciones de la partición de ondas *S* en el Valle de Mexicali, es de importancia comparar nuestros resultados con los resultados de estudios previos. Primeramente se encontró que nuestros resultados son altamente consistentes con los resultados de Zollo y Bernard (1989), quienes determinaron tiempos de retraso de hasta 0.5 segundos, a partir de datos de movimientos fuertes generados por la réplica principal del temblor del Valle Imperial de 1979. No obstante que esta réplica ocurrió a alrededor de 50 km al norte de nuestra área de estudio, la concordancia con sus resultados es buena. Zúñiga *et al.* (1995) reportaron la existencia de anisotropía sísmica en dos sitios del Valle de Mexicali, *VCP* y *LMX*. Aunque solo analizaron datos de estas dos estaciones, sus resultados del análisis de polarización son también consistentes con los resultados de anisotropía de este estudio.

En cuanto a investigaciones sobre anisotropía sísmica de otras regiones del mundo, se han reportado tiempos de retraso altamente variables. Por ejemplo, Kaneshima (1990) reportó tiempos de retraso de hasta 0.21 segundos para varias regiones en Japón, incluyendo zonas caracterizadas por ambientes sedimentarios. Sachpazi y Hirn (1991) observaron tiempos de retardo promedios de 0.05 segundos en un campo geotérmico en Grecia. Bianco *et al.*, (1996) reportaron retrasos de entre 0.04 y 0.09 segundos para el flanco este del volcán Etna, en Sicilia, Italia. Savage *et al.*, (1990) midieron tiempos de retraso de hasta 0.48 segundos para una estación en Long Valley Caldera, California; Crampin *et al.*, (1990) y Aster *et al.*, (1990) reportaron valores de 0.2 segundos para Anza, en California.

Por otra parte, se ha obtenido evidencia de que volúmenes de la corteza en zonas de falla son sensibles a cambios locales en el régimen de esfuerzo antes y después de un temblor (Peacock *et al.*, 1988). También se ha observado en prácticas de laboratorio que el desarrollo de fracturas en sólidos sometidos a bajas razones de esfuerzo y deformación ocurre lenta pero progresivamente (Crampin, 1987; Crampin *et al.*, 1984). Tal desarrollo de fracturas produce *EDA* en la zona de preparación de un temblor, de tal forma que el proceso se puede considerar como un indicador de la preparación de una zona para la ocurrencia de un temblor (Crampin, *et al.*, 1984; Crampin, 1999).

Como se mencionó anteriormente, las estaciones sísmicas ubicadas en la vecindad de la falla Imperial al norte, y de la falla Cerro Prieto al sur, muestran tiempos de retardo que son pequeños o cero. Ambas zonas han experimentado la ocurrencia de temblores de magnitud intermedia, particularmente los temblores del Valle Imperial de Octubre de 1979, $M=6.6$, y de Victoria, de Junio de 1980, $M=6.1$, respectivamente. Por las liberaciones de esfuerzo asociadas con cada uno de estos temblores, es posible que en esas zonas aún prevalezcan niveles bajos de esfuerzo. En la parte central de la región *CPr*, sin embargo, los tiempos de retardo observados son significativamente grandes, pudiendo ser evidencia de la acumulación y liberación continua de los esfuerzos de la zona, como lo indica la ocurrencia de 17 eventos de magnitud en el rango de 4 a 5 que han ocurrido en los últimos 9 años. En este sentido, las observaciones de anisotropía sísmica podrían utilizarse como indicadores predictivos de la ocurrencia de temblores en la región (véanse Crampin 1987 y Chen, *et al.*, 1987).

IV.6. Conclusiones.

La presencia de anisotropía sísmica en la corteza del Valle de Mexicali ha sido detectada a través de un análisis de la partición de las ondas de corte observada en registros de estaciones que operan en esa región. Los datos de la mayoría de las estaciones utilizadas indican una dirección *N-S* en la polarización de la onda *S* rápida, la cual, por la hipótesis *EDA*, se ha interpretado como la orientación del eje del máximo esfuerzo compresivo en la región. Este resultado es altamente consistente con la dirección del máximo esfuerzo compresional determinada con anterioridad por otros investigadores en estudios de la sismotectónica regional. Tres estaciones ubicadas al sureste de la región de estudio, sin embargo, mostraron direcciones de polarización de las ondas de corte diferentes al del resto de las estaciones, sugiriendo que el esfuerzo compresional que domina localmente en esos sitios en particular es oblicuo al patrón de esfuerzo regional. La complejidad estructural de esa zona, manifiesta a través de fallas orientadas oblicuamente a la falla Cerro Prieto, podría originar estas variaciones locales del esfuerzo regional.

Los tiempos de separación medidos entre las ondas de corte resultantes del fenómeno de partición van desde prácticamente cero hasta 0.6 segundos. Al norte y sur de la región estudiada se observaron tiempos de retraso pequeños o nulos, mientras que los retardos mayores se observaron en la parte central del área, la cual incluye al campo geotérmico de Cerro Prieto. Asimismo, las señales sísmicas de eventos que ocurrieron por debajo o en el reservorio geotérmico y fueron registradas en estaciones alejadas de los epicentros no indican una partición significativa de las ondas *S*, mientras que los registros

de las estaciones más cercanas a los epicentros muestran claramente este fenómeno. Estas observaciones permiten proponer al yacimiento geotérmico, ubicado en la capa sedimentaria superficial de espesor 5-6 km, como el volumen que causa la partición de las ondas de corte en la zona.

Se ignora si los grandes retrasos en los tiempos que observamos en asociación con la partición de las ondas de corte son normales en la región, o si tales valores indican un comportamiento anómalo de la zona. En la segunda posibilidad podría tratarse de la acumulación de esfuerzo previa a la ocurrencia de temblores cuya magnitud sobrepasa significativamente la magnitud de los microtemblores que ocurren intermitentemente en la zona estudiada, como lo han sugerido varios investigadores en estudios de otras regiones. Si este fuera el caso, las variaciones observadas en los parámetros de la partición de las ondas de corte podrían resultar de utilidad como indicadores potenciales de la ocurrencia inminente de temblores. En los últimos 7 años han ocurrido 17 temblores de magnitudes entre 4 y 5 en el área del Valle de Mexicali donde observamos los mayores tiempos de separación entre las ondas *S* de la partición. Sin embargo, la información sísmica disponible en la actualidad no es suficiente para efectuar un análisis detallado sobre las posibles variaciones de los parámetros de la partición de las ondas de corte en los periodos de tiempo transcurridos entre evento y evento.

LITERATURA CITADA

- Anderson, J.G. y P.G. Silver. 1985. Accelerogram evidence for southward rupture propagation on the Imperial fault during the October 15, 1979 earthquake, *Geophys. Res. Lett.* **12**: 349-352.
- Aki, K. y P.G. Richards. 1980. *Quantitative Seismology*, W.H. Freeman and Co., San Francisco, California.
- Aster, R.C., P.M. Shearer y J. Berger. 1990. Quantitative measurements of shear wave polarizations at the Anza Seismic Network, southern California: Implications for shear wave splitting and earthquake prediction, *J. Geophys. Res.* **95**: 12,449-12,473.
- Archuleta, R.J. 1982. Analysis of near-source static and dynamic measurements from the 1979 Imperial Valley earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.* **72**: 1927-1956.
- Archuleta, R.J. 1984. A faulting model for the 1979 Imperial Valley earthquake, *J. Geophys. Res.* **89**: 4559-4585.
- Archuleta, R.J., E. Cranswick, C. Mueller y P. Spudich. 1982. Source parameters of the 1980 Mammoth Lakes, California earthquake sequence, *J. Geophys. Res.* **87**: 4595-4607.
- Atkinson, G.M. y T.C. Hanks. 1995. A high-frequency magnitude scale, *Bull. Seism. Soc. Am.* **85**: 825-833.
- Babuska, V. y M. Cara. 1991. *Seismic anisotropy in the earth*. Kluwe Academic Publishers, 217 pp.
-

- Beroza, C.G. y P. Spudich. 1988. Linearized inversion for fault rupture behavior: Application to the 1984 Morgan Hill, California, earthquake, *J. Geophys. Res.* **93**: 6275-6296.
- Bianco, F., M. Castellano, G. Milano y G. Vilardo. 1996. Shear-wave polarization alignment on the eastern flank of Mt. Etna volcano (Sicily, Italy), *Annali di geofisica*, Vol. XXXIX, **2**: 429-443.
- Boatwright, J. 1980. A spectral theory for circular seismic sources; simple estimates of source dimension, dynamic stress drop, and radiated seismic energy, *Bull. Seism. Soc. Am.* **70**: 1-28.
- Boore, D.M. 1983. Stochastic simulation of the high-frequency ground motions based on seismological models of the radiated spectra, *Bull. Seism. Soc. Am.* **73**: 1865-1894.
- Boore, D.M. y J. Boatwright. 1984. Average body-wave radiation coefficients. *Bull. Seism. Soc. Am.* **74**: 1615-1621.
- Boore, D.M. y J.B. Fletcher. 1982. Preliminary study of selected aftershocks from digital acceleration and velocity recordings, In the Imperial Valley, California, Earthquake of October 15, 1979, *U.S. Geol. Surv. Profess. Paper.* **1254**: 109-118.
- Booth, D.C. y S. Crampin. 1985. Shear-wave polarizations on a curved wave-front at an isotropic free-surface, *Geophys. J. R. astr. Soc.* **83**: 31-45.
- Bouchon, M. 1997. The state of stress on some faults of the San Andreas system as inferred from near-field strong motion data, *J. Geophys. Res.* **102**: B6, 11731-11744.
-

- Bouin, M.-P. y P. Bernard. 1994. Analysis of Strong-Motion S Wave Polarization of the 15 October 1979 Imperial Valley Earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.* **84**: 1770-1785.
- Bour, M y M. Cara. 1997. Test of a simple empirical Green's function method on moderate-sized earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.* **87**: 668-683.
- Brune, J.N. 1970. Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes, *J. Geophys. Res.* **75**: 4997-5009.
- Brune, J. N. 1971. Correction, *J. Geophys. Res.* **76**: 5002.
- Brune, J.N., R.S. Simons, F. Vernon, L. Canales y A. Reyes. 1980. Digital seismic event recorder: Description and example from the San Jacinto fault, the Imperial fault, the Cerro Prieto fault, and the Oaxaca, Mexico subduction fault, *Bull. Seism. Soc. Am.* **70**: 1395-1480.
- Brune, J.N., F.L. Vernon III, R.S. Simons, J. Prince y E. Mena. 1982. Strong-motion data recorded in Mexico during the main shock. The Imperial Valley, California, earthquake of October 15, 1979, *U. S. Geol. Surv. Profess. Paper* **1254**: 319-349.
- Chávez, D., J. González, A. Reyes, M. Medina, C. Duarte, J.N. Brune, F.L. Vernon, R. Simons, L.K. Hutton, P.T. German y C.E. Johnson. 1982. Main-shock and magnitude determination using combined U.S. and Mexican data. The Imperial Valley, California, Earthquake of October 15, 1979, *U. S. Geol. Surv. Profess. Paper* **1254**: 51-54.
-

- Chen, Tian-Chang, D.C. Booth y S. Crampin. 1987. Shear-wave polarization near the North Anatolian Fault - III. Observations of temporal changes, *Geophys. J.R. astr. Soc.* **91**: 287-311.
- Crampin, S. 1978. Seismic wave propagation through a cracked solid: Polarization as a possible dilatancy diagnostic, *Geophys. J.R. astr. Soc.* **53**: 467-496.
- Crampin, S. 1987. Geological and industrial implications of extensive-dilatancy anisotropy, *Nature*. **328**: 491-495.
- Crampin, S. y D.C. Booth. 1985. Shear-wave polarizations near the North Anatolian Fault – II. Interpretation in terms of crack-induced anisotropy, *Geophys. J.R. astr. Soc.* **83**: 75-92.
- Crampin, S., E.M. Chesnokov y R.G. Hipkin. 1984. Seismic anisotropy - the state of the art: II, *Geophys. J. R. astr. Soc.* **76**: 1-16.
- Crampin, S. y J.H. Lovell. 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?, *Geophys. J. Int.* **107**: 387-407.
- Crampin, S., R. Evans y B.K. Atkinson. 1984. Earthquake prediction: a new physical basis, *Geophys. J. R. astr. Soc.* **76**: 147-156.
- Crampin, S., D.C. Booth, R. Evans, S. Peacock y J.B. Fletcher. 1990. Changes in shear wave splitting at Anza near the time of the North Palm Springs earthquake, *J. Geophys. Res.* **95**: 11,197-11,212.
- Dan K., T. Watanabe, T. Tanaka y R. Sato. 1990. Stability of earthquake ground motion synthesized by using different small-event records as empirical Green's functions, *Bull. Seism. Soc. Am.* **80**, 1509-1527.
-

- Del Pezzo, E., G. De Natale, M. Martini y A. Zollo. 1987. Source parameters of microearthquakes at Phlegraean Fields (Southern Italy) volcanic area, *Phys. Earth Plan. Int.* **47**: 25-42.
- Domínguez, T. 1997. Estudios de atenuación de ondas de coda y Lg en Baja California y en el Centro de México. Tesis de Doctor en Ciencias. *CICESE*.
- Frankel, A. 1984. Source parameters of two $M_L \sim 5$ earthquake near Anza, California, y a comparison with an Imperial Valley aftershock, *Bull. Seism. Soc. Am.* **74**: 1509-1527.
- Frankel, A. 1995. Simulating strong motions of large earthquakes using recordings of small earthquakes: the Loma Prieta main shock as a test case, *Bull. Seism. Soc. Am.* **85**: 1144-1160.
- Franke, A. y L. Wennerberg. 1989. Microearthquakes spectra from the Anza, California seismic network: site response and source scaling, *Bull. Seism. Soc. Am.* **79**: 581-609.
- Frankel, A., J. Fletcher, F. Vernon, L. Haar, J. Berger, T. Hanks, and J. Brune 1986. Rupture characteristics and tomographic source imaging of $M_L \sim 3$ earthquakes near Anza, southern California, *J. Geophys. Res.* **91**: 12,633-12,650.
- Frankel, A. y H. Kanamori. 1983. Determination of rupture duration and stress drop for earthquakes in southern California, *Bull. Seism. Soc. Am.* **73**: 1527-1551.
- Frez, J. y J. González. 1991. Crustal structure and seismotectonics of Northern Baja California. En: The gulf and Peninsular Province of the Californias: *American Association of Petroleum Geologists, Memoir* **47**: 261-284. (B. Simoneit y J.P. Dauphin, ed.)
-

- Fuis, G.S., W.D. Mooney, J.H. Healey, G.A. McMechan y W.J. Lutter. 1982. Crustal structure of the Imperial Valley region. The Imperial Valley, California, Earthquake of October 15, 1979, *U.S. Geol. Surv. Profess. Paper.* **1254**: 25-50.
- González, G. J.J. 1986. Sismotectónica del Valle de Mexicali, 1977-1980. *Tesis de Maestría en Ciencias, CICESE, México.*
- Graham G., S. Crampin y L.M. Fernández. 1991. Observations of shear-wave polarizations from rockbursts in a South African gold field: an analysis of acceleration and velocity recordings, *Geophys. J. Int.* **107**: 661-672.
- Hadley, D. M., y D.V. Helmberger. 1980. Simulation of strong ground motions, *Bull. Seism. Soc. Am.* **70**, 617-630.
- Hartzell, S. 1978. Earthquake aftershocks as Green's functions, *Geophys. Res. Lett.* **5**: 1-4.
- Hartzell, S.H. y T. H. Heaton. 1983. Inversion of strong-ground motion and teleseismic waveform data for the fault rupture history of the 1979 Imperial Valley, California, *Bull. Seism. Soc. Am.* **73**: 1553-1583.
- Hartzell, S. y D. V. Helmberger. 1982. Strong-motion modeling of the Imperial Valley earthquake of 1979, *Bull. Seism. Soc. Am.* **72**: 571-596.
- Herzig, Ch. T. y D.C. Jacobs. 1994. Cenozoic volcanism and two-stage extension in the Salton trough, southern California and northern Baja California, *Geology*, **22**: 991-994.
- Hutchings, L. y F. Wu. 1990. Empirical Green's functions from small earthquakes: A waveform study of locally recorded aftershocks of the 1971 San Fernando earthquake, *J. Geophys Res.* **95**: 1187-1214.
-

- Irikura, K. y Kamae K. 1994. Estimation of strong ground motion in broad-frequency band based on a seismic source scaling model y an empirical Green's function technique, *Annali di Geofisica*, Vol. XXXVII, No. 6.
- Jennings, P.C. 1982. Engineering Seismology. Earthquakes: Observation, theory y interpretation, H. Kanamori y E. Boschi Editors, International School of Physics "Enrico Fermi".
- Johnson, C.E. y L.K. Hutton. 1982. Aftershocks and preearthquake seismicity. The Imperial Valley, California, Earthquake of October 15, 1979, *U. S. Geol. Surv. Profess. Paper. 1254: 59-76.*
- Joyner, W.B. y D.M. Boore. 1986. On simulating large earthquakes by Green's-unction addition of smaller earthquakes, in *Earthquakes Source Mechanics*, edited by S. Das, J. Boatwright y C.H. Scholz (*AGU, Geoph. monogr. 37, M. Ewing, vol. 6*), 269-274.
- Kanamori, H. y J. Reagan. 1982. Long-period surface waves. The Imperial Valley, California, Earthquake of October 15, 1979. *U. S. Geol. Surv. Profess. Paper. 1254: 55-58.*
- Kaneshima, S. 1990. Origin of crustal anisotropy: Shear wave splitting studies in Japan, *J. Geophys. Res. 95: 11,121-11,133.*
- Leary, P.C., S. Crampin y T.V. McEvilly. 1990. Seismic fracture anisotropy in the Earth's crust: An overview, *J. Geophys. Res. 95: 11,105-11,114.*
- Li, Y., C. Doll Jr. y M.N. Toksoz. 1995. Source characterization and fault plane determinations for $M_L = 1.2$ to 4.4 earthquakes in the Charlevoix seismic zone, Quebec, Canada, *Bull. Seism. Soc. Am. 85: 1604-1621.*
-

- Lippmann, M.J., A.H. Truesdell y H. Gutiérrez Puente. 1997. What will a 6 km deep well at Cerro Prieto find? Preceding, Twenty-First Workshop on Geothermal Reservoir Engineering. Stanford University, Stanford, California, January 27-29, 1997.
- Liu H. y D.V. Helmberger. 1985. The 23:19 aftershock of the 15 October 1979 Imperial Valley earthquake: more evidence for an asperity, *Bull. Seism. Soc. Am.* **75**: 689-708.
- Lomnitz, C., C.F. Mooser, C.R. Allen, J.N. Brune y W. Thatcher. 1970. Seismicity and tectonics of the northern Gulf of California region, Mexico-preliminary results, *Geofis. Int.* **10**: 37-48.
- Luna, M., A Vidal, L. Munguía, M. Navarro, T. Valdez y V. Wong. 1997. Catálogo de acelerogramas registrados por la red de acelerógrafos del noroeste de México durante 1996. Comunicaciones Académicas, Serie Sismología, CICESE, 86 pp. CTSIT9701.
- Mori, J. y A. Frankel. 1990. Source parameters for small events associated with the 1986 north Palm Springs, California, earthquake determined using empirical Green functions, *Bull. Seism. Soc. Am.* **80**: 278-295.
- Munguía L. 1983. Strong ground motion and source mechanism studies for earthquakes in the northern Baja California - southern California region, *Ph. D. Thesis*, University of California, San Diego.
- Munguía L. y J. N. Brune. 1984. High stress drop event the Victoria, Baja California earthquake swarm of 1978 march, *Geophys. J. R. astr. Soc.* **76**: 725-725.
-

- Munguía, L. y J.N. Brune. 1984. Simulation of strong ground motion for earthquakes in the Mexicali-Imperial Valley region, *Geophys. J. R. Astron. Soc.* **79**: 747-771.
- Munguía, L., A. Vidal, V. Wong, M. Luna, M. Navarro, M. y T. Valdéz. 1995. Catálogo de acelerogramas registrados por la red de acelerógrafos del noroeste de México. Comunicaciones Académicas, Serie Sismología, CICESE, 60 pp. CTSIT9513.
- Mueller, C.S. 1985. Source pulse enhancement by deconvolution of an empirical Green's function, *Geophys. Res. Lett.* **12**: 33-36.
- Muller, C. S. y D. M. Boore. 1981. Site amplification at El Centro strong motion array station No. 6, *Earthquake Notes* **52**: 84.
- Nuttli, O. 1961. The effect of the Earth's surface on the S wave particle motion, *Bull. Seism. Soc. Am.* **51**: 237-246.
- Parcela, R.L., R.B. Matthiesen y R.P. Maley. 1982. Strong-motion data recorded in the United States. The Imperial Valley, California, earthquake of October 15, 1979. *U. S. Geol. Surv. Profess. Paper* **1254**: 289-318.
- Peacock, S., S. Crampin, D.C. Booth y J.B. Fletcher. 1988. Shear-wave splitting in the Anza seismic gap, Southern California: temporal variation as possible precursors, *J. Geophys. Res.* **93**: 3339-3356.
- Pelayo, A.A., A. Razo M., L.C.A. Gutiérrez, F. Arellano G., J. M. Espinoza y J. Quijano L. 1991. Main geothermal fields of Mexico; Cerro Prieto geothermal field, Baja California. *The Geology of North America, Economic Geology, Mexico, Geol. Soc. Am. P-3*, 23-57.
-

- Olson, A. H. y R.J. Apsel. 1982. Finite faults and inverse theory with applications to the 1979 Imperial Valley earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **72**: 1969-2001.
- Reagor, B.G., C.W. Stover, S.T. Algermissen, K.V. Steinbrugge, P. Hubiak, M.G. Hooper y L.M. Barnhard. 1982. Preliminary evaluation of the distribution of seismic intensities. The Imperial Valley, California, Earthquake of October 15, 1979, *U. S. Geol. Surv. Profess. Paper.* **1254**: 251-258.
- Sachpazi, M. y A. Hirn. 1991. Shear-wave anisotropy across the geothermal field of Milos, Aegean volcanic arc, *Geophys. J. Int.* **107**: 673-685.
- Sharp, R.V., J.J. Lienkaemper, M.G. Bonilla, D.B. Burke, B.F. Fox, D.G. Herd, D.M. Miller, D.M. Morton, D.J. Ponti, M.J. Rymer, J.C. Tinsley y J.C. Yount. 1982. Surface faulting in the central Imperial Valley. The Imperial Valley, California, earthquake of October 15, 1979, *U. S. Geol. Surv. Profess. Paper* **1254**: 119-114.
- Scherbaum, F. y J. Johnson. 1992. Programmable Interactive Toolbox for Seismological Analysis (PITSA), IASPEI Software Library, Vol. 5, 269 pp.
- Singh, S.K., R.J. Apsel, J. Fried y J.N. Brune. 1982. Spectral attenuation of SH waves along the Imperial Fault, *Bull Seism. Soc. Am.* **72**: 2003-2016.
- Somerville, P., M. Sen y B. Cohee. 1991. Simulations of strong ground motions recorded during the 1985 Michoacán, México y Valparaiso, Chile, earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.* **81**: 1-27.
- Tanioka, Y. y L.J. Ruff. 1997. Source time functions, *Seism. Res. Lett.*, **68** no. 386-397.
- Thatcher, W. 1972. Regional variation of seismic source parameters in the northern Baja California area, *J. Geophys. Res.* **77**: 1549-1565.
-

- Tumarkin, A.G. y R.J. Archuleta. 1994. Empirical ground motion prediction, *Annali di Geofisica*, Vol. XXXVII, N. 6.
- Vavrycuk, V. 1993. Crustal anisotropy from Local observations of shear-wave splitting in West Bohemia, Czech Republic, *Bull. Seism. Soc. Am.* **83**: 1420-1441.
- Vidal, A., L. Munguía, M. Luna, V. Wong, M. Navarro y T. Valdéz. 1996. Catálogo de acelerogramas registrados por la red de acelerógrafos del noroeste de México durante 1995. Comunicaciones Académicas, Serie Sismología, CICESE, 55 pp. CTSIT9603.
- Wong, V., J. Frez y F. Suárez. 1997. The Victoria, Mexico, Earthquake of June 9, 1980, *Geofis. Int.* **36**: 139-159.
- Zeng, Y., J.G. Anderson y G. Yu. 1994. A composite source model for computing realistic strong ground motions, *Geophys. Res. Lett.* **21**: 725-728.
- Zavage, M.K., W.A. Peppin y U.R. Vetter. 1990. Shear wave anisotropy and stress direction in and near Long Valley Caldera, California, 1979-1998, *J. Geophys. Res.*, **95**: 11,165-11,177.
- Zoback, M.L. y M. Zoback. 1980. State of Stress in the Conterminous United States, *J. Geophys. Res.*, **85**: No. b11, 6113-6156.
- Zollo, A. y P. Bernard. 1989. S-wave Polarization Inversion of the 15 October 1979, 23:19 Imperial Valley Aftershock: Evidence for Anisotropy and a Simple Source Mechanism. *Geophys. Res. Lett.* **16**: 1047-1050.
- Zúñiga R., R.R. Castro y T. Domínguez. 1995. Stress orientation and anisotropy based on shear-wave splitting observations in the Cerro Prieto fault area, Baja California, México, *Pageoph.* **44**: 41-57.