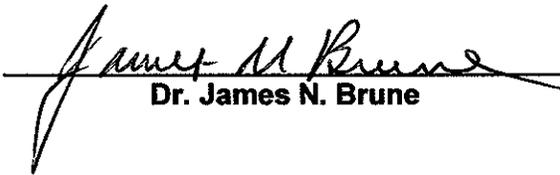


TESIS DEFENDIDA POR
JOSÉ ANTONIO VIDAL VILLEGAS
Y APROBADA POR EL SIGUIENTE COMITÉ



Dr. Luis Munguía Orozco

Director del Comité



Dr. James N. Brune

Miembro del Comité



Dr. Fidencio Alejandro Nava

Pichardo

Miembro del Comité



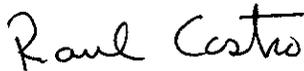
Dr. Pratap Narayan Sahay Sahay

Miembro del Comité



Dr. Enrique Gómez Treviño

Miembro del Comité



Dr. Raúl Castro Escamilla

*Jefe del Departamento de
Sismología*



Dr. Federico Graef Ziehl

Director de Estudios de Posgrado

21 de noviembre de 2000

**CENTRO DE INVESTIGACIÓN CIENTÍFICA Y DE
EDUCACIÓN SUPERIOR DE ENSENADA**

**DIVISIÓN DE CIENCIAS DE LA TIERRA
DEPARTAMENTO DE SISMOLOGÍA**

**ATENUACIÓN, SITIO Y CARACTERÍSTICAS DE FUENTE:
EFECTOS EN SEÑALES SÍSMICAS REGISTRADAS EN LA REGIÓN
NORTE DE BAJA CALIFORNIA CON APLICACIONES AL
CÁLCULO DE MAGNITUD Y MOMENTO SÍSMICO**

TESIS

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

JOSÉ ANTONIO VIDAL VILLEGAS

Ensenada, Baja California, México. Noviembre de 2000

RESUMEN de la Tesis de José Antonio Vidal Villegas, presentada como requisito parcial para la obtención del grado de DOCTOR EN CIENCIAS en SISMOLOGÍA. Ensenada, Baja California, México. Noviembre de 2000.

ATENUACIÓN, SITIO Y CARACTERÍSTICAS DE FUENTE: EFECTOS EN SEÑALES SÍSMICAS REGISTRADAS EN LA REGIÓN NORTE DE BAJA CALIFORNIA CON APLICACIONES AL CÁLCULO DE MAGNITUD Y MOMENTO SÍSMICO

Resumen aprobado por:



Dr. Luis Munguía Orozco
Director de Tesis

El propósito de la presente disertación es estudiar la influencia de la atenuación del medio, de las condiciones locales del sitio y de las características de la fuente sobre señales sísmicas registradas en la región norte de Baja California. Con base en amplitudes máximas (medidas en sismogramas Wood-Anderson equivalentes) y en duraciones de ondas de coda (medidas en registros de velocidad) se efectuó sendos procesos de regresión múltiple. En la primera regresión se determinó funciones de atenuación para las Sierras Peninsulares de Baja California (SPBC) y el Valle Mexicali-Imperial (VMI). Estas funciones permitieron establecer una escala de magnitud local para cada subregión. En la segunda regresión, la magnitud local se utilizó como parámetro de calibración para determinar dos relaciones empíricas entre la magnitud y la duración ampliada (duración de la onda de coda sumada al tiempo de viaje de la onda P, *lapse time*). Estas relaciones constituyen la escala de magnitud de duración para cada una de estas subregiones. Ambas escalas de magnitud incluyen correcciones de estación, para tomar en cuenta el efecto de la geología local del sitio en la modificación de la amplitud y la duración de las señales sísmicas registradas. Para sismos de las SPBC se encontró que amplitudes bajas corresponden a duraciones cortas de la señal. Valores ligeramente altos de amplitud y duración caracterizaron a los sismogramas de la estación Cerro Bola, la cual está ubicada en un sitio de topografía elevada con respecto al área circundante. Para sismos del VMI la correspondencia entre amplitud y duración no es tan sencilla. Dos casos contrastantes merecieron especial atención. Uno de ellos por las amplitudes muy altas y duraciones no muy largas observadas en los sismogramas de la estación ubicada sobre el volcán Cerro Prieto. El segundo por las duraciones muy largas y amplitudes bajas que caracterizan a los

sismogramas de la estación La Mesa de Andrade, ubicada sobre una meseta de arena. Las diferencias en la respuesta del terreno de estos dos sitios da evidencia de la fuerte influencia de las características del sitio en las señales sísmicas. Las escalas de magnitud local y de duración obtenidas en este estudio son complementarias y permiten determinar en forma confiable el *tamaño* de los sismos en el intervalo de magnitud de 1.8 a 5.8.

La función de atenuación obtenida para el ambiente sedimentario del VMI indica mayor atenuación de las ondas sísmicas que la sugerida por la función correspondiente a la subregión granítica de las SPBC. Este diferente patrón de atenuación contribuye a explicar la marcada diferencia en las áreas de intensidad VI observadas durante los sismos de San Miguel (M 6.8) y del Valle Imperial (M 6.6), ocurridos en 1956 y 1979 respectivamente. A pesar de que la magnitud de estos eventos es similar, el área de intensidad VI para el sismo de San Miguel (SPBC) es de alrededor de 30 veces mayor que el área de intensidad VI correspondiente al sismo del Valle Imperial (VMI). Lo anterior está en concordancia con lo observado para otros sismos ocurridos en las mismas subregiones. A distancias próximas a la fuente, los sismos de las SPBC producen aceleraciones más bajas que las producidas por sismos del VMI de magnitud similar. Sin embargo, las amplitudes de los movimientos sísmicos se atenúan considerablemente menos al propagarse por las SPBC que por el VMI.

Con base en el modelado directo de sismogramas de banda ancha, se determinó el momento sísmico, la geometría de fallamiento y la profundidad focal de cinco sismos de las SPBC ($4.1 \leq M \leq 5.3$). Del estudio de atenuación se vió que los registros de sismos cuyas trayectorias epicentro-estación cruzan de las SPBC al VMI y viceversa son por lo general complejos. Por tal razón, en el proceso de modelado solo se consideró sismos con trayectorias fuente-estación comprendidas en la región tectónica de las SPBC. Si bien se intentó modelar la complejidad de las formas de onda de un sismo del VMI de magnitud 4.9, registrado en la red de Anza, el resultado no fue satisfactorio. Esto se explica en función de la falta de un modelo que represente adecuadamente la compleja zona de transición entre ambas subregiones. De hecho, para el caso de sismos con trayectorias epicentro-estación cerca de la frontera entre las SPBC y el VMI, resultó difícil modelar la componente tangencial de los sismogramas observados. Los mecanismos obtenidos para tres sismos de magnitud ~ 4 son de rumbo lateral derecho con componente de tipo normal y están asociados a trazas de fallas conocidas. Los mecanismos focales para los dos sismos más fuertes (de magnitud ~ 5) indican fallamiento de rumbo lateral izquierdo, uno con componente normal y el otro con componente inversa. Sin embargo, estos sismos no están asociados a alguna traza superficial de falla.

Palabras clave: magnitud, momento sísmico, atenuación, sitio, fuente sísmica.

ABSTRACT of the Thesis of JOSÉ ANTONIO VIDAL VILLEGAS, presented as partial requirement to obtain the DOCTOR IN SCIENCES degree in SEISMOLOGY. Ensenada, Baja California, México. November 2000.

ATTENUATION, SITE, AND SOURCE CHARACTERISTICS: EFFECTS ON SEISMIC SIGNALS RECORDED IN NORTHERN BAJA CALIFORNIA WITH APPLICATIONS TO MAGNITUDE AND SEISMIC MOMENT ESTIMATION.

The purpose of this dissertation is to investigate the influence of the crustal attenuation, the local site conditions and the faulting characteristics on seismic signals recorded for earthquakes of the northern Baja California region. The first part of the study consists of two linear regression analyses performed on maximum amplitudes of Wood-Anderson equivalent seismograms and on coda-duration measurements from velocity records. The first regression analysis leads to attenuation functions for the granitic Sierras Peninsulares de Baja California (SPBC) and for the sedimentary environment of the Mexicali-Imperial Valley (VMI). These attenuation functions were used to establish a local magnitude scale for each area. In the second regression analysis, the local magnitude was used as a calibration parameter for obtaining two empirical relationships between magnitude and lapse time. These relationships constitute coda-duration magnitude scales for these areas. For both magnitude scales, station corrections were considered to take into account variations of the durations and amplitudes due to the local geology at the recording sites. For SPBC earthquakes, low amplitudes correspond to short coda-durations. Somewhat high amplitudes and large durations characterized seismograms from the Cerro Bola station, which is located in an elevated site. In contrast, for the VMI area there is no simple correlation. Two opposite cases are evident there. One consists of the high amplitudes and slightly long coda-durations exhibited by the Cerro Prieto volcano seismograms. The other one refers to the low amplitudes and very long coda-durations observed on seismograms from the La Mesa de Andrade station, which is located on sand. The different ground response of these two sites clearly evidences a strong influence of the site characteristics on seismic signals. The local and duration magnitude scales determined in this study complement each other to reliably quantify the size of earthquakes in the magnitude range from 1.8 to 5.8.

The attenuation function for VMI indicates a stronger attenuation of seismic amplitudes than that suggested by the SPBC function. Effects of these different attenuation mechanisms were clearly apparent for the 1956 San Miguel (M 6.8) and 1979 Imperial Valley (M 6.6) earthquakes. In spite of the similar magnitude of these events, the area of intensity VI for the San Miguel (SPBC) earthquake is about 30 times greater than the corresponding one to the Imperial Valley (VMI) earthquake. This agrees with what it has been observed for other earthquakes of

both areas. At near-source distances, the SPBC earthquakes produce accelerations lower than those produced by VMI earthquakes of similar magnitude. However, the seismic waves that propagate through SPBC become much less attenuated with distance than waves propagating through VMI.

Based on direct modeling of broadband seismograms, the seismic moment, fault geometry, and focal depth were determined for five earthquakes occurred in SPBC ($4.1 \leq M \leq 5.3$). Because local mixed paths (from SPBC to VMI and vice versa) produce complex seismograms, as observed in the attenuation study, only source-to-station paths within the SPBC tectonic area were considered. An unsuccessful attempt to model the complex waveforms of a magnitude 4.9 VMI earthquake recorded at the Anza network was made. This failure could be explained in terms of a lack of an appropriate crustal model to represent the complex transition zone between both areas. In fact, for SPBC earthquakes having source-to-station paths along this transition zone, the tangential component of motion became quite difficult to model. As a result of the waveform modeling, three earthquakes of magnitude ~ 4 were found to have right-lateral movement with normal component of motion, in association with known fault traces. The focal mechanisms that were determined for the two stronger events (magnitude ~ 5) indicate oblique, left-lateral motion with small components of normal or reverse slip. These earthquakes, however, were not associated to any superficial fault trace.

Keywords: magnitude, seismic moment, attenuation, site, seismic source.

DEDICATORIA

A mi familia

Manuela Juárez Peralta, Elena y Teresa Vidal Juárez, quienes han sabido darme amor, paciencia y tiempo, mucho tiempo, para poder llegar a buen término.

A mis padres

Agustina Villegas Franco y Antonio Vidal Sánchez, su esfuerzo por salir adelante en la vida, a pesar de la adversidad, es uno de sus ejemplos que ha dejado en mí una gran enseñanza.

Soy afortunado de tenerlos aún con vida.

A mis hermanos

Martha y Jaime Vidal Villegas. A pesar de la distancia, siempre trataremos de mantenernos unidos.

A la memoria de

Daríá Sánchez de Vidal

Trinidad Villegas Morales

Lorenzo Villegas Franco

Pilar Villegas Franco

Sofía Villegas Alfaro

AGRADECIMIENTOS

El presente trabajo es el resultado de un esfuerzo personal sin embargo, no hubiera sido posible terminarlo sin la cooperación de un gran número de personas. Una dirección apropiada, alguna orientación, ayuda o sugerencia y a veces un comentario amable, hacían renacer en mi las fuerzas para poder finalizarlo. Si bien puedo cometer el error de omitir el nombre de alguna persona, deseo correr el riesgo de mencionarlas a *todas* y anticipadamente pido una disculpa por cualquier omisión involuntaria.

Un agradecimiento sincero a los miembros de mi comité de tesis: Luis Munguía (director), Alejandro Nava, Pratap Sahay, James Brune y Enrique Gómez. Su dirección, comentarios y preguntas críticas, me hicieron comprender que eran parte del proceso para alcanzar la madurez hacia la realización de una investigación independiente. Aprecio grandemente la asesoría de Cecilio Rebollar y Robert Herrmann, la cual fue fundamental para llevar a buen término el modelado de las formas de onda. Los comentarios y discusiones con Javier González fueron de gran utilidad en la sección de magnitudes.

Deseo también mencionar a: Francisco Suárez, Luis Delgado, Javier Helenes, José Frez, Juan Madrid, Mario González, Alejandro Hinojosa, Francisco Esparza y Julia del Carmen Sánchez. Sus comentarios, sugerencias y conversación amable me fueron de gran beneficio en diversas secciones del

trabajo. La sugerencia de Carlos Huerta de trabajar con MATLAB, me abrió el camino hacia la solución del problema de regresión múltiple planteado en el presente trabajo. El comentario y la sonrisa amable fueron también un estímulo para continuar, en particular mi reconocimiento a María del Carmen Pérez, Martha Elba Barrera, Concepción González y Ana Rosa Soto.

La información sísmica sobre la cual se basó la presente disertación, fue obtenida por redes sísmicas que funcionan en la región. Es de apreciar el trabajo que realiza el personal asignado a las actividades concernientes a estas redes. Un reconocimiento al personal de la Red Sísmica del Noroeste de México: Luis Orozco, Oscar Gálvez, Ignacio Méndez, Luis Inzunza y Francisco Farfán. Similarmente un reconocimiento al personal de la Red de Acelerógrafos del Noroeste de México: Miguel Navarro, Tito Valdéz y Manuel Luna. Agradezco también a Frank Vernon y Jennifer Eakins el que me hallan facilitado información de la red de Anza, California. La orientación que me brindaron Mauricio Ciudad-Real y Mathias Frank fue de gran utilidad para comprender la estructura de los datos de la red de Anza.

El Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada (CICESE) es una institución en donde se me ha proporcionado la oportunidad de trabajar y la libertad para poder hacerlo. Además de ello, se me dió la oportunidad de poder realizar el doctorado. Espero contribuir con mi *granito de arena* para

hacer que la institución siga creciendo. El CICESE no son solo sus instalaciones, el alma que le da vida a la institución es su personal. El trabajo diario de cada uno de sus miembros contribuye al buen funcionamiento de nuestra institución.

Agradezco al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología el soporte económico brindado a través de su Programa de Apoyo a Investigadores para Obtener el Doctorado.

Finalmente creo que me debo a la sociedad que, con el pago de sus impuestos, ha hecho posible mi educación. Espero pronto retribuir con mi trabajo un poco de lo mucho que la sociedad me ha proporcionado.

CONTENIDO

Capítulo I	Introducción General	1
I.1	Observaciones generales	4
I.1.1	Mapas de intensidad	4
I.1.2	Registros de aceleración	7
I.1.3	Registros de velocidad	12
I.2	Secuencia y presentación del trabajo	15
I.3	Antecedentes y objetivos de los Capítulos II y III	19
I.3.1	Magnitudes reportadas en el catálogo de sismicidad de RESNOM	19
I.3.2	Observaciones sobre la magnitud local	23
I.3.3	Observaciones sobre la magnitud de duración	24
I.3.4	Objetivos	25
I.4	Antecedentes y objetivos del Capítulo IV	26
Capítulo II	Escala de magnitud local (M_L) para el norte de Baja California	29
	Resumen	29
II.1	Introducción	30
II.2	Análisis de datos	35
II.2.1	Distribución de epicentros	36
II.2.2	Características de los sismogramas	40
II.2.3	Magnitud local	43
II.2.4	Residuales de magnitud	44
II.2.5	Efectos de sitio	50
II.3	Esquema de inversión	51
II.4	Resultados y discusión	53
II.4.1	Dos funciones $\log A_0$ para el norte de Baja California	53
II.4.2	Comparación de las funciones de atenuación del norte de Baja California y del sur de California	60
II.4.3	Correcciones de estación	63
II.4.4	Comparación de las magnitudes nuevas con las de CIT	66
II.4.5	Resultados de estudios previos de atenuación en la región	68
II.5	Conclusiones	69

Capítulo III	Escala de magnitud de duración (M_D) para el norte de Baja California	72
	Resumen	72
III.1	Introducción	73
III.2	Análisis de datos	76
	III.2.1 Variaciones regionales de la duración de ondas de coda	77
	III.2.2 Duraciones y distancias de registro	81
	III.2.3 Sitio de registro	83
III.3	Proceso de regresión	86
III.4	Discusión de resultados	88
	III.4.1 Relaciones empíricas $M_D - \tau$ para la región	88
	III.4.2 Correcciones de estación	93
III.5	Conclusiones	97
Capítulo IV	Características de fallamiento de sismos de las Sierras Peninsulares de Baja California ($4 \leq M \leq 5.3$)	99
	Resumen	99
IV.1	Introducción	100
IV.2	Estudios previos	105
IV.3	Análisis de datos	108
	IV.3.1 Características de la instrumentación y datos	108
	IV.3.2 Distribución de epicentros y mecanismos focales	108
IV.4	Cálculo de los sismogramas sintéticos	115
	IV.4.1 Modelo de corteza	115
	IV.4.2 Parámetros iniciales de la fuente	118
	IV.4.3 Procedimiento	118
IV.5	Discusión de resultados	121
	IV.5.1 Sismo del 3 de diciembre de 1991 ($M_w=5.1$)	121
	IV.5.2 Sismo del 23 de marzo de 1994 ($M_L=5.3$)	123
	IV.5.3 Sismo del 7 de julio de 1996 ($M_L=4.3$)	125
	IV.5.4 Otros resultados	127
IV.6	Conclusiones	130
	Sumario de conclusiones	135
	Literatura citada	141

Lista de figuras

Figura		Página
1	Fallas principales de la región norte de Baja California y sur de California. Se muestra las dos provincias de la región: las Sierras Peninsulares de Baja California (sombreado), y la región del Valle Mexicali-Imperial. Abreviaturas usadas: FSPM, falla San Pedro Mártir; FAB, falla Agua Blanca; FTH, falla tres hermanos; FSM, falla San Miguel; FSJz, falla Sierra Juárez; FCP, falla Cerro Prieto; FI, falla Imperial; FLS, falla Laguna Salada; FV, falla Vallecitos; SPBC, Sierras Peninsulares de Baja California; VMI, Valle Mexicali-Imperial; CB, falla Coronado Bank; SD, falla San Diego Trough; FE, falla Elsinore; FSJ, falla San Jacinto; FSA, falla San Andrés. Los triángulos representan las estaciones de las redes sísmicas regionales que suministraron los datos para este estudio.	2
2	Mapas de isosistas de los sismos del Alamo (ocurrido el 9 de febrero de 1956, $M_L = 6.8$ [figura superior]) y de Mexicali (ocurrido el 15 de octubre de 1979, $M_L = 6.6$ [figura inferior]). Nótese la diferencia entre las áreas cubiertas por la curva de intensidad VI de cada uno de los sismos. (Figuras modificadas a partir de las publicadas por el Departamento de Comercio de los Estados Unidos).	6
3	Gráfica de la magnitud de 105 sismos localizados en función de la distancia epicentral a la que fueron registrados por la Red de Acelerógrafos del Noroeste de México durante el periodo de 1991 a 1996. Los sismos del VMI, registrados en estaciones de esta región, están representados por círculos de línea delgada. En el caso de sismos pertenecientes a las SPBC existen dos casos: cuando fueron registrados en estaciones de las SPBC (círculos en negrita) y cuando fueron registrados en estaciones del VMI (círculos parcialmente en negrita).	8

Figura		Página
4a	Valores promedio de aceleración absoluta máxima graficados con respecto a la distancia para sismos del Valle Mexicali-Imperial (VMI) y de las Sierras Peninsulares de Baja California (SPBC). En ambas gráficas se incluye, para propósitos de comparación, la curva de atenuación obtenida con la ecuación propuesta por Joyner y Boore (1981). Para los sismos del VMI los acelerogramas fueron registrados en estaciones ubicadas sobre los sedimentos del VMI. Para sismos de las SPBC los acelerogramas se obtuvieron de estaciones de las SPBC (cuadrados en negrita) y en estaciones del ambiente sedimentario del VMI (símbolos parcialmente en negrita).	10
4b	Epicentros de los sismos ($4.8 \leq M \leq 5.4$) del Valle de Mexicali (figura superior) y de las Sierras Peninsulares de Baja California (figura inferior). Se muestra también la ubicación de las estaciones acelerográficas que los registraron. Las aceleraciones máximas registradas en estas estaciones son las graficadas en la Figura 4a.	11
5a	Sismogramas obtenidos para un sismo de magnitud $M_L = 2.9$ ocurrido en las SPBC y registrado en estaciones de RESNOM. Los números entre paréntesis denotan los valores máximos absolutos de velocidad. Nótese por un lado los valores tan altos registrados en CPX y por otro la mayor complejidad en los sismogramas de las estaciones del VMI (CPX y LMX) que en el resto de las estaciones.	13
5b	Sismogramas correspondientes a un sismo del Golfo de California de magnitud $M_L = 5.0$ registrado en estaciones de RESNOM. Los números entre paréntesis denotan los valores máximos absolutos de velocidad. En este caso, los sismogramas de todas las estaciones son complejos.	16
6	Gráficas comparativas entre las magnitudes reportadas en los boletines de RESNOM (M_{LR} y M_{LD}) y la magnitud reportada en los catálogos de CIT/USGS (M_{CIT}) de los sismos estudiados. En ambos casos, la línea continua representa el ajuste obtenido entre ambas magnitudes mediante cuadrados mínimos. Los coeficientes de correlación son 0.86 y 0.81 para los ajustes mostrados en a) y b) respectivamente.	21

Figura		Página
7a	Mapa que muestra la topografía de la región norte de Baja California y los epicentros de los sismos usados en el presente estudio. Las líneas negras y blancas representan algunas trayectorias epicentro-estación a lo largo de las subregiones del VMI y las SPBC, respectivamente.	37
7b	Mapa que muestra la cobertura geográfica de todas las trayectorias epicentro - estación en la región de las Sierras Peninsulares del norte de Baja California - sur de California.	38
7c	Mapa que muestra la la cobertura geográfica de todas las trayectorias epicentro - estación en la región del Valle Mexicali - Imperial, sur de California (provincia del Salton Sea) y Golfo de California.	39
8	Acelerogramas sin corregir de un sismo de magnitud 4.3 ocurrido en las SPBC y registrado en las estaciones CIC (ubicada en las SPBC) y RII (ubicada en el VMI). Se incluye la solución del mecanismo focal obtenido mediante la polaridad de los primeros movimientos de ondas P. A pesar de que el sismo se registró casi equidistante a las dos estaciones, las amplitudes horizontales registradas en CIC son 12 a 18 veces menores que las registradas en RII. Los espectros de desplazamiento, corregidos por atenuación y por efecto de instrumento, calculados a partir de las componentes horizontales, muestran amplitudes que difieren por un factor cercano a 10 para frecuencias que van de 0.4 a 20 Hz.	42
9	Gráfica comparativa entre las magnitudes locales M_{LR} calculadas y la magnitud reportada en los catálogos de CIT/USGS (M_{CIT}) de los sismos estudiados. La línea recta representa la igualdad entre ambas magnitudes. Los símbolos representan la región de ocurrencia de los temblores de acuerdo a lo siguiente: las cruces, las Sierras Peninsulares de Baja California; los rombos, el Valle Mexicali-Imperial y el Golfo de California; los triángulos, el sur de California.	45

Figura		Página
10	<p>Gráficas de residuales de magnitud en función de la distancia para estaciones situadas en el Valle de Mexicali. En (a) M_{CIT} es la magnitud reportada en los listados de CIT/USGS. En (b), M_{Lav} es la magnitud de cada evento, obtenida mediante el promedio de los valores individuales M_{LRs} de cada estación. Estos valores se determinaron con el uso de la curva de atenuación de Richter. En (c), M_{Lav} es la magnitud de cada evento obtenida al promediar los valores individuales M_{LHBs} de cada estación. En este caso se usó la curva de atenuación de Hutton y Boore.</p>	47
11	<p>Gráficas de residuales de magnitud en función de la distancia para estaciones situadas en las Sierras Peninsulares de Baja California. En (a) M_{CIT} es la magnitud reportada en los listados de CIT/USGS. En (b), M_{Lav} es la magnitud de cada evento, obtenida mediante el promedio de los valores individuales M_{LRs} de cada estación. Estos valores se determinaron con el uso de la curva de atenuación de Richter. En (c), M_{Lav} es la magnitud de cada evento obtenida al promediar los valores individuales M_{LHBs} de cada estación. En este caso se usó la curva de atenuación de Hutton y Boore.</p>	48
12	<p>Comparación de la función $\log A_0$ "promedio" para la región norte de Baja California con las funciones de atenuación propuestas para el sur de California. La función promedio se determinó usando los datos de amplitud de todos los sismos disponibles para este estudio sin tomar en cuenta la región de ocurrencia de los sismos ni los sitios de ubicación de las estaciones.</p>	55
13	<p>Gráficas de residuales del logaritmo de la amplitud (observada menos calculada) en función de la distancia hipocentral. En (a) están graficados los residuales de cada estación en forma conjunta (mezclados los del MIV y los de las SPBC). En (b) y (c) están graficados, respectivamente, los residuales para las estaciones CPX y SPX. Los valores $\log A_c$ se calcularon con la ecuación 2.</p>	57

Figura		Página
14	Gráfica de residuales del logaritmo de la amplitud en función de la distancia hipocentral. En (a) están graficados los residuales que resultan de la clasificación de los sismos analizados por región de ocurrencia y de registro. En (b) se muestran ejemplos de residuales para las estaciones SPX y CPX. En (c) están graficados los valores promedio de residuales calculados a partir de segmentos consecutivos de distancia que siempre incluyen 20 valores. Las barras verticales representan el 95 por ciento de intervalos de confianza evaluados a partir de los factores de la distribución t de Student, suponiendo una distribución normal de los residuales.	59
15	Comparación de las funciones de atenuación determinadas para las subregiones del VMI y de las SPBC con las del sur de California. En (a) se muestra la comparación para todo el intervalo de distancias considerado (0 a 450 km). En (b) se presenta en detalle la comparación anterior en el intervalo de distancias de 0 a 50 km y para profundidades focales de 0, 5 y 15 km. En todos los casos, las líneas punteadas representan las curvas determinadas en el presente estudio.	61
16	Gráfica comparativa de los valores nuevos de magnitud local promedio M_{LVM} y los valores M_{CIT} reportados en los catálogos de CIT/USGS. La línea continua representa la igualdad entre ambas magnitudes y la línea punteada es el resultado del ajuste de cuadrados mínimos a los datos. La desviación estándar de este ajuste es 0.22. Los diferentes símbolos representan la región de ocurrencia de los sismos: las cruces para las Sierras Peninsulares de Baja California, los rombos para el Valle Mexicali-Imperial y los triángulos para el sur de California.	67
17a	Gráfica del logaritmo de la duración de coda y la magnitud reportada por CIT para sismos en que las trayectorias de viaje de las ondas sísmicas están en la subregión de las SPBC. La línea punteada corresponde a la relación empírica propuesta por González y García (1987) para las SPBC; la línea continua representa el mejor ajuste obtenido a los datos graficados.	78

Figura		Página
17b	Gráfica del logaritmo de la duración de coda y la magnitud reportada por CIT para sismos en que las trayectorias de viaje de las ondas sísmicas están en la subregión del VMI. Las líneas discontinuas corresponden a las relaciones empíricas propuestas por González y García (1987) para el Valle de Mexicali (punto y raya) y las SPBC (punteada). La línea continua representa el mejor ajuste obtenido a los datos graficados. No se graficaron las líneas discontinuas (punto y raya) para las estaciones CHX y SFX, debido a que éstas están muy alejadas del área de estudio para la cual fueron propuestas las relaciones empíricas mencionadas.	79
18	Gráfica de las duraciones de coda en función de la distancia epicentral. Nótese que los valores de duración en estaciones del VMI tienden a ser mayores (círculos) con respecto a los observados en estaciones de las SPBC (cruces).	82
19	Comparación de las amplitudes y las duraciones observadas en las estaciones CPX y LMX para sismos registrados a igual distancia y de magnitud entre 2.2 y 3.8. Los valores de amplitud graficados corresponden al valor máximo absoluto medido en sismogramas Wood-Anderson equivalentes.	85
20a	Gráficas del logaritmo de la duración ampliada (duración de coda más el tiempo de viaje de la onda P) y la magnitud local reportada en el Capítulo II para sismos en que las trayectorias de viaje de las ondas sísmicas están en la subregión de las SPBC. Para propósitos de comparación se muestran las curvas obtenidas para las SPBC (continua) y el VMI (punteada). Los números entre paréntesis denotan los valores de corrección de estación.	89

Figura		Página
20b	Gráficas del logaritmo de la duración ampliada (duración de coda más el tiempo de viaje de la onda P) y la magnitud local reportada en el Capítulo II para sismos en que las trayectorias de viaje de las ondas sísmicas están en la subregión del VMI. Para propósitos de comparación se muestran las curvas obtenidas para el VMI (continua) y las SPBC (punteada). Los números entre paréntesis denotan los valores de corrección de estación.	90
21	Graficas comparativas entre los valores promedio de magnitud de duración (M_D) y los de magnitud local M_{LVM} de los sismos analizados: a) para sismos de las SPBC y b) para sismos del VMI. En cada caso, la línea recta representa la igualdad entre ambas magnitudes (pendiente de 1). En c) y d) se presentan gráficas de residuales de magnitud y el logaritmo de la duración ampliada para sismos de las SPBC y del VMI, respectivamente. Los residuales corresponden a la diferencia entre la magnitud individual obtenida en cada estación (M_{Dest}) y la magnitud del evento (M_D). Las líneas punteadas representan la desviación estándar de los residuales.	92
22	Comparación de las correcciones de estación aplicables a las magnitudes obtenidas a partir de la amplitud contra las obtenidas a partir de la duración de coda. Nótese el caso contrastante entre los valores para las estaciones CPX y LMX, ambas localizadas en la subregión del VMI. Ver el texto para una mayor explicación al respecto.	96
23	Residuales de magnitud (magnitud individual de cada estación menos la magnitud del evento reportado por otras agencias) de los sismos del presente estudio. Los círculos en negrita y en blanco indican los valores obtenidos a partir de datos de aceleración de estaciones de las SPBC y del VMI, respectivamente. Para los sismos de diciembre de 1991 y marzo de 1994, en la Figura 4a (Capítulo I) se muestra la variación de los valores de aceleración máxima con respecto a la distancia. En dicha figura se aprecia también que los valores de aceleración son altos en registros de estaciones del VMI, en concordancia con lo mostrado en la presente figura.	101

Figura		Página
24	Sismogramas del sismo del 11 de agosto de 1994 ($M_L = 4.9$) registrados en la estación PFO de la red de banda ancha de Anza, California. Los sismogramas fueron filtrados a frecuencias de 0.1 y 0.5 Hz.	104
25	(a) Epicentros y mecanismos focales de los sismos de 1956, asociados a la falla San Miguel (figura tomada de Doser, 1992). (b) Epicentros y mecanismos focales de los sismos de Pino Solo ocurridos entre 1975 y 1988 (figura tomada de Munguía y Vidal, 1991).	107
26	Curvas de respuesta en amplitud de las estaciones de banda ancha pertenecientes a las redes de Anza (figura superior) y TERRAScope (figura inferior).	110
27	Distribución de epicentros y ubicación de las estaciones de RESNOM y RANM usadas. Se muestran también las estaciones de la red de ANZA y los mecanismos focales obtenidos para cada uno de los sismos seleccionados.	112
28	Distribución de réplicas del sismo del 3 de diciembre de 1991 ($M_w = 5.1$). Las réplicas se orientan a lo largo de una franja de 5 km con orientación N 30° E. Los símbolos usados representan la combinación de lecturas usadas en la localización: octágonos en blanco, datos de RESNOM y de CIT; octágonos en negrita, datos de estaciones locales y de la estación RDX. El octágono con el triángulo en su interior representa la localización del evento principal.	114
29	Comparación de los sismogramas sintéticos y observados para el sismo del 3 de diciembre de 1991. Los sismogramas sintéticos se obtuvieron utilizando los parámetros reportados por Dreger y Helmberger (1993). Los sismogramas fueron filtrados a frecuencias de 0.1 y 0.5 Hz.	122

Figura		Página
30	Comparación de los sismogramas sintéticos y observados para el sismo del 3 de diciembre de 1991. Los sismogramas sintéticos se obtuvieron utilizando los siguientes parámetros: acimut = 40° , echado = 85° y ángulo del vector de deslizamiento = -10° . Los sismogramas fueron filtrados a frecuencias de 0.1 y 0.5 Hz.	124
31	Comparación de los sismogramas sintéticos y observados para el sismo Colosio del 23 de marzo de 1994. Los sismogramas sintéticos se obtuvieron utilizando los siguientes parámetros: acimut = 200° , echado = 70° y ángulo del vector de deslizamiento = 20° . Los sismogramas fueron filtrados a frecuencias de 0.1 y 0.5 Hz.	126
32	Comparación de los sismogramas sintéticos y observados para el sismo del 7 de julio de 1996 ($M_L = 4.3$). Los sismogramas sintéticos se obtuvieron utilizando los siguientes parámetros: acimut = 155° , echado = 70° y ángulo del vector de deslizamiento = 135° . Los sismogramas fueron filtrados a frecuencias de 0.1 y 0.5 Hz.	128
33	Comparación de los sismogramas sintéticos y observados para el sismo del 4 de abril de 1994 ($M_L = 4.1$). Los sismogramas sintéticos se obtuvieron utilizando los siguientes parámetros: acimut = 130° , echado = 85° y ángulo del vector de deslizamiento = 170° . Los sismogramas fueron filtrados a frecuencias de 0.1 y 0.5 Hz.	131
34	Comparación de los sismogramas sintéticos y observados para el sismo del 20 de marzo de 1996 ($M_L = 4.3$). Los sismogramas sintéticos se obtuvieron utilizando los siguientes parámetros: acimut = 310° , echado = 70° y ángulo del vector de deslizamiento = -10° . Los sismogramas fueron filtrados a frecuencias de 0.1 y 0.5 Hz.	132

Lista de tablas

Tabla		Página
I	Códigos de estaciones, coordenadas y correcciones de estación en amplitud.	64
II	Códigos de estaciones, coordenadas y correcciones de estación en duración y amplitud.	94
III	Eventos, estaciones de las redes de Anza (AZ) y TERRAscope (TS) y características de los registros seleccionados.	109
IV	Modelos de velocidades de la corteza para las Sierras Peninsulares de Baja California y Sur de California: Nava y Brune (1982) (NB) y sur de California (SC).	116
V	Parámetros de fuente iniciales de los sismos modelados en el presente estudio.	120
VI	Parámetros de fuente obtenidos a partir del modelado de las formas de onda.	134

Capítulo I. Introducción general

La región norte de Baja California está compuesta por dos subregiones de geología y topografía contrastante: las Sierras Peninsulares de Baja California (SPBC) y el Valle Mexicali-Imperial (VMI) (Figura 1). Las SPBC se caracterizan por rocas de tipo granítico con algunas zonas en donde existe cierto grado de metamorfismo (Gastil *et al.*, 1975). Esta subregión está formada por sierras que alcanzan una altura hasta de 2800 m sobre el nivel medio del mar (Sierra San Pedro Mártir). En contraste el VMI es una subregión caracterizada por una serie de cuencas rellenas de sedimentos de origen marino y continental. Estos sedimentos tienen espesores de 4 a 6 km y sobreyacen a un basamento cristalino (Puente y de la Peña, 1978). El VMI es una planicie en donde se encuentran sitios por debajo del nivel medio del mar. Hacia el oeste el VMI está limitado por la sierra de Cucapah-El Mayor. El único rasgo topográfico dentro de esta subregión es el volcán de Cerro Prieto (de composición riodacítica) con una altura de ~180 m sobre el nivel medio del mar. El VMI está comprendido en la provincia geológica conocida como la depresión del Salton Sea.

Debido al contraste estructural que existe entre las SPBC y el VMI se producen cambios en la amplitud, en la duración y en el contenido de frecuencias de las señales sísmicas al propagarse por ambas subregiones. Un mecanismo de

atenuación diferente entre los dos medios es una de las causas que modifican a las señales sísmicas. Una más es la influencia de la geología local en el sitio de observación. A este último factor se le conoce como *efecto de sitio*. Las diferencias observadas en los sismogramas, particularmente en la amplitud y en la duración, conducen en algunos casos a subestimar y en otros a sobrestimar la magnitud de los sismos de la región.

Además de la atenuación del medio y el efecto de sitio, otras causas que producen diferencias en las señales sísmicas son: las características de la fuente (dimensión, tipo, geometría) y la caída de esfuerzos que tiene lugar durante la ocurrencia de temblores. El lector puede consultar un análisis de estos factores para la región de estudio en los trabajos de: Thatcher (1972), Castro (1983) y Munguía-Orozco (1983), entre otros. En el presente trabajo, y con base en el modelado de registros de banda ancha, se determinó la geometría de fallamiento y el momento sísmico de cinco sismos de las SPBC ($4.1 \leq M \leq 5.3$).

A partir del análisis de sismogramas y acelerogramas registrados por redes sísmicas del norte de Baja California y del sur de California, mostradas en la Figura 1, los objetivos generales del presente trabajo son:

-
- Explicar las diferencias en amplitud y duración de las señales sísmicas registradas en función de: i) la variación de la atenuación en las dos subregiones (atribuibles a cambios en la geología regional) y ii) la influencia de la geología local en los sitios de observación.
 - Contribuir con una aplicación práctica de los resultados a la solución del problema de la cuantificación confiable del *tamaño* de los sismos que ocurren en el norte de Baja California, mediante el establecimiento de una escala de magnitud local y otra de magnitud de duración.
 - Determinar los parámetros de fuente (geometría de fallamiento y momento sísmico) de cinco sismos de magnitud intermedia ($4.1 \leq M \leq 5.3$) ocurridos en las Sierras Peninsulares de Baja California.

Los objetivos específicos de este trabajo se presentan en los capítulos y las subsecciones posteriores que componen la presente tesis.

I.1 Observaciones generales

I.1.1 Mapas de intensidad

Las discrepancias en los mapas de intensidad de dos sismos de magnitud similar, uno ocurrido en las SPBC y el otro en el VMI, dan evidencia de las diferencias existentes entre ambas subregiones. Los mapas de isosistas para los sismos de febrero de 1956 ($M_L = 6.8$, falla San Miguel [SPBC]) y de octubre de

1979 ($M_L = 6.6$, falla Imperial, próximo a la frontera México-Estados Unidos [VMI]) se muestran en la Figura 2. De esta figura se aprecia que el área que abarca la curva de intensidad VI producida por el sismo de 1956 es 30 veces más grande que la correspondiente al sismo de 1979 (Castro, 1983). Por otro lado, Wong *et al.* (1997) publicaron un mapa de isosistas para el sismo de Victoria de junio de 1980 ($M_L = 6.1$) ocurrido a 52.4 km al sur del sismo de 1979 y asociado a la falla Cerro Prieto. La curva de intensidad VI del temblor de Victoria cubre una área que es 0.7 veces el área de intensidad VI del sismo de 1979. La concordancia en las áreas de intensidad VI de ambos sismos del VMI y la divergencia entre éstas y el área de intensidad VI para el sismo ocurrido en las SPBC sugiere un mecanismo de atenuación diferente para los dos medios.

Castro (1983) realizó un estudio a detalle de los sismos de 1956 y 1979 y encontró diferencias importantes en las características de la fuente de estos sismos. Por un lado determinó que el momento sísmico y la caída de esfuerzos son mayores para el sismo de 1956 que para el sismo de 1979 y por otro que el radio de la fuente es menor. Adicionalmente, mediante el estudio de atenuación a lo largo de las trayectorias fuente - estación de 2 sismos de magnitud 4.3 y 4.4, él determinó $Q = 170$ para el VMI (mayor atenuación) y $Q = 300$ para las SPBC (menor atenuación). Estos resultados pueden contribuir a explicar las diferencias de intensidad reportadas en la Figura 2. No obstante, un estudio de la variación de las amplitudes en función de la distancia (con un número mayor de

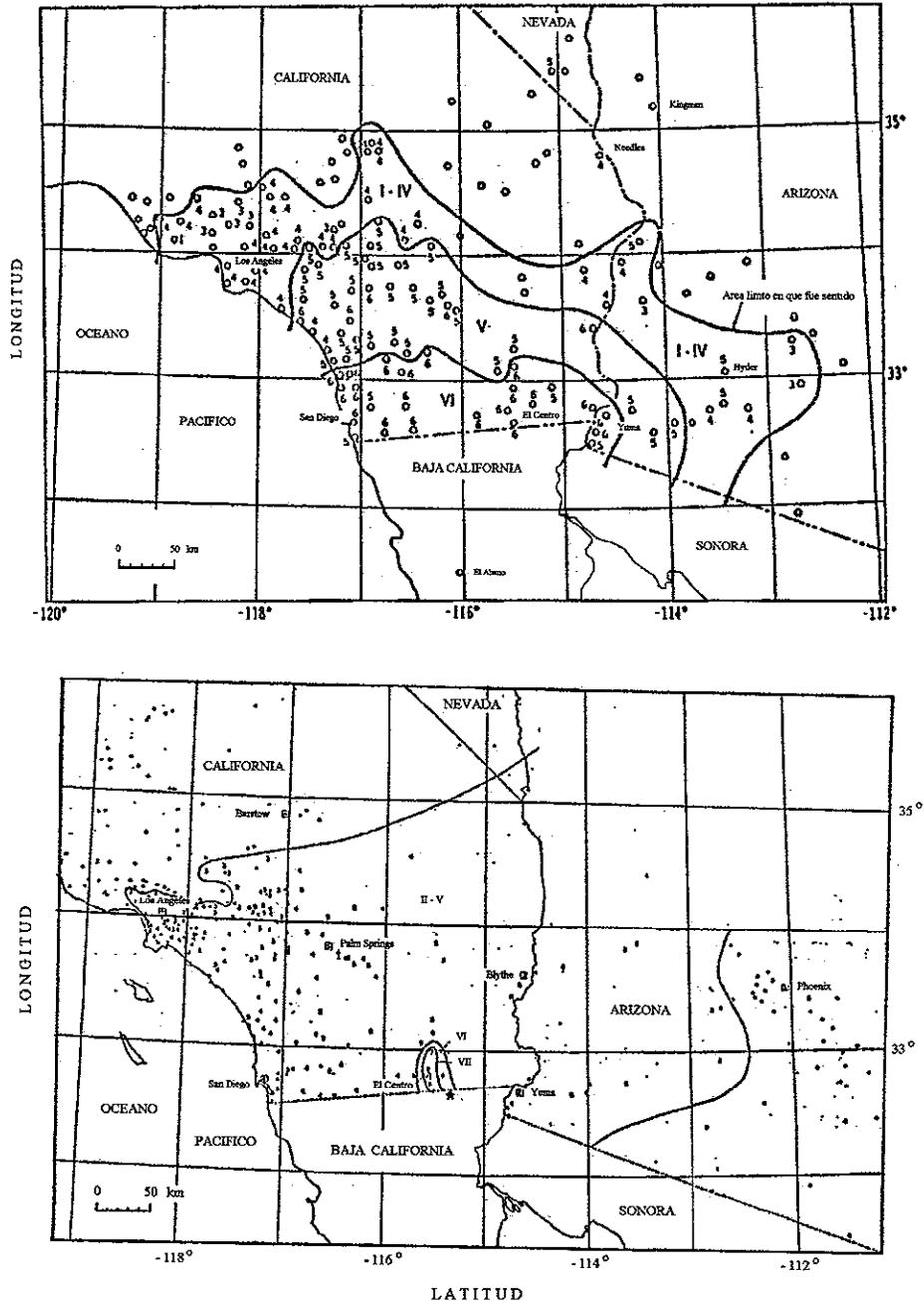


Figura 2. Mapas de isosistas de los sismos del Alamo (ocurrido el 9 de febrero de 1956, $M_L = 6.8$ [figura superior]) y de Mexicali (ocurrido el 15 de octubre de 1979, $M_L = 6.6$ [figura inferior]). Nótese la diferencia entre las áreas cubiertas por la curva de intensidad VI de cada uno de los sismos. (Figuras modificadas a partir de las publicadas por el Departamento de Comercio de los Estados Unidos).

datos y en un intervalo de distancias amplio) permitirá mejorar el conocimiento del mecanismo de atenuación en los dos medios.

I.1.2 Registros de aceleración

La actualización de la Red de Acelerógrafos del Noroeste de México (RANM), con equipos digitales de 12, 16 y 24 bits de resolución, ha permitido obtener registros de buena calidad (completos y sin saturación) en estaciones de las SPBC y del VMI. Del análisis de estos registros ha sido posible establecer diferencias significativas entre los datos de una y otra subregión. Por ejemplo, durante el periodo de 1991 a 1996 se registraron 105 sismos para los que fue posible determinar su localización epicentral. De la gráfica de magnitud de cada sismo en función de la distancia a la que fueron obtenidos los acelerogramas respectivos (Figura 3), se desprenden dos observaciones. La primera es que la mayoría de los sismos ($2 \leq M \leq 5.2$) corresponden al VMI, registrados a distancias cortas y solo en estaciones de esta subregión. La distancia máxima de registro para este caso es de 60 km. La segunda es que si bien los sismos de las SPBC son menos numerosos, la mayoría de éstos son de magnitud 4 a 5.3 y se registraron a distancias de hasta 140 km. Incluso algunos de ellos fueron registrados por estaciones de las dos subregiones (SPBC y VMI). Estas observaciones fortalecen la hipótesis de que la atenuación actúa de diferente forma en cada uno de estos dos medios.

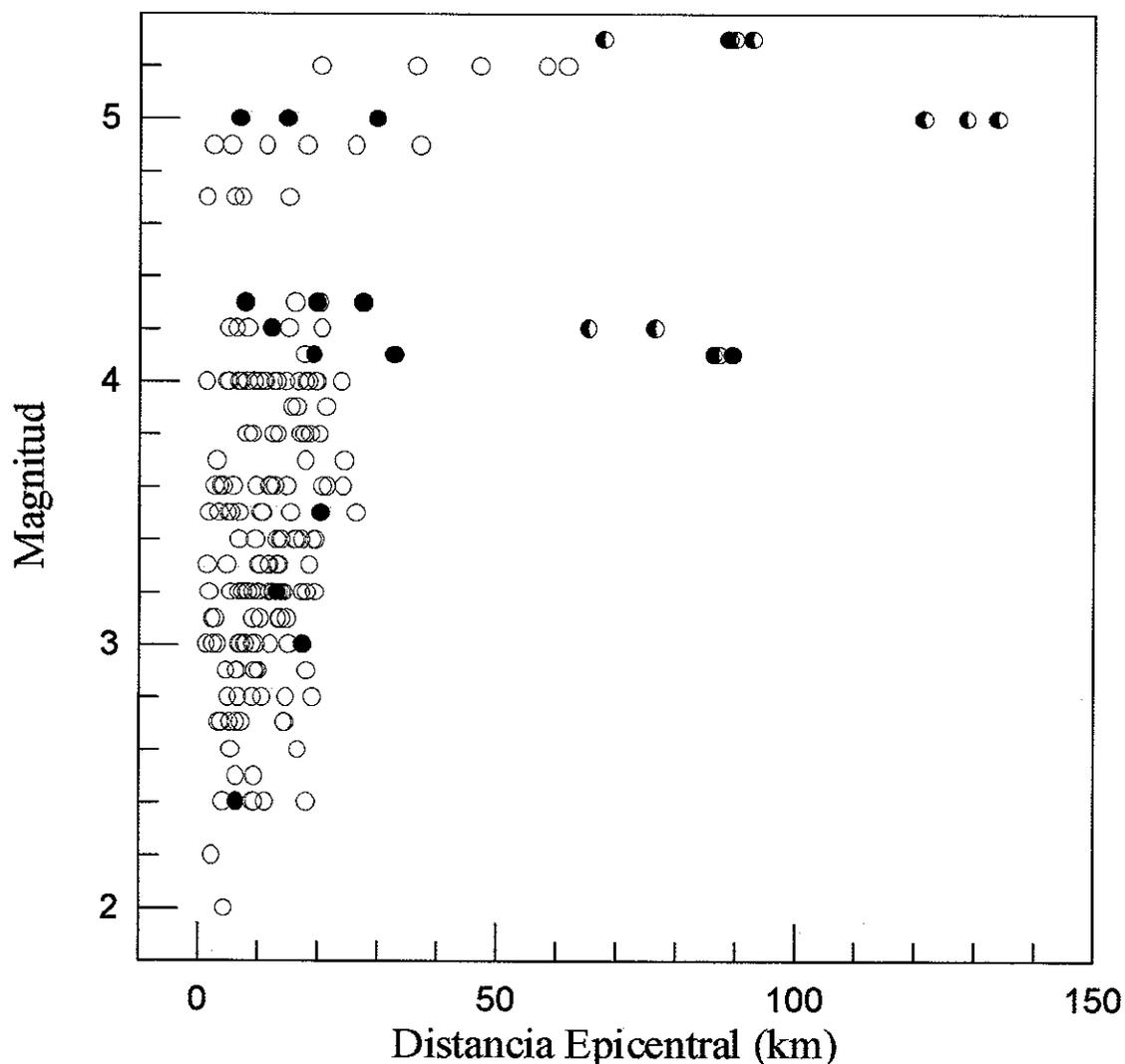


Figura 3. Gráfica de la magnitud de 105 sismos localizados en función de la distancia epicentral a la que fueron registrados por la Red de Acelerógrafos del Noroeste de México durante el periodo 1991 a 1996. Los sismos del VMI, registrados en estaciones de esta región, están representados por círculos de línea delgada. En el caso de sismos pertenecientes a las SPBC existen dos casos: cuando fueron registrados en estaciones de las SPBC (círculos en negra) y cuando fueron registrados en estaciones del VMI (círculos parcialmente en negra).

Una observación que apoya lo anterior es la variación de los valores de aceleración máxima con respecto a la distancia. En la Figura 4a se muestra este tipo de variación en la que, además, los valores observados son comparados con las amplitudes calculadas con la ecuación predictiva de Joyner y Boore (1981) para sismos de magnitud entre 4.8 y 5.4 (curvas continuas). Estas curvas se obtuvieron considerando una probabilidad de 84% de que el valor predicho exceda el valor real. Los valores observados de aceleración máxima corresponden al promedio geométrico de las dos componentes horizontales. Resalta el hecho de que es en el VMI donde han sido registrados los valores más altos de aceleración, algunos de los cuales han sobrepasado el valor de la aceleración de la gravedad ($1g = 980 \text{ cm/s}^2$), como fue el caso de $1.16 g$ registrado en la estación Volcán Cerro Prieto. El sismo que produjo este valor alto de aceleración ocurrió el 6 de febrero de 1987, a 6 km al sur del volcán Cerro Prieto, con una magnitud de 5.4 (Munguía *et al.*, 1988). El epicentro de este sismo, así como los de los cuatro sismos restantes, se muestran en el mapa superior de la Figura 4b.

Por otro lado, la Figura 4a sugiere que los valores de aceleración máxima de sismos del Valle Mexicali-Imperial se atenúan más rápidamente con la distancia que lo sugerido por la ecuación predictiva de Joyner y Boore (1981). Los datos usados para obtener esta ecuación, para sismos de magnitud menor que

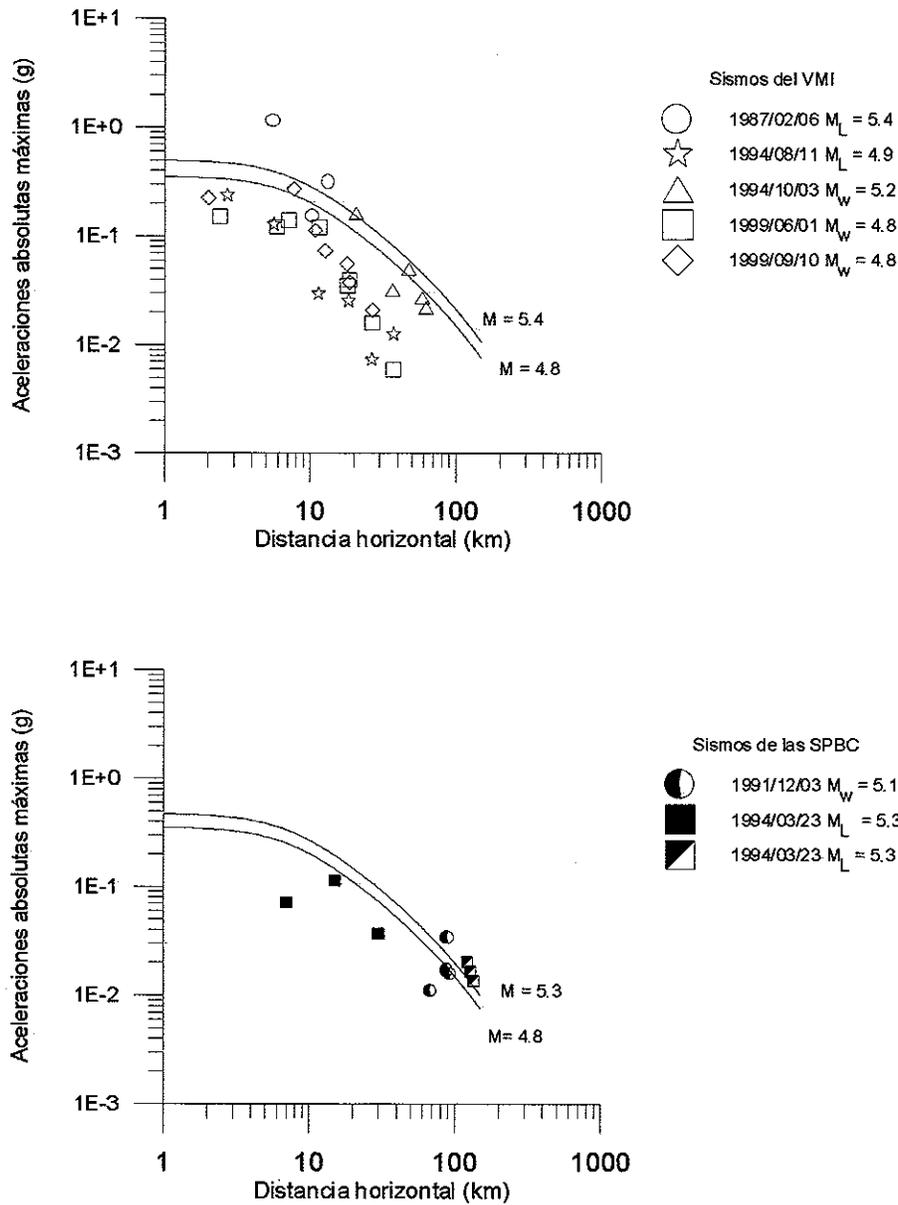


Figura 4a. Valores promedio de aceleración absoluta máxima graficados con respecto a la distancia para sismos del Valle Mexicali-Imperial (VMI) y de las Sierras Peninsulares de Baja California (SPBC). En ambas gráficas se incluye, para propósitos de comparación, la curva de atenuación obtenida con la ecuación propuesta por Joyner y Boore (1981). Para los sismos del VMI los acelerogramas fueron registrados en estaciones ubicadas sobre los sedimentos del VMI. Para sismos de las SPBC los acelerogramas se obtuvieron de estaciones de las SPBC (cuadrados en negrita) y en estaciones del ambiente sedimentario del VMI (símbolos parcialmente en negrita).

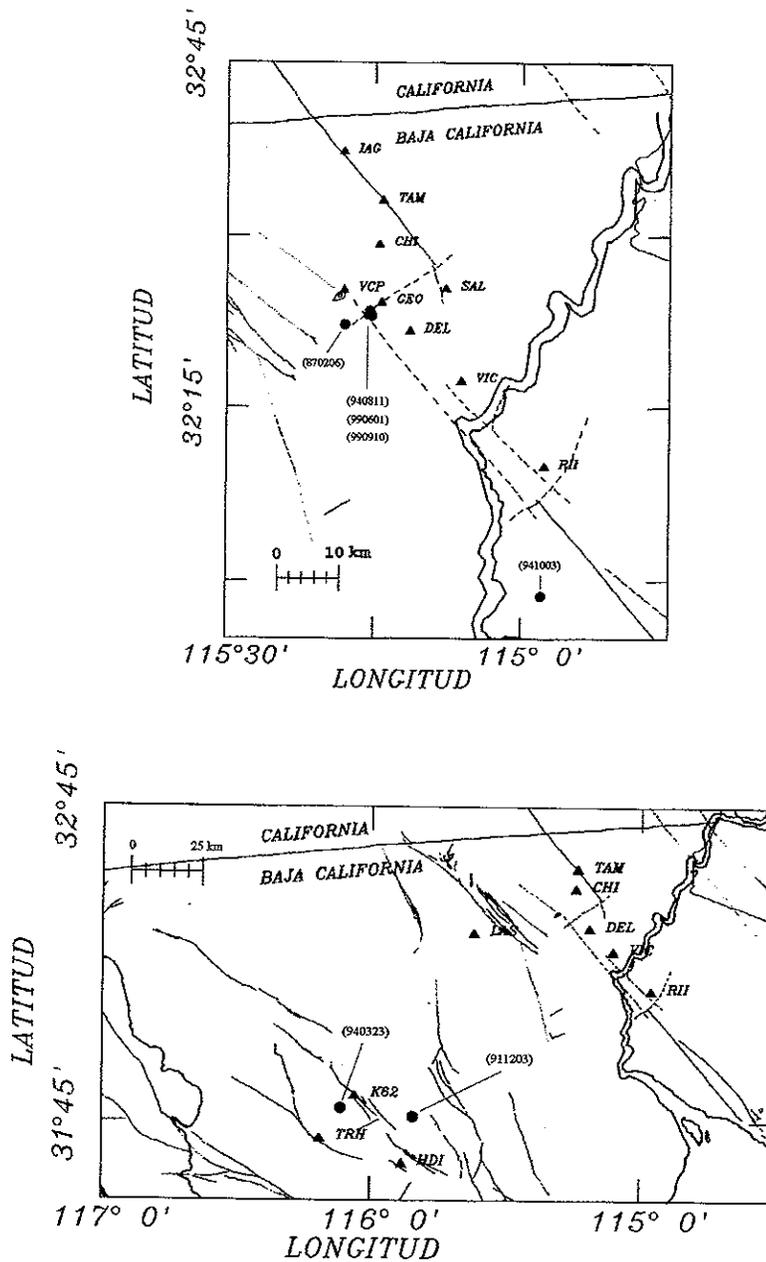


Figura 4b. Epicentros de los sismos ($4.8 \leq M \leq 5.4$) del Valle de Mexicali (figura superior) y de las Sierras Peninsulares de Baja California (figura inferior). Se muestra también la ubicación de las estaciones acelerográficas que los registraron. Las aceleraciones máximas registradas en estas estaciones son las graficadas en la Figura 4a.

6.5, fueron registrados en sitios caracterizados por suelos. Para el caso de las SPBC, a la fecha no se han registrado sismos en un intervalo de distancias lo suficientemente amplio como para establecer alguna forma para la curva de atenuación. No obstante, sobresale el hecho de que las aceleraciones máximas son altas cuando los sismos de las SPBC se registran en estaciones del ambiente sedimentario del VMI. Los epicentros de los dos sismos de las SPBC se muestran en el mapa inferior de la Figura 4b.

I.1.3 Registros de velocidad

Además de la red de acelerógrafos, en la región funciona también la Red Sísmica del Noroeste de México (RESNOM), con instrumentación digital de 12 bits de resolución. Los sismogramas producidos por esta red presentan también diferencias cuando los sismos ocurren en una u otra subregión. Tales diferencias se manifiestan desde el punto de vista de la complejidad de los sismogramas, cambios en su duración, variaciones en la amplitud y en su contenido de frecuencias. La Figura 5a muestra los sismogramas de un temblor ocurrido en las SPBC y registrado en estaciones de esta subregión y en estaciones del VMI. Estos sismogramas están ordenados por distancia epicentral. Nótese, por ejemplo, la complejidad de las formas de onda en las estaciones CPX y LMX (ubicadas en el VMI). En los sismogramas de estas estaciones es difícil apreciar el inicio del arribo de las ondas S. Los arribos posteriores a esta onda son de igual o mayor amplitud y la duración de la oscilación es mayor. Es de interés resaltar

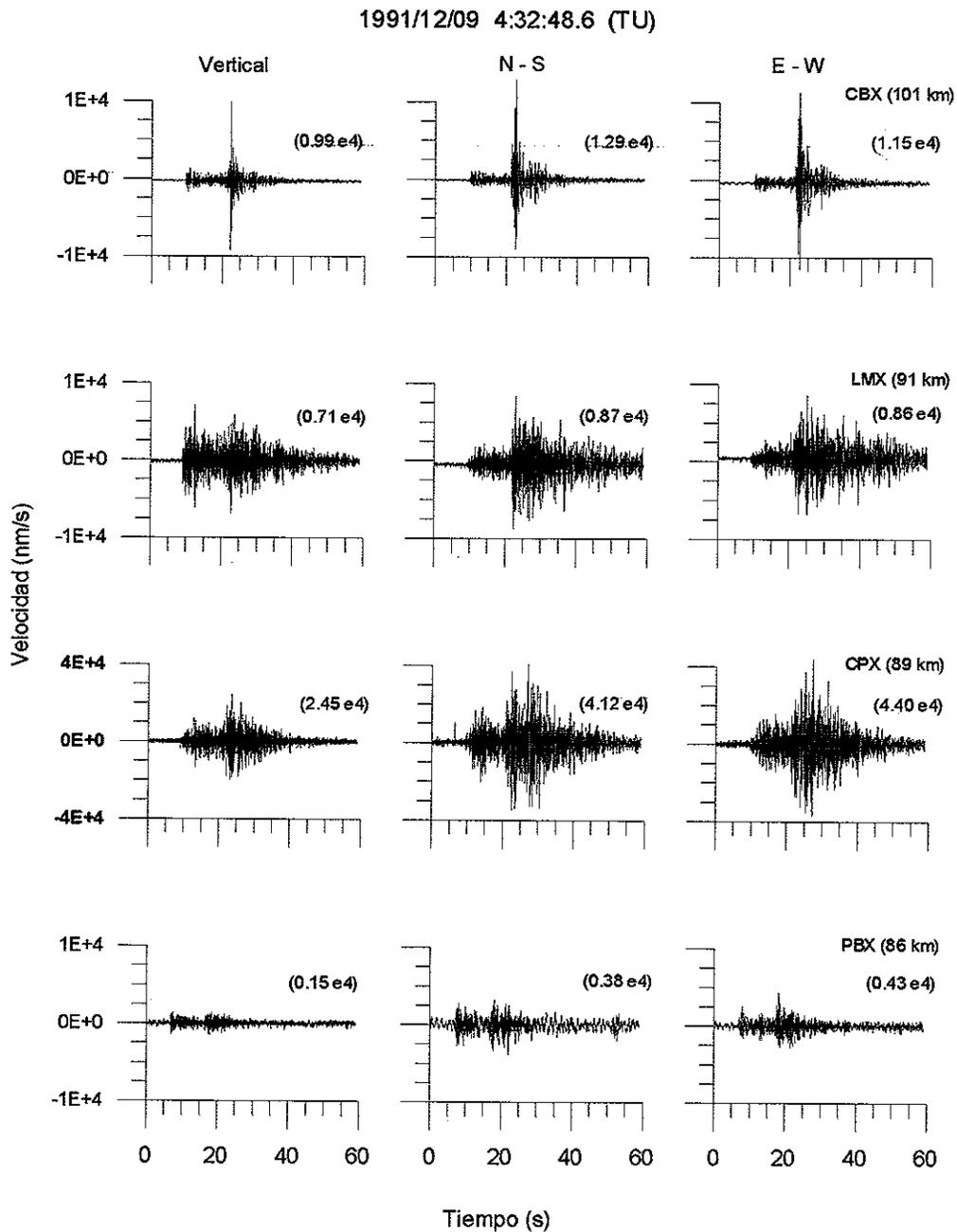


Figura 5a. Sismogramas obtenidos para un sismo de magnitud $M_L = 2.9$ ocurrido en las SPBC y registrado en estaciones de RESNOM. Los números entre paréntesis denotan los valores máximos absolutos de velocidad. Nótese por un lado los valores tan altos registrados en CPX, y por otro la mayor complejidad en los sismogramas de las estaciones del VMI (CPX y LMX) que en el resto de las estaciones.

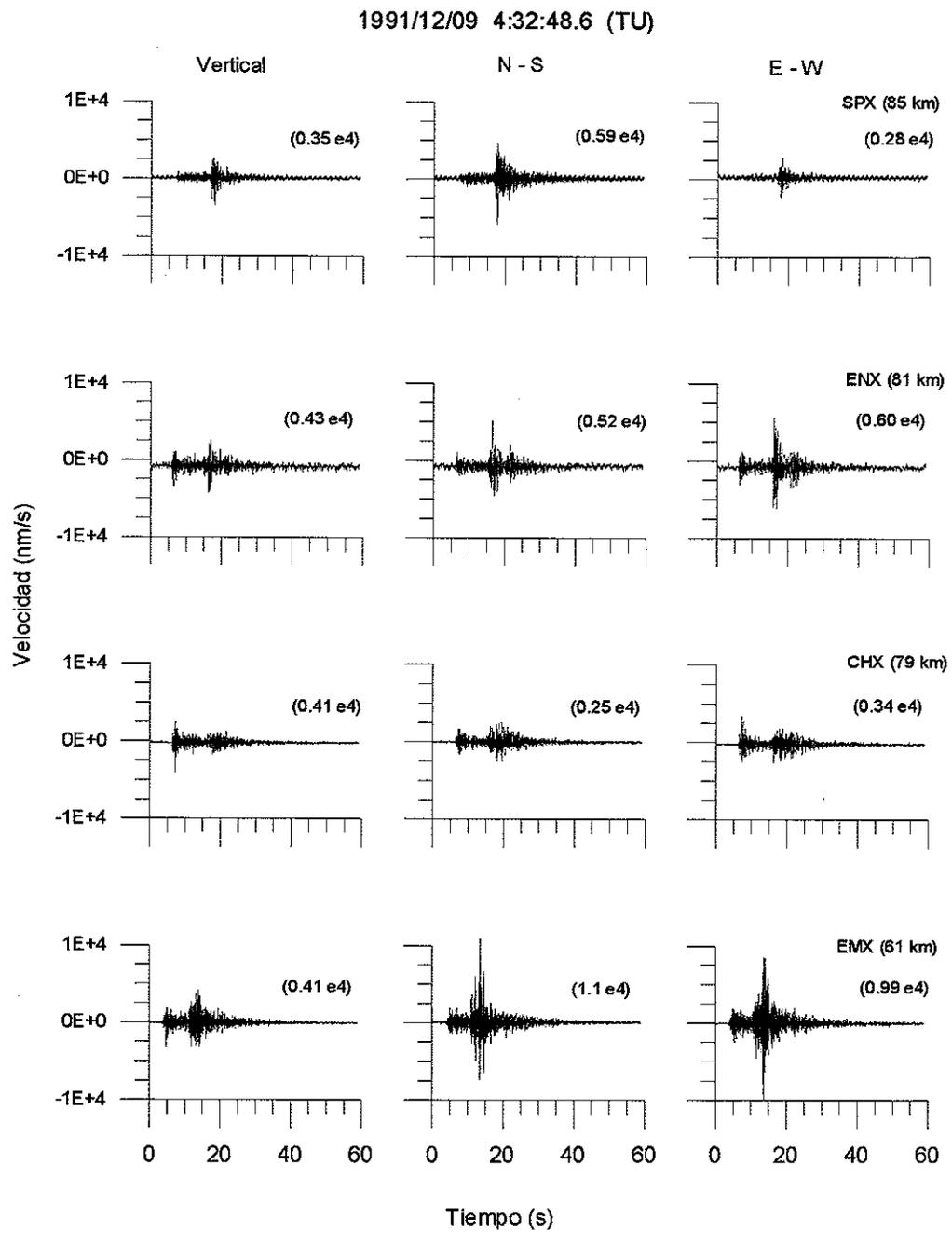


Figura 5a. Continuación.

las diferencias en amplitud en los sismogramas registrados a prácticamente igual distancia en LMX, CPX, PBX y SPX. Nótese que las amplitudes de CPX son mayores que en las otras tres estaciones, llegando a ser hasta de un factor de 10 veces mayor que las amplitudes en PBX (ubicada en las SPBC). Una discusión acerca de las amplitudes altas observadas sistemáticamente en CPX se presenta con detalle en la sección II.4.3 de la tesis.

Por otro lado, en estaciones ubicadas en las SPBC (CBX y ENX, por ejemplo) las formas de onda son más sencillas, apreciándose bien los arribos de las ondas S, los cuales son también los de mayor amplitud en estos sismogramas. En este caso la duración de los sismogramas es menor que la observada en estaciones del VMI. Los sismos del Golfo de California producen, por lo general, sismogramas complejos como los mostrados en la Figura 5b. En esta figura se aprecia que en todas las estaciones los primeros arribos son emergentes, es difícil definir el arribo de la onda S y los arribos posteriores sugieren mayor complejidad en la trayectoria fuente-estación. Debido a las distancias de registro (132 a 312 km), se observan ondas superficiales en los sismogramas de la Figura 5b.

I.2 Secuencia y presentación del trabajo

Una explicación a las observaciones mencionadas, en función de la

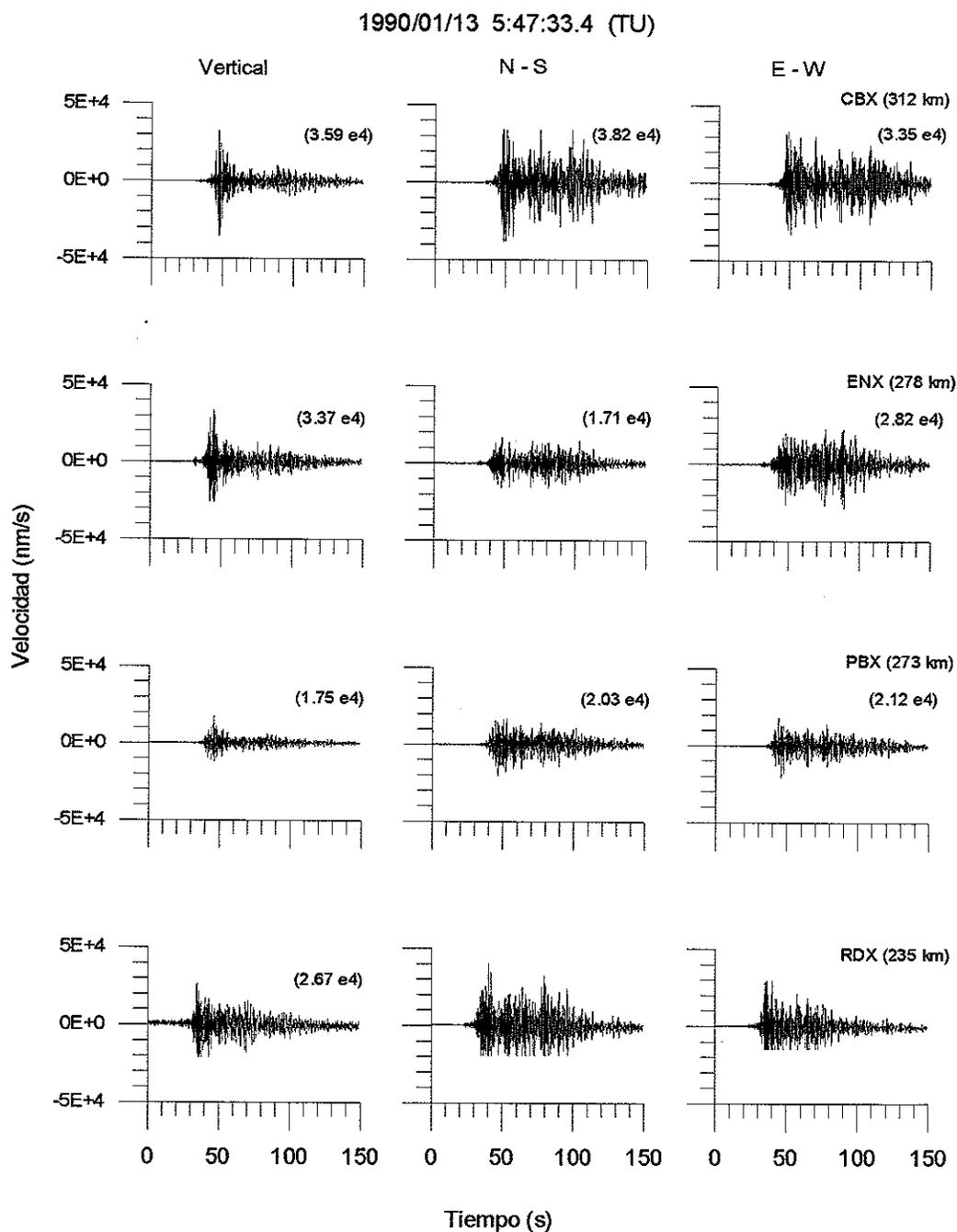


Figura 5b. Sismogramas correspondientes a un sismo del Golfo de California de magnitud $M_L = 5.0$ registrado en estaciones de RESNOM. Los números entre paréntesis denotan los valores máximos absolutos de velocidad. En este caso, los sismogramas de todas las estaciones son complejos.

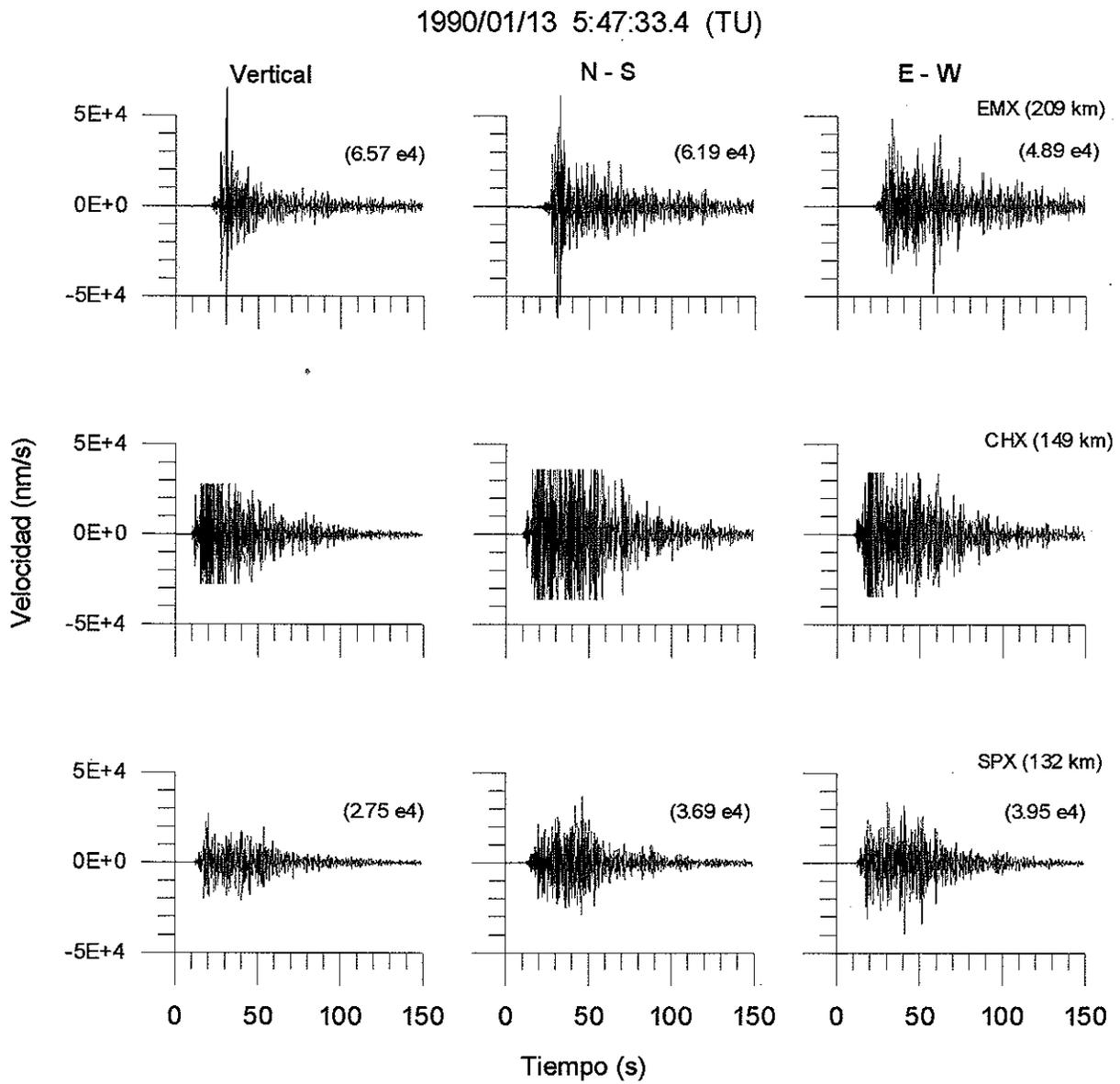


Figura 5b. Continuación.

atenuación del medio y del efecto de sitio, así como su aplicación al cálculo de la magnitud y del momento sísmico constituyen la esencia del presente trabajo. En el Capítulo II se incluye un estudio de la atenuación de las amplitudes de las ondas sísmicas con la distancia. Los resultados de este estudio son dos funciones de atenuación y correcciones de estación. Éstas últimas toman en cuenta la influencia del efecto de sitio en la variación de la amplitud de las señales. Los resultados obtenidos permiten establecer una escala de magnitud local para la región.

En el Capítulo III se utiliza la magnitud local (obtenida en el Capítulo II) como parámetro de referencia para el cálculo de coeficientes que permiten establecer una escala de magnitud de duración para la región. Esta escala incluye también correcciones que toman en cuenta las variaciones de la duración de coda asociadas a efectos de sitio. La metodología descrita en el Capítulo III complementa a la descrita en el Capítulo II y ambas conducen a una asignación confiable de magnitud a sismos del norte de Baja California.

Finalmente, en el Capítulo IV se determina el momento sísmico y la geometría de fallamiento de sismos de magnitud intermedia ($4 \leq M \leq 5.3$) ocurridos en las SPBC y que fueron previamente analizados en los Capítulos II y III. El patrón de radiación, derivado de la geometría de fallamiento, es otro de los factores que influyen en la modificación de la amplitud de las señales sísmicas. El

momento sísmico y la geometría de fallamiento se evalúan a partir de la generación de sismogramas sintéticos y su comparación con los sismogramas reales obtenidos a distancias regionales de 180 a 245 km.

Los resultados del presente trabajo pueden utilizarse en estudios de riesgo sísmico, en donde es necesario tener certeza de parámetros tales como el momento sísmico (o la magnitud), la atenuación del medio y el efecto de sitio entre otros, para la preparación de mapas predictivos de la aceleración máxima en la región.

I.3 Antecedentes y objetivos de los capítulos II y III

La necesidad de asignar magnitudes confiables a los sismos registrados en la región norte de Baja California fue la motivación del trabajo descrito en estos capítulos.

I.3.1 Magnitudes reportadas en el catálogo de sismicidad de RESNOM

El catálogo de los sismos reportados por RESNOM (durante el periodo de 1976 a 1992) es incompleto e inhomogéneo. Es incompleto porque de un total de 3783 sismos reportados, el 29% no tiene magnitud asignada (de 1976 a octubre de 1982) y el 11% tiene magnitud subestimada (de noviembre de 1982 a 1986). Las magnitudes reportadas para el 60% de los sismos restantes son las más confiables y corresponden al periodo de 1987 a 1992. La inhomogeneidad del

catálogo es debida al uso de procedimientos diferentes en la asignación de magnitudes. De noviembre de 1982 a 1986 la magnitud se calculó a partir de la duración del registro analógico en combinación con una relación empírica propuesta para el VMI por Jacobo y González (1980). Para sismos de las SPBC se utilizó una ligera variante de la relación de Jacobo y González (Vidal Villegas, 1987). Inicialmente Huerta López (1985) observó que las magnitudes reportadas por RESNOM son menores que las reportadas en los listados del California Institute of Technology/United States Geological Survey (CIT/USGS). Posteriormente Vidal Villegas (1987) determinó que las magnitudes reportadas por RESNOM durante el periodo de noviembre de 1982 a 1986 están subestimadas.

Estudios realizados por González y García (1986) y Vidal Villegas (1987) permitieron resolver parcialmente el problema de la subestimación de magnitudes. El resultado de estos estudios fue el establecimiento de dos tipos de magnitud: la magnitud de duración (M_{LD}) y la magnitud local (M_{LR}), reportadas simultáneamente para cada sismo en el período de 1987 a 1992. La primera se calcula a partir de la duración de coda medida en el sismograma en combinación con la relación empírica propuesta por González y García (1986). La segunda se determina a partir de las amplitudes máximas medidas en sismogramas Wood-Anderson equivalentes, de acuerdo al procedimiento descrito por Vidal Villegas (1987). Las Figuras 6a y 6b muestran, respectivamente, la comparación de las

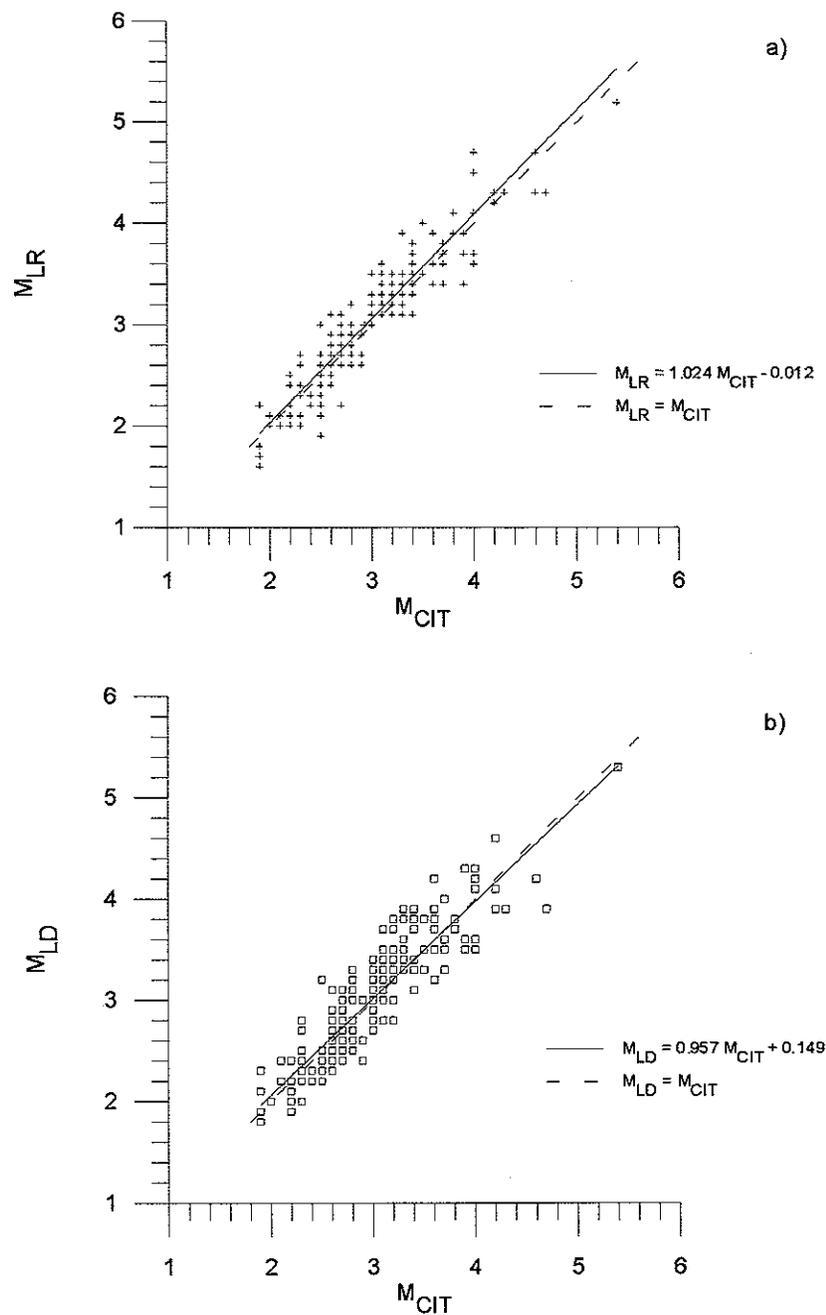


Figura 6. Gráficas comparativas entre las magnitudes reportadas en los boletines de RESNOM (M_{LR} y M_{LD}) y la magnitud reportada en los catálogos de CIT/USGS (M_{CIT}) de los sismos estudiados. En ambos casos, la línea continua representa el ajuste obtenido entre ambas magnitudes mediante cuadrados mínimos. Los coeficientes de correlación son 0.86 y 0.81 para los ajustes mostrados en a) y b) respectivamente.

magnitudes M_{LR} Y M_{LD} de sismos de la región norte de Baja California con las reportadas por CIT/USGS (M_{CIT}). En general puede decirse que existe una correlación aceptable entre estas magnitudes y las magnitudes M_{CIT} (ver las curvas de ajuste). Sin embargo la dispersión entre los puntos es grande (0.5 a 0.7 unidades). Aun cuando fue posible obtener una mejoría en la asignación de magnitudes, el problema aún no estaba resuelto. Era necesario explicar la causa de la dispersión observada en las Figuras 6a y 6b y, de ser posible, reducirla.

Por otro lado, es de notar en estas figuras que para sismos de magnitud mayor que 4.0 el número de magnitudes determinadas disminuye considerablemente. El comportamiento anterior sugiere una aparente carencia de información, esto es, inexistencia de sismos mayores que 4 durante el periodo de 1987 a 1992. Otra posibilidad es que no hubiera sido posible calcular la magnitud de sismos de esta magnitud debido a la saturación de sismogramas o la no aplicabilidad de la relación empírica existente. Encontrar una explicación a la ausencia de valores de magnitud mayores que 4.0 fue otra de las razones que motivaron el presente estudio.

A partir de octubre de 1993 se dejó de calcular la magnitud local y desde ese año al presente (noviembre del 2000) la magnitud reportada en los boletines de RESNOM es la de duración (M_{LD}), determinada a partir de los sismogramas de una sola estación, CBX.

1.3.2 Observaciones sobre la magnitud local

Los sismogramas usados por Vidal Villegas (1987) para calcular la magnitud local de sismos de las SPBC, tuvieron las siguientes características: i) fueron registrados a distancias de 40 a 180 km, ii) corresponden a sismos de magnitud comprendida entre 2 y 4 y iii) provinieron de dos a cuatro estaciones. Esto es, fue una base de datos limitada. Por otro lado, en el cálculo de la magnitud local es muy importante conocer la función de atenuación, la cual toma en cuenta la variación de las amplitudes con la distancia. A partir de la suposición de que las características geológicas de la región norte de Baja California son similares a las del sur de California, inicialmente, se consideró válida también para nuestra región la función que propuso Richter (1958) para el sur de California. Sin embargo, variaciones importantes en los valores de magnitud calculados a distancias cercanas a la fuente (< 50 km), con respecto a valores obtenidos a distancias intermedias (entre 70 a 100 km), hizo sospechar que probablemente la función de atenuación de Richter no fuera totalmente aplicable al norte de Baja California.

La existencia de información obtenida recientemente en un número mayor de estaciones y con una mejor cobertura geográfica, permitió ampliar los estudios previos y encontrar respuestas a las inconsistencias mencionadas. En esta oportunidad, tanto el intervalo de magnitudes ($2 \leq M \leq 6$) como el de distancias (10 a 450 km) son más amplios, lo cual hizo imprescindible tratar de resolver el

problema del cálculo confiable de magnitud local para sismos del norte de Baja California.

I.3.3 Observaciones sobre la magnitud de duración

Como ya ha sido mencionado, en los boletines de información sísmica que publica RESNOM sólo se reporta la magnitud de duración. Para calcular esta magnitud se usa sólo la duración medida en los registros de la estación Cerro Bola (CBX) y la relación empírica propuesta por González y García (1986) para la región de las SPBC. La magnitud de un sismo calculada a partir de la información de una sola estación es poco representativa del *tamaño* del temblor.

Actualmente funcionan once estaciones de RESNOM. De éstas, tres están ubicadas en el VMI, seis en las SPBC y dos en la costa noroeste del Golfo de California (Lat $\sim 30.9^{\circ}$ a 31.5° N). Los sismos del norte de Baja California ocurren en cualesquiera de las subregiones mencionadas (VMI o SPBC), de tal forma que las trayectorias fuente - estación pueden estar comprendidas en ambas. Por lo tanto, se deben tomar en cuenta las posibles variaciones en la señal sísmica debidas al viaje de ésta por subregiones diferentes. También es necesario considerar los cambios en la señal sísmica debidos a las condiciones locales del sitio del registro. Como un ejemplo de la importancia que tienen los factores citados, podemos mencionar que las duraciones medidas en los sismogramas de

estaciones en el VMI (para sismos de igual magnitud) son mayores que las correspondientes a sismogramas de estaciones de las SPBC.

Por tanto se hizo imprescindible, a partir de una mayor información, determinar relaciones empíricas que tomen en cuenta los efectos mencionados y permitan un cálculo confiable de la magnitud a partir de la duración del sismograma.

I.3.4 Objetivos

Los objetivos específicos para resolver el problema de magnitudes en el norte de Baja California (Capítulos II y III de la tesis) son:

- Probar la validez de la función de atenuación de Richter (1958) para el cálculo de magnitud local de sismos del norte de Baja California.
 - Determinar funciones de atenuación, una para el VMI y otra para las SPBC, en caso de que la función de atenuación de Richter no sea la apropiada.
 - Establecer correcciones de estación para tomar en cuenta las variaciones de amplitud debidas al efecto de la estructura superficial en el sitio de registro.
 - Establecer una escala de magnitud local para la región con el uso de las funciones de atenuación y las correcciones de estación que se obtengan.
 - Determinar una relación empírica entre la duración de la señal sísmica y la magnitud local para sismos del VMI y otra para sismos de las SPBC.
-

-
- Establecer correcciones de estación para tomar en cuenta las variaciones de la duración asociadas al efecto de la estructura superficial en el sitio de registro.
 - Establecer una escala de magnitud de duración con el uso de las relaciones empíricas y las correcciones de estación que se obtengan.

El cálculo de la magnitud de duración se propone como alternativa para aquellos casos en que, por el *tamaño* del sismo, los sismogramas estén saturados, haciendo imposible calcular la magnitud local. En este sentido, la metodología para el cálculo de la magnitud de duración es complementaria y de utilidad práctica para la asignación de magnitudes a sismos de la región.

I.4 Antecedentes y objetivos del Capítulo IV

En este capítulo se discute el cálculo del momento sísmico de cinco sismos de magnitud intermedia ($4.1 \leq M \leq 5.3$) ocurridos en las Sierras Peninsulares de Baja California durante el periodo de 1991 a 1996. Para este tipo de sismos, que cumplen con el requisito de tener buena cobertura acimutal, los sismogramas obtenidos en RESNOM están saturados y no fue posible trabajar con las amplitudes. Los sismos fueron también registrados (sin saturar) en estaciones de RANM y, a partir de esos registros, se calculó su magnitud local. Debido a que la mayoría de los acelerogramas son de estaciones del VMI, los valores de magnitud

local obtenidos son 0.6 a 1.2 unidades de magnitud mayores que la magnitud del evento. Los valores altos de magnitud son explicables en función de los efectos ya mencionados: sitio, trayectoria por dos medios diferentes y patrón de radiación. Debido a los valores altos de magnitud se intentó calcular el momento sísmico a partir del nivel espectral a frecuencias bajas ($< \sim 1$ Hz), suponiendo que los espectros podían ser corregidos por los efectos mencionados. No obstante, fue difícil apreciar el nivel espectral a estas frecuencias debido al número reducido de puntos espectrales y a que los registros de aceleración son de periodo corto. Por tanto, existía incertidumbre en el momento sísmico así determinado.

Para subsanar las limitantes mencionadas, existe un método alternativo que consiste en evaluar el momento sísmico mediante el cálculo del sismograma sintético respectivo y su comparación con el sismograma real. Lo anterior es posible realizarlo a partir de sismogramas sin saturar. El desarrollo de instrumentación digital de rango dinámico alto (~ 120 db) y banda ancha (0.01 a 20 Hz) ha permitido obtener registros de calidad, los cuales pueden ser modelados en diferentes intervalos de frecuencia (en nuestro caso de 0.1 a 0.5 Hz). El modelado de las formas de onda trata de reproducir lo más fielmente posible el sismograma observado (normalmente las ondas superficiales a frecuencias < 1.0 Hz) para evaluar el momento sísmico, además de otros parámetros como la profundidad y la geometría de la falla. El propósito del trabajo descrito en este capítulo consiste en determinar los parámetros mencionados mediante el

modelado de las formas de onda de los sismos referidos. Los sismogramas usados para este estudio fueron obtenidos a distancias regionales de 180 a 250 km en la red de banda ancha que funciona en Anza, California. Las trayectorias fuente - estación están comprendidas en las Sierras Peninsulares del norte de Baja California y sur de California por lo que se considera que las ondas sísmicas viajaron por la misma región tectónica.

Capítulo II. Escala de magnitud local (M_L) para el norte de Baja California

Resumen

Las funciones de atenuación propuestas para el sur de California, E. U. A., por Richter (1958) y Hutton y Boore (1987) no son totalmente aplicables para el cálculo de la magnitud local de sismos del norte de Baja California, México. Para la determinación de funciones de atenuación $\log A_0$ apropiadas para la región, se usó valores absolutos de amplitud (cero a pico) medidos en sismogramas Wood-Anderson equivalentes de 375 sismos registrados por redes sísmicas regionales del norte de Baja California. Adicionalmente a las funciones de atenuación, se determinó en forma simultánea correcciones de estación mediante un análisis de regresión múltiple. Los datos fueron agrupados de tal forma que las trayectorias fuente-estación estuvieran contenidas ya sea en la subregión granítica de las Sierras Peninsulares de Baja California (SPBC) o en la subregión sedimentaria del Valle Mexicali-Imperial (VMI). Los resultados obtenidos del análisis de regresión son:

$-\log A_0 = (1.0134 \pm 0.0288) \log(r/100) + (0.0025 \pm 0.0005) (r-100) + 3.0$ para el VMI y

$-\log A_0 = (1.1319 \pm 0.0197) \log(r/100) + (0.0017 \pm 0.0002) (r-100) + 3.0$ para las SPBC.

En ambas relaciones r representa la distancia hipocentral. Una comparación de estas funciones con las propuestas por Richter y Hutton y Boore revela que: a) existe una marcada similitud entre la función de Richter y la obtenida para el VMI a distancias de 40 a 450 km, b) la función propuesta por Hutton y Boore y la determinada para las SPBC son muy similares en todo el intervalo de distancias considerado (10 a 450 km) y c) para ambas subregiones, a distancias menores que 50 km, la función $\log A_0$ de Richter es hasta 0.5 unidades menor que las otras. En consecuencia el uso de la función de atenuación de Richter produce una subestimación de las magnitudes locales de sismos registrados a distancias cercanas a la fuente. Adicionalmente, la función de atenuación obtenida para las SPBC es menor que la propuesta por Richter por un factor de 0.29 unidades a alrededor de 400 km, lo que nos permite concluir que a tales distancias la función de Richter sobrestima la magnitud de sismos de las SPBC. Finalmente, las correcciones de estación obtenidas están comprendidas en un intervalo de -0.44 a 0.31 unidades, lo que sugiere efectos significativos debidos a las propiedades del sitio de registro.

II.1 Introducción

Richter (1958) definió la magnitud local como $M_L = \log A(\Delta) - \log A_0(\Delta)$. El primer término $\log A(\Delta)$ representa el logaritmo de la amplitud cero a pico (en mm) registrada por un sismógrafo Wood-Anderson estándar a la distancia epicentral Δ

(en km). El segundo término $-\log A_0(\Delta)$ es una función determinada empíricamente para tomar en cuenta el decaimiento de la amplitud de la señal sísmica debida a la atenuación inelástica, *scattering* y a la dispersión geométrica a lo largo de la trayectoria fuente-estación. Consecuentemente, la curva de atenuación $\log A_0$ depende de la constitución de la corteza de la región de estudio. En el cálculo rutinario de magnitud local en el Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada (CICESE) la función de atenuación $\log A_0$ de Richter, propuesta inicialmente para el sur de California, fue considerada también válida para la región norte de Baja California.

Las características tectónicas principales de las dos grandes provincias que conforman la región norte de Baja California: las Sierras Peninsulares de Baja California (SPBC) y el Valle Mexicali-Imperial (VMI), se muestran en la Figura 1 del Capítulo I. (Se vuelve a presentar esta figura por su importancia dentro del contexto del presente capítulo). Las SPBC están constituídas por rocas graníticas y en menor proporción por rocas metamórficas (Gastil *et al.*, 1975). En contraste el VMI tiene una corteza constituída, en su parte superior, por una cubierta sedimentaria de 4 a 6 km de espesor (Puente y de la Peña, 1978). Esta diferencia en la geología regional contribuye a las inconsistencias continuamente observadas en las magnitudes calculadas para sismos del norte de Baja California. Por ejemplo, las magnitudes calculadas con datos registrados

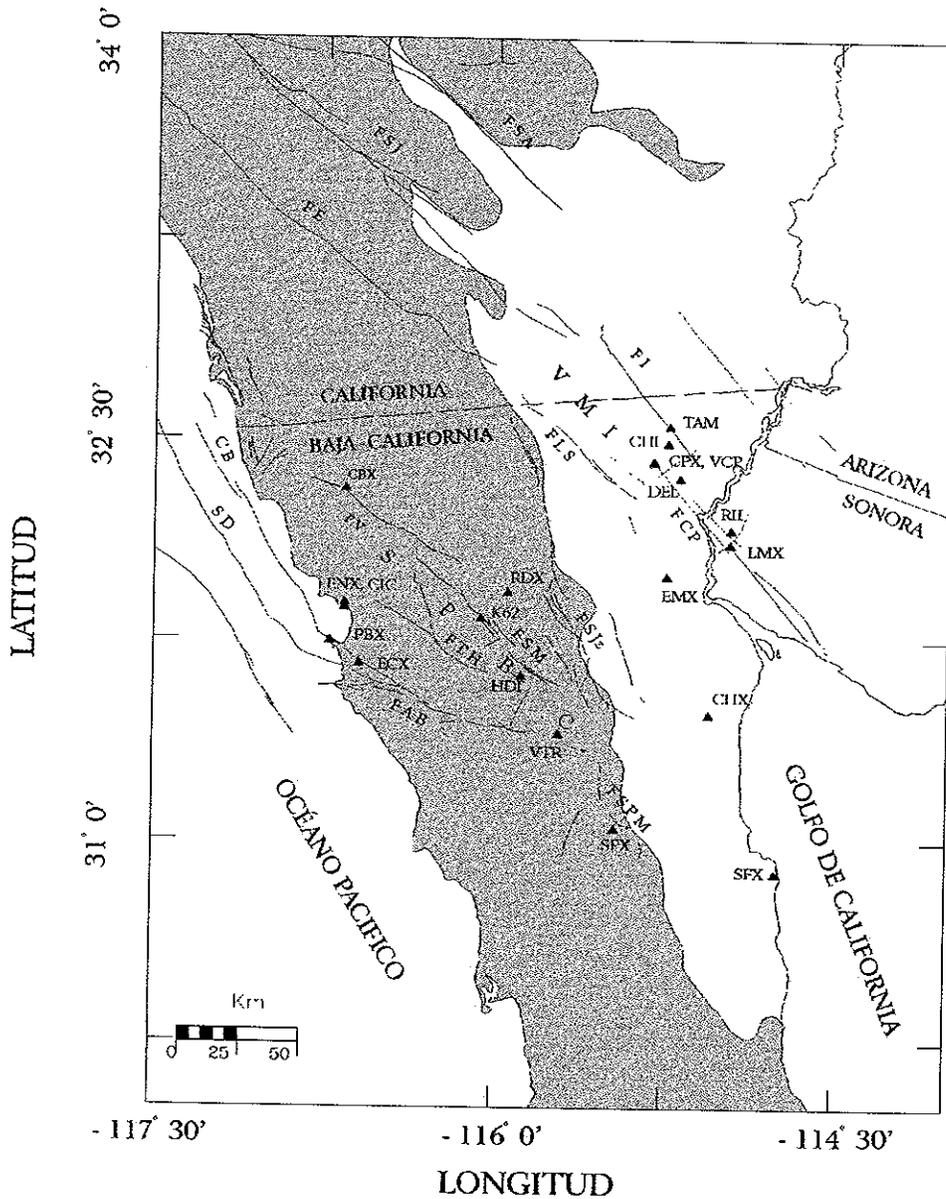


Figura 1. Fallas principales de la región norte de Baja California y sur de California. Se muestra las dos provincias de la región: las Sierras Peninsulares de Baja California (sombreado), y la región del Valle Mexicali-Imperial. Abreviaturas usadas: FSPM, falla San Pedro Mártir; FAB, falla Agua Blanca; FTH, falla tres hermanos; FSM, falla San Miguel; FSJz, falla Sierra Juárez; FCP, falla Cerro Prieto; FI, falla Imperial; FLS, falla Laguna Salada; FV, falla Vallecitos; SPBC, Sierras Peninsulares de Baja California; VMI, Valle Mexicali-Imperial; CB, falla Coronado bank; SD, falla San Diego Trough; FE, falla Elsinore; FSJ, falla San Jacinto; FSA, falla San Andrés. Los triángulos representan las estaciones de las redes sísmicas regionales que suministraron los datos para este estudio.

en roca sólida a distancias cortas (25-40 km) son, en algunos casos, hasta 0.8 unidades menores que la magnitud promedio. Sin embargo, para sismos registrados a distancias mayores que 160 km las magnitudes pueden ser hasta 0.6 unidades mayores que el valor promedio. Por otro lado, a partir de los sismogramas registrados en estaciones ubicadas en ambientes sedimentarios se obtienen magnitudes hasta de 1.4 unidades mayores que los valores promedio (independientemente de la distancia de registro). Estas observaciones sugirieron la posibilidad de que la curva de atenuación de Richter no fuera totalmente aplicable a la región norte de Baja California y que los efectos de sitio pudieran tener una influencia importante en la amplitud de las señales sísmicas.

En la literatura se pueden encontrar ejemplos de regiones en las que la función de atenuación es diferente a la de Richter. Por ejemplo, Bakun y Joyner (1984) reportaron diferencias significativas en las funciones $\log A_0$ para áreas geográficas contiguas como la parte central y el sur de California, E.U.A. Estos investigadores notaron que la función $\log A_0$ de Richter "parece ser más aplicable para la región central de California que para el sur de California". Hutton y Boore (1987) corroboraron este resultado y propusieron una función $\log A_0$ nueva, determinada principalmente del análisis de sismos del sur de California. Esta función de atenuación llega a ser hasta 0.26 unidades menor que la propuesta por Richter a distancias de 250 a 600 km y su uso produce magnitudes menores

que las obtenidas con la función de Richter. La conclusión en ambos estudios es que a distancias menores que 30 km el uso de la función de Richter produce valores de magnitud subestimados.

Un estudio enfocado a encontrar una curva de atenuación apropiada para el cálculo de la magnitud local de sismos del norte de Baja California no había sido llevado a cabo con anterioridad. Sin embargo, algunos esfuerzos se realizaron para determinar si las curvas propuestas para el sur de California (Richter, 1958 y Hutton y Boore, 1987) eran aplicables a la región norte de Baja California. Por ejemplo Munguía y Brune (1984), a partir de registros de movimientos fuertes obtenidos en el VMI a distancias de hasta 60 km, concluyeron que la función de atenuación de Richter es inapropiada para sismos registrados entre 0 y 10 km. Por otro lado, Vidal y Munguía (1991) encontraron que estas curvas son apropiadas para sismos de las SPBC ($2 \leq M_L \leq 4$) en el intervalo de distancias de entre 20 y 160 km y que ambas curvas dan esencialmente los mismos valores de magnitud.

En este estudio, las amplitudes de las señales sísmicas de temblores ocurridos en ambos lados de la frontera internacional México-Estados Unidos se usaron para resolver las inconsistencias mencionadas anteriormente y para ampliar el trabajo de Munguía y Brune (1984) y Vidal y Munguía (1991). El

conjunto de datos utilizado incluye un gran número de registros obtenidos en un intervalo de distancias amplio (10 a 450 km). En las siguientes secciones de este capítulo se revisa primero la aplicabilidad al norte de Baja California de las funciones $\log A_0$ propuestas inicialmente para el sur de California. Posteriormente se determinan las funciones $\log A_0$ y las correcciones de estación para la asignación correcta de la magnitud local a sismos de la región norte de Baja California.

II.2 Análisis de datos.

Los datos analizados en el presente estudio corresponden a sismos registrados entre 1987 y 1996 por la Red Sísmica del Noroeste de México (RESNOM) y por la Red de Acelerógrafos del Noroeste de México (RANM). RESNOM es una red de 11 estaciones sísmicas de tres componentes cada una. En esta red los sismómetros son de periodo corto (1 s) y se registra en formato digital una señal que es proporcional a la velocidad del movimiento del terreno. La razón de muestreo es de 40 muestras por segundo. Por otro lado, RANM es una red de 25 estaciones, de tres componentes cada una, diseñada para registrar los movimientos fuertes del terreno. En este caso la frecuencia natural de los diferentes acelerómetros usados es de 25, 30 y 50 Hz. La señal sísmica se digitaliza a 200 muestras por segundo en cada componente. La base del presente estudio son las series de tiempo producidas por 375 sismos registrados por estas

redes con una buena cobertura acimutal y en un intervalo amplio de magnitudes ($2.0 \leq M \leq 6.0$).

II.2.1 Distribución de epicentros.

Los epicentros de los sismos seleccionados están localizados principalmente en la región norte de Baja California (NBC), Océano Pacífico y Golfo de California (Figura 7a). Sesenta y cinco sismos de la región sur de California (SCA) fueron incluidos también en el estudio. Los sismos de este conjunto de datos se clasificaron de forma que cada trayectoria fuente-estación estuviera contenida dentro de la subregión del VMI (incluidas las correspondientes a los sismos del Golfo de California) o de las SPBC. La cobertura geográfica de las trayectorias epicentro-estación para las Sierras Peninsulares del norte de Baja California - sur de California y del Valle Mexicali-Imperial y Golfo de California, es mostrada en las Figuras 7b y 7c, respectivamente. En el caso de los sismos del SCA los hipocentros fueron obtenidos de catálogos publicados por el California Institute of Technology (CIT), mientras que los hipocentros de sismos del norte de Baja California se obtuvieron de boletines de RESNOM. De los sismos del SCA, 32 son réplicas bien localizadas de los sismos de Landers ocurridos en 1992; los epicentros del resto de los sismos están distribuidos a lo largo de los extremos sur de las fallas San Jacinto y Elsinore. Los 72 sismos del NBC tuvieron que ser

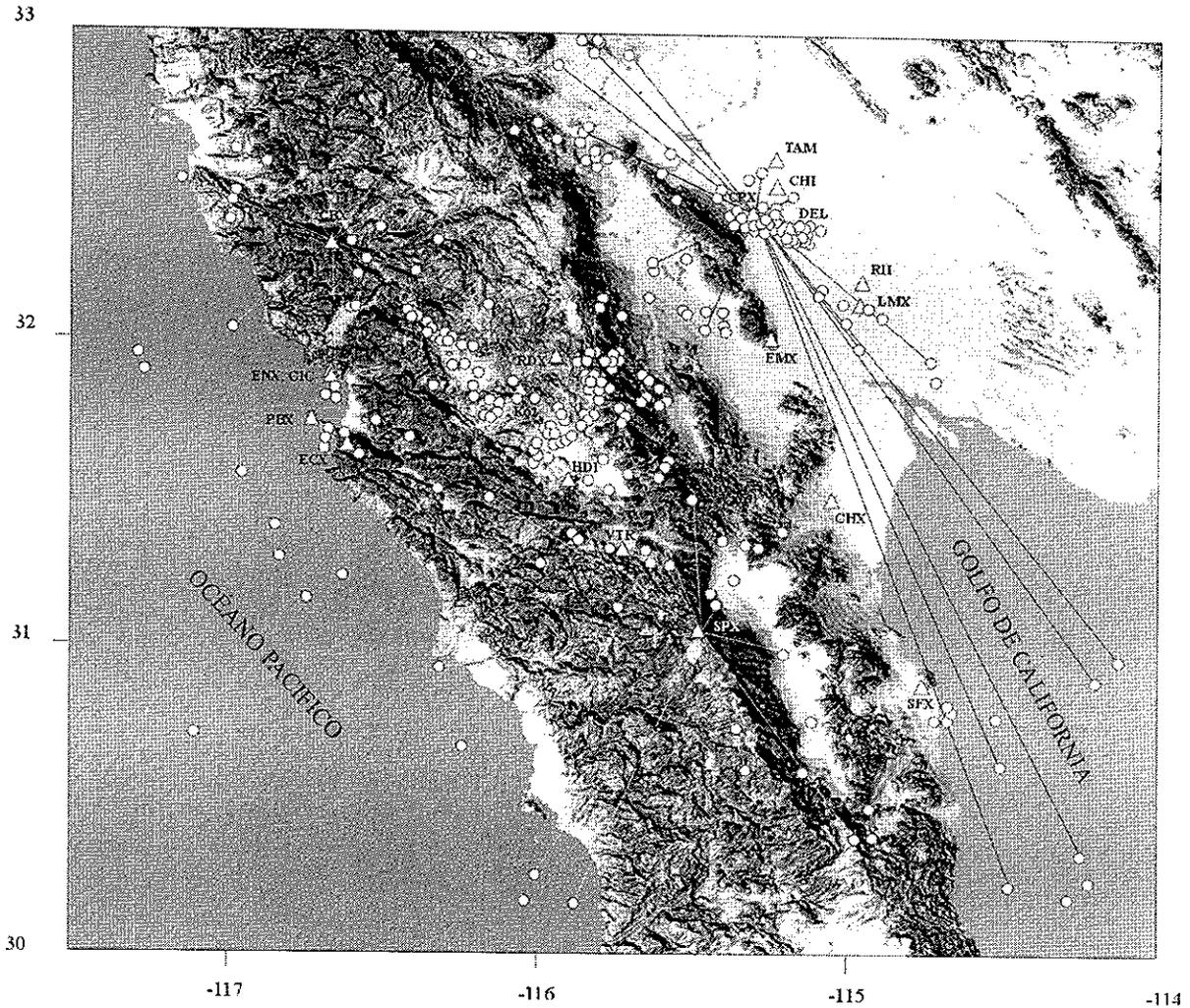


Figura 7a. Mapa que muestra la topografía de la región norte de Baja California y los epicentros de los sismos usados en el presente estudio. Las líneas negras y blancas representan algunas trayectorias epicentro-estación a lo largo de las subregiones del VMI y las SPBC, respectivamente.

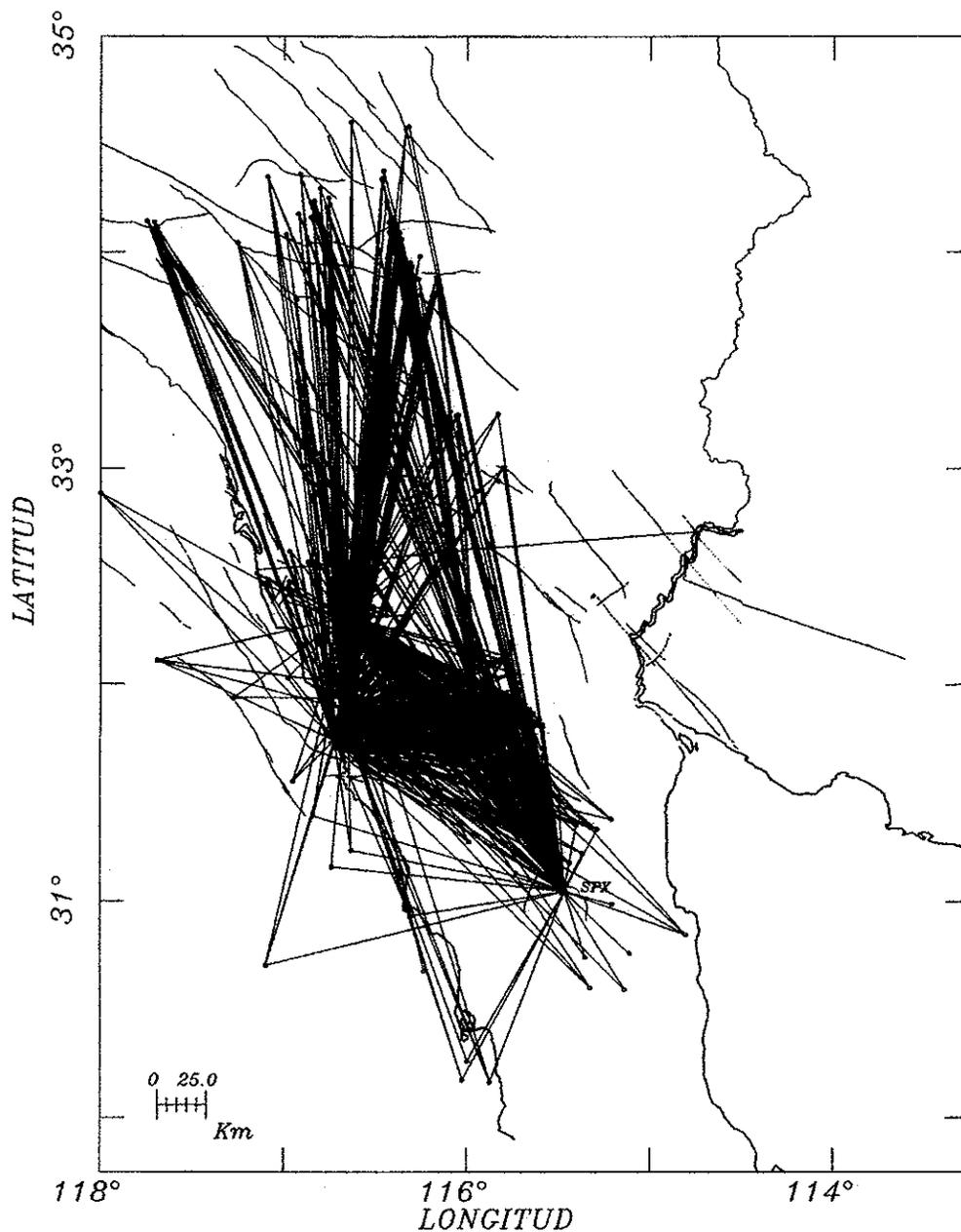


Figura 7b. Mapa que muestra la cobertura geográfica de todas las trayectorias epicentro-estación en la región de las Sierras Peninsulares del norte de Baja California - sur de California.

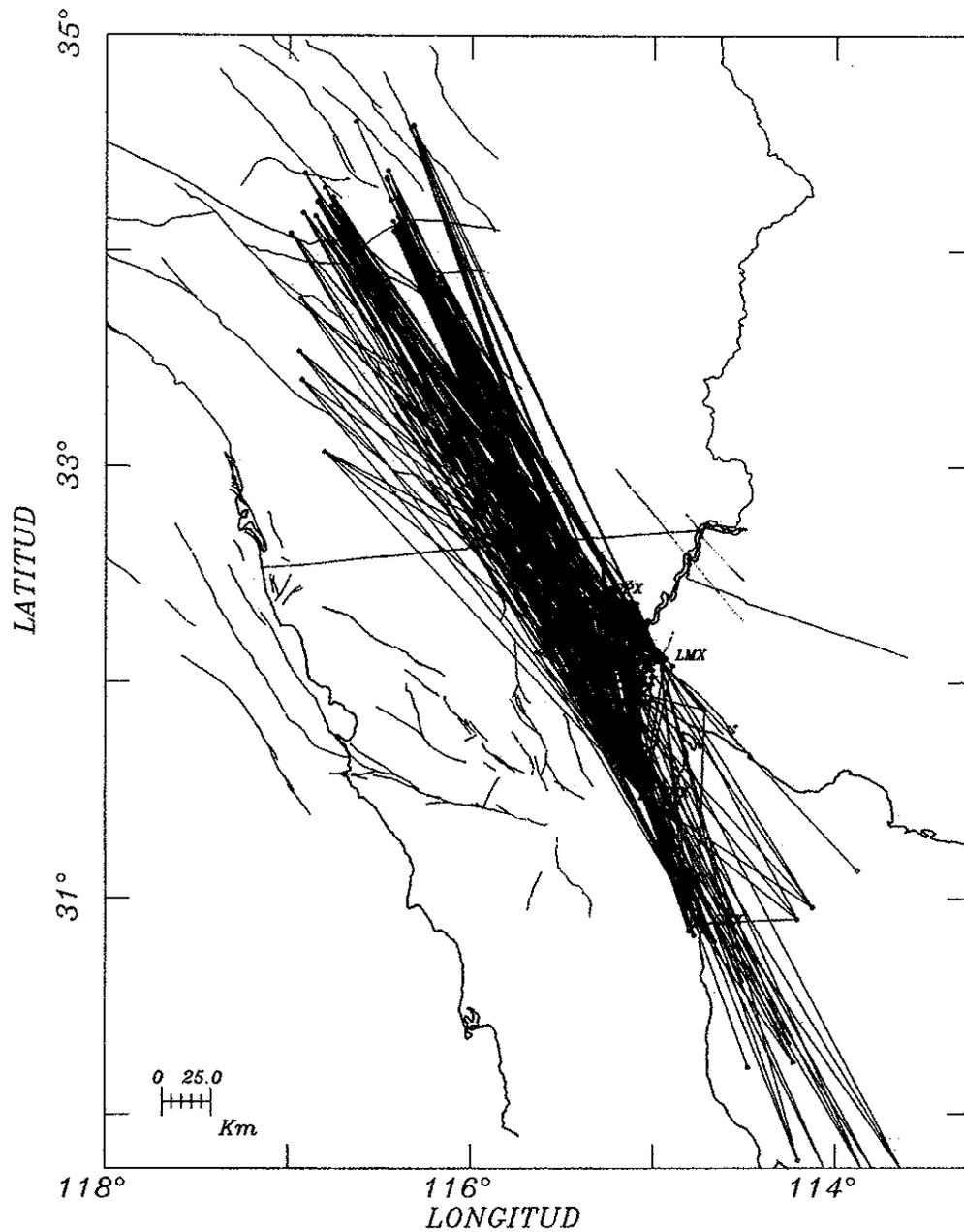


Figura 7c. Mapa que muestra la cobertura geográfica de todas las trayectorias epicentro-estación en la región del Valle Mexicali - Imperial, sur de California (provincia del Salton Sea) y Golfo de California.

relocalizados para tener mayor certeza en la profundidad focal. Para este propósito, para el VMI se usó una versión simplificada del modelo de velocidad de McMechan y Mooney (1980) y para las SPBC el modelo de velocidad de Nava y Brune (1982). Estos modelos de velocidad (en conjunto con los tiempos de arribo leídos de registros de RESNOM, RANM y de estaciones temporales que operaron en la región) fueron usados con el programa de localización HYPO71 de Lee y Lahr (1975). Los sismos del VMI (99) se localizaron principalmente cerca del extremo norte y a lo largo de la falla Cerro Prieto, y entre ésta y la falla Sierra Juárez. Los sismos de las SPBC (176) ocurrieron en diversas zonas de esta subregión (Figura 7). Las profundidades de los eventos relocalizados estuvieron comprendidas en un intervalo de prácticamente 0 a 12 km, con algunos de ellos ubicados a profundidades de alrededor de 20 km. Adicionalmente, se incluyeron 18 sismos localizados en la porción norte del Golfo de California y 17 localizados frente a las costas del norte de Baja California.

II.2.2 Características de los sismogramas.

Los sismos seleccionados para su estudio fueron registrados en formato digital en siete estaciones en promedio. Registros saturados o sismogramas con picos o señales sospechosas debidas probablemente a un funcionamiento inapropiado de los instrumentos fueron eliminados. Se observó que las

amplitudes son sistemáticamente grandes en registros de estaciones del VMI comparadas con las correspondientes amplitudes registradas en las estaciones de las SPBC a distancias epicentrales similares. Por ejemplo, la Figura 8 muestra los acelerogramas registrados en las estaciones CIC y RII situadas en las SPBC y el VMI, respectivamente, para un sismo de magnitud 4.3 con epicentro en las SPBC. A pesar de que la distancia epicentral a estas estaciones es aproximadamente la misma (90 km), se observa una diferencia significativa entre las amplitudes horizontales. Las amplitudes máximas registradas en RII, estación sobre sedimentos, son 12 a 18 veces mayores que las amplitudes máximas registradas en CIC, estación sobre roca sólida. Para determinar si estas diferencias son debidas al patrón de radiación, a un efecto de amplificación de los sedimentos o a una combinación de ambos, se determinó el mecanismo focal de este sismo en particular. En la Figura 8 se muestra también la solución del plano de falla determinada a partir de la polaridad de la onda P registrada en cada estación. El resultado obtenido corresponde a un mecanismo de falla normal con una componente de movimiento de rumbo. Se observa que las estaciones RII y CIC están ubicadas muy cerca de los planos nodales para las ondas P y S respectivamente. En consecuencia, la amplitud de la onda P registrada en la componente vertical de RII debería ser menor que la amplitud correspondiente en CIC. Sin embargo, la amplitud máxima medida en la componente vertical de RII es 2.3 veces mayor que la medida en CIC. Por otro lado, la solución del

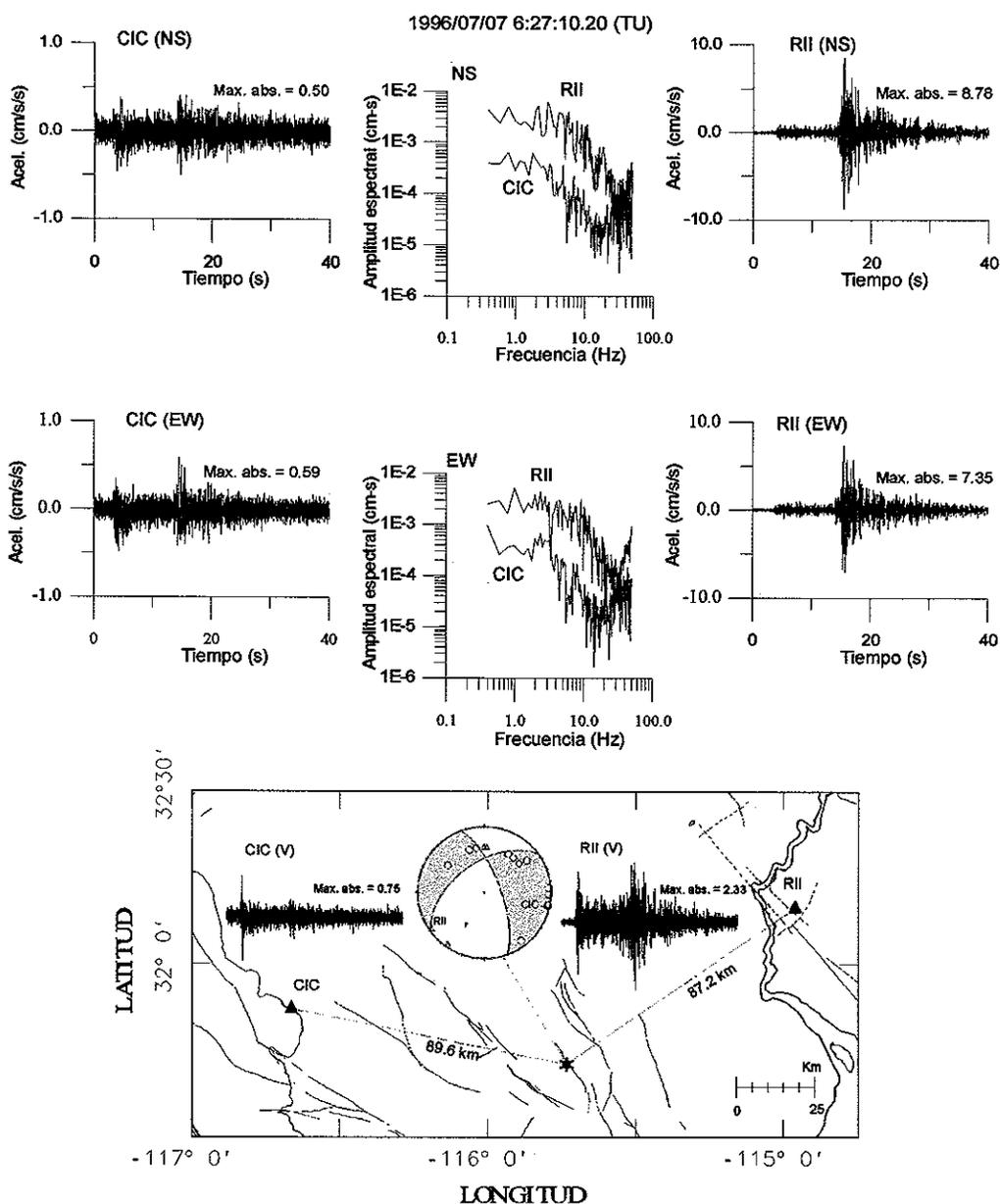


Figura 8. Acelerogramas sin corregir de un sismo de magnitud 4.3 ocurrido en las SPBC y registrado en las estaciones CIC (ubicada en las SPBC) y RII (ubicada en el VMI). Se incluye la solución del mecanismo focal obtenido mediante la polaridad de los primeros movimientos de ondas P. A pesar de que el sismo se registró casi equidistante a las dos estaciones, las amplitudes horizontales registradas en CIC son 12 a 18 veces menores que las registradas en RII. Los espectros de desplazamiento, corregidos por atenuación y por efecto de instrumento, calculados a partir de las componentes horizontales, muestran amplitudes que difieren por un factor cercano a 10 para frecuencias que van de 0.4 a 20 Hz.

mecanismo focal sugiere que las amplitudes de la onda S en RII deben ser mayores que en CIC como en realidad ocurre. Estas observaciones en su conjunto sugieren que la notoria diferencia entre las amplitudes del movimiento en RII y CIC se deben a un efecto combinado del patrón de radiación y de la amplificación producida por la cubierta sedimentaria del Valle de Mexicali. Como consecuencia de las diferencias entre las amplitudes, la magnitud de Richter es mayor en RII (5.4) que en CIC (4.3). En el dominio de la frecuencia las diferencias observadas son aún más contrastantes mostrándose claramente en los espectros de desplazamiento de la onda S (ver Figura 8). Estos espectros, corregidos por efecto de instrumento y factor de atenuación $Q=500$, muestran una diferencia de alrededor de un orden de magnitud en amplitud a frecuencias de entre 0.4 y 20 Hz. Las amplitudes sísmicas, usualmente grandes en estaciones del VMI, evidencian el importante efecto de amplificación producido por la cubierta sedimentaria del Valle Mexicali-Imperial.

II.2.3 Magnitud local.

La magnitud local se calculó a partir de las componentes horizontales de registros de velocidad y de aceleración corregidos por efecto de instrumento para obtener la aceleración real del terreno. A continuación se efectuó la convolución de la aceleración con la respuesta al impulso de un sismógrafo Wood-Anderson estándar (W-A, magnificación 2800, amortiguamiento 0.8 y periodo natural de

0.8 s) para obtener un sismograma W-A equivalente. Las amplitudes máximas (cero a pico) usadas para calcular la magnitud de Richter (1958), permitieron obtener un conjunto homogéneo de valores de magnitud. La Figura 9 muestra una comparación entre las magnitudes locales (M_{LR}) obtenidas en este estudio y las magnitudes reportadas en los listados del CIT/USGS (M_{CIT}). De esta figura es notorio que las magnitudes calculadas (mayores que 2.6) están arriba de la línea recta que representa la igualdad entre las dos magnitudes. Esta sobrestimación de las magnitudes M_{LR} se atribuye al efecto de sitio, que puede influir de manera importante en las amplitudes del desplazamiento del terreno en cada estación, y a una función de atenuación diferente a la propuesta por Richter. Otros dos factores, quizá menos importantes, pueden influir en la sobrestimación. Uno de ellos es la posibilidad de que no todas las magnitudes reportadas en los boletines de CIT/USGS sean valores de magnitud local. El otro es que la magnificación del sismógrafo W-A sea 2080 (Urhammer y Collins, 1990) en lugar de 2800 como inicialmente se consideró. En las siguientes secciones de este capítulo se considerarán estos aspectos con mayor detalle.

II.2.4 Residuales de magnitud.

Debido al efecto de sobrestimación mostrado en la Figura 9, fue necesario examinar la influencia de cada estimación individual sobre la magnitud del evento. Con este propósito se decidió calcular tres tipos de residuales de

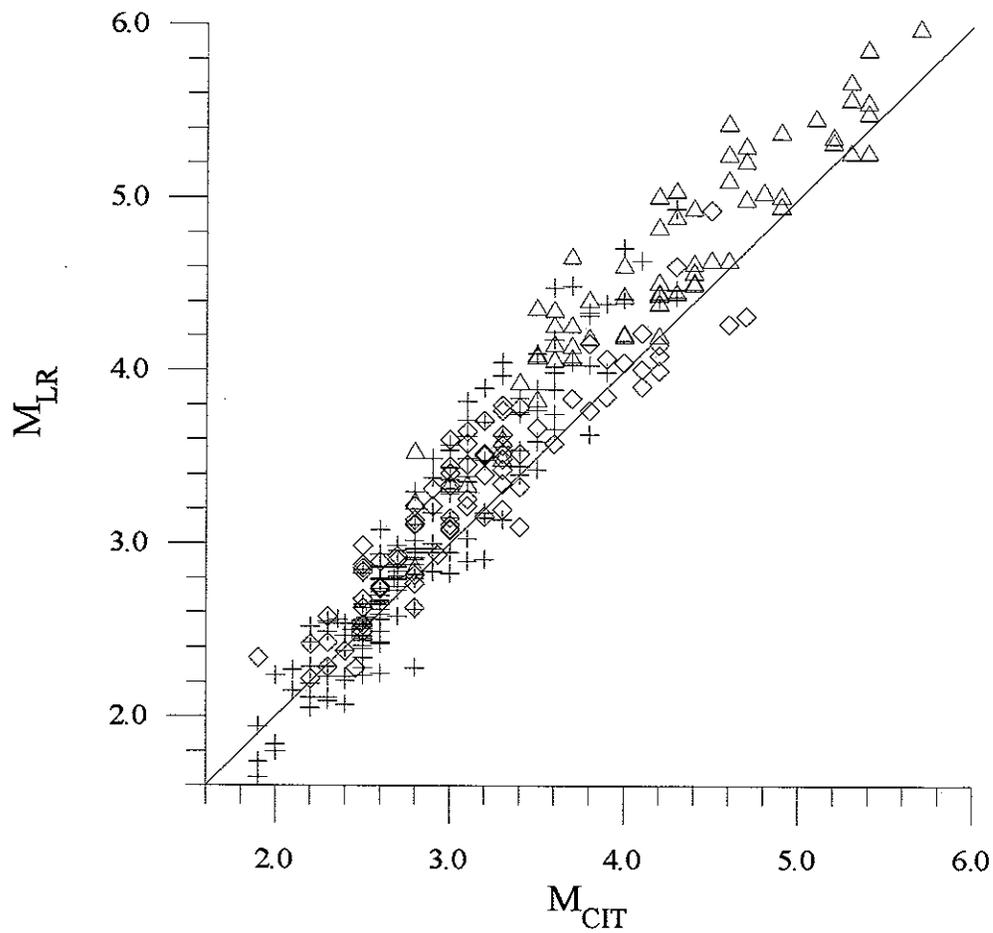


Figura 9. Gráfica comparativa entre las magnitudes locales M_{LR} calculadas y la magnitud reportada en los catálogos de CIT/USGS (M_{CIT}) de los sismos estudiados. La línea recta representa la igualdad entre ambas magnitudes. Los símbolos representan la región de ocurrencia de los temblores de acuerdo a lo siguiente: las cruces, las Sierras Peninsulares de Baja California; los rombos, el Valle Mexicali-Imperial y el Golfo de California; los triángulos, el sur de California.

magnitud y graficarlos en función de la distancia. Las Figuras 10 y 11 muestran resultados típicos para estaciones del VMI y de las SPBC. El primer tipo de residuales (definido como la diferencia entre la magnitud M_{CIT} y la estimación individual de magnitud M_{LRs}) se muestra en las Figuras 10a y 11a. Los residuales presentan una tendencia sistemática de valores positivos a negativos conforme se incrementa la distancia. Esta tendencia sugiere la posibilidad de que la aplicación de la función de atenuación de Richter pudiera no ser válida para la región norte de Baja California. Este aspecto será examinado con detalle en los siguientes párrafos. Por ahora, es de interés resaltar la dispersión tan grande de los residuales en cualquier estación, con valores que son hasta de 1.2 unidades (ver residuales de LMX, por ejemplo).

En las gráficas de residuales ($M_{CIT} - M_{LRs}$) se partió de la suposición de que todas las magnitudes de CIT/USGS son del mismo tipo (magnitud local). Sin embargo, es conocido que las magnitudes asignadas a eventos pequeños ($M < 3.0$) pueden ser magnitudes de coda o *helicorder* (Johnson, 1979; Given et al., 1987). Para evitar usar magnitudes de diferente tipo, se optó por utilizar el promedio (M_{Lav}) de nuestras estimaciones individuales de magnitud en lugar de las magnitudes M_{CIT} y calcular los respectivos residuales (Figuras 10b y 11b). Aun cuando, en general, este tipo de gráficas de residuales muestra menos

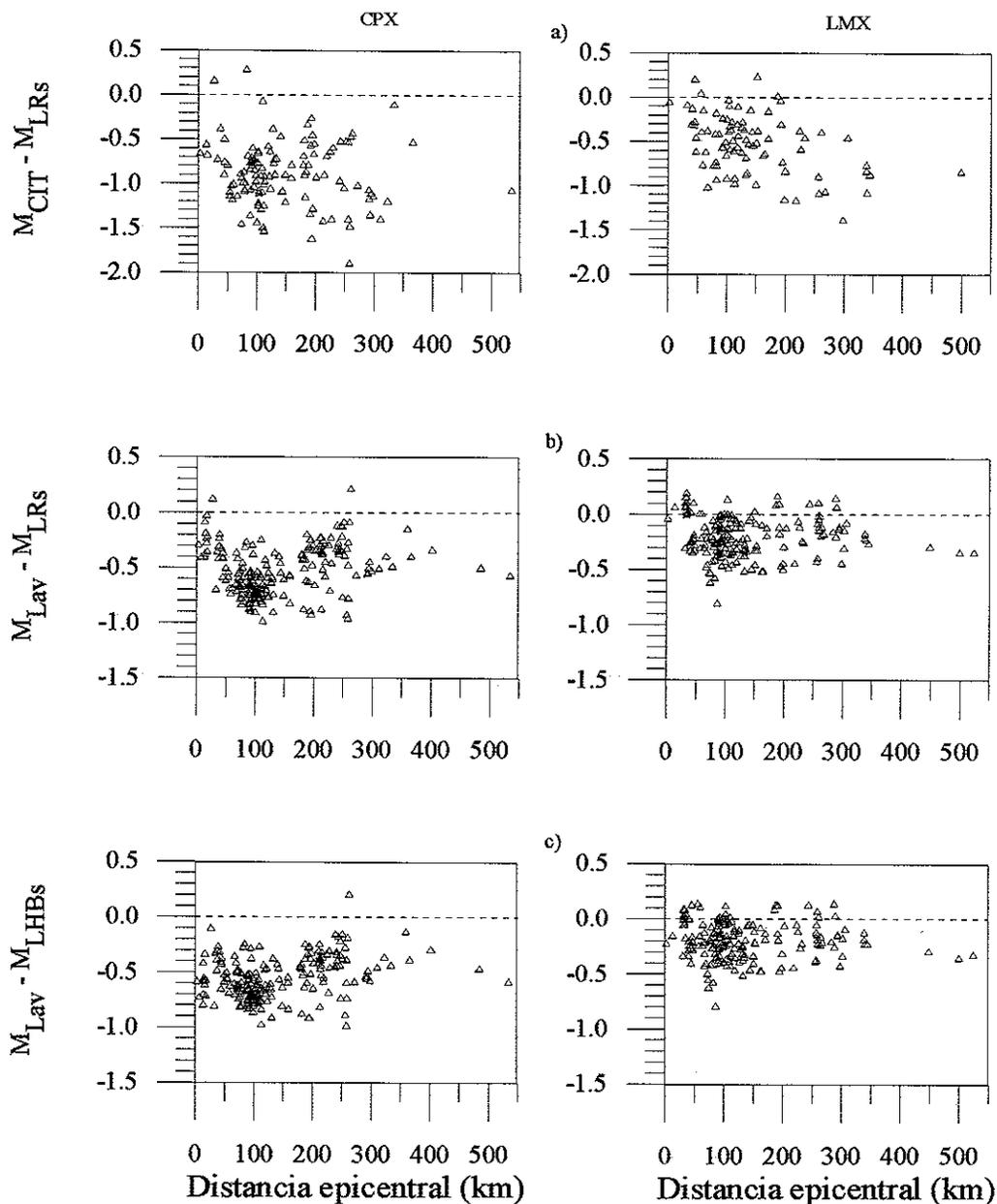


Figura 10. Gráficas de residuales de magnitud en función de la distancia para estaciones situadas en el Valle de Mexicali. En (a) M_{CIT} es la magnitud reportada en los listados de CIT/USGS. En (b), M_{Lav} es la magnitud de cada evento, obtenida mediante el promedio de los valores individuales M_{LRs} de cada estación. Estos valores se determinaron con el uso de la curva de atenuación de Richter. En (c), M_{Lav} es la magnitud de cada evento obtenida al promediar los valores individuales M_{LHBS} de cada estación. En este caso se usó la curva de atenuación de Hutton y Boore.

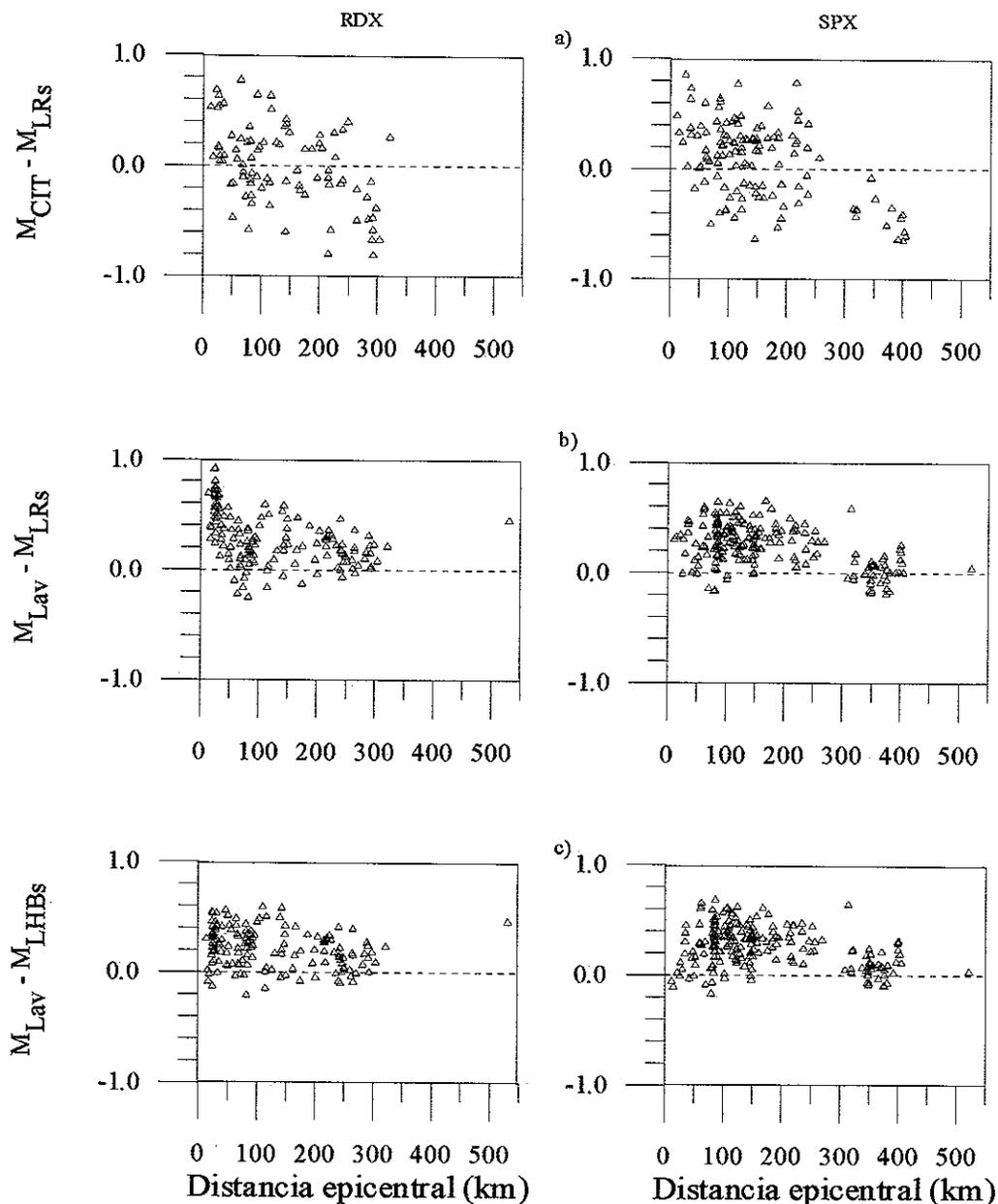


Figura 11. Gráficas de residuales de magnitud en función de la distancia para estaciones situadas en las Sierras Peninsulares de Baja California. En (a) M_{CIT} es la magnitud reportada en los listados de CIT/USGS. En (b), M_{Lav} es la magnitud de cada evento, obtenida mediante el promedio de los valores individuales M_{LRs} de cada estación. Estos valores se determinaron con el uso de la curva de atenuación de Richter. En (c), M_{Lav} es la magnitud de cada evento obtenida al promediar los valores individuales M_{LHBs} de cada estación. En este caso se usó la curva de atenuación de Hutton y Boore.

dispersión que las gráficas previas, a distancias cortas se observa todavía una dispersión grande, con valores que llegan a alcanzar una unidad de magnitud. El efecto de la disminución de los residuales de magnitud conforme aumenta la distancia, se conserva en estas gráficas. Las observaciones mencionadas evidencian que la función de atenuación de Richter muestra una tendencia a subestimar, en la mayoría de los casos, el tamaño de los temblores a distancias cortas de la fuente.

Para el tercer conjunto de residuales de magnitud, primero se calculó la magnitud local mediante el uso de la función de atenuación $\log A_0$ de Hutton y Boore (1987). A continuación los residuales de magnitud fueron calculados y graficados con respecto a la distancia (Figuras 10c y 11c). Aunque se observa una ligera reducción en los residuales de todas las estaciones, las características observadas en las gráficas previas aún persisten. Las estaciones que muestran una mejoría en los residuales a distancias menores que 50 km (por ejemplo CPX) sugieren que en este intervalo de distancias la función de atenuación $\log A_0$ de Hutton y Boore es más apropiada que la función de Richter.

II.2.5 Efectos de sitio.

En las Figuras 10b y 10c la mayoría de los residuales para las estaciones CPX y LMX están por debajo de la línea de residual cero. Para CPX la mayor parte de los residuales son negativos con valores hasta de 1.0 unidades, independientemente de la distancia de registro. Para las estaciones RDX y SPX el comportamiento es opuesto, los residuales están por arriba de la línea de residual cero (Figuras 11b y 11c) y corresponden a magnitudes menores que la magnitud promedio. Este comportamiento de los residuales sugiere la aplicación de correcciones de estación para lograr que los residuales se ubiquen alrededor de la línea de cero residual. Las correcciones de estación toman en cuenta las variaciones de la amplitud debidas a las condiciones locales del sitio de registro (efectos de sitio). En el proceso del cálculo del tamaño de un sismo, estos efectos pueden conducir a valores de magnitud anómalamente altos o bajos. En consecuencia, es importante cuantificarlos para aplicar las correcciones apropiadas y obtener valores homogéneos de magnitud. Las correcciones de magnitud para cada estación se obtienen y discuten en una sección posterior de este capítulo.

Con base en las consideraciones mencionadas, podemos concluir que las funciones de atenuación propuestas para el sur de California no son del todo

aplicables para el norte de Baja California y que existen efectos de sitio que son muy evidentes en algunas estaciones.

II.3 Esquema de Inversión

Para determinar una función de atenuación $\log A_0$ apropiada para la región norte de Baja California y también para calcular las correcciones por efectos de sitio, se usaron amplitudes W-A equivalentes en el esquema de inversión que se describe a continuación.

La definición de magnitud local es (Richter, 1958):

$$M_L = \log A - \log A_0 + S. \quad (1)$$

En esta ecuación, S representa la corrección de estación que corrige por las condiciones locales del sitio de registro (en la definición original de Richter $S = 0$). A partir de la ecuación (1) y aceptando como válida la forma paramétrica de la función $\log A_0$ propuesta por Bakun y Joyner (1984), obtenemos:

$$\log A = M_L + \log A_0 - S = M_L - [n \log(r / 100) + k (r - 100) + 3] - S. \quad (2)$$

En esta ecuación A es la amplitud (cero a pico) medida en milímetros, $r = (\Delta^2 + d^2)^{1/2}$ es la distancia hipocentral (en km) en función de la distancia epicentral Δ y la profundidad focal d ; n y k son dos constantes que representan la dispersión geométrica y la atenuación del medio respectivamente. En la función $\log A_0$ de Richter está implícito un "sismo patrón" que producirá una amplitud de 1 mm en un sismógrafo W-A ubicado a 100 km del epicentro. Este sismo será de magnitud 3 ($-\log A_0 = 3$).

El siguiente paso consistió en efectuar un análisis de regresión múltiple (Draper y Smith, 1966) similar al realizado por Bakun y Joyner (1984). Este proceso se aplicó a los datos de amplitud W-A equivalentes. Para llevar a cabo el análisis de regresión, la ecuación (2) se escribió en notación indicial como:

$$\log A_j^i + 3 = \sum_{m=1}^{375} M_{Lm} \delta_{mi} - n \log(r_j^i / 100) - k(r_j^i - 100) - \sum_{l=1}^{10} S_l \delta_{lj}, \quad (3)$$

donde A_j^i es el promedio de las amplitudes horizontales (cero a pico) producidas por el temblor i en la estación j ; M_{Li} es la magnitud local del i -ésimo temblor; δ_{mi} , δ_{lj} son deltas de Kroenecker que permiten el uso de variables comodín; r_j^i es la distancia hipocentral del i -ésimo sismo a la j -ésima estación y S_j es la corrección de estación correspondiente.

Debido a que los datos de amplitud usados provienen de un conjunto de 375 sismos, cada uno registrado en hasta 10 estaciones, el uso de variables comodin permite arreglar los datos en un conjunto de 375 bloques. Este proceso conduce a un sistema de ecuaciones sobredeterminado, en el que cada bloque de datos corresponde a un sismo. En notación matricial, la ecuación (3) se puede escribir como $\mathbf{Y} = \mathbf{Ax}$, donde \mathbf{Y} es un vector m -dimensional cuyos elementos son el logaritmo de las máximas amplitudes W - A equivalentes; \mathbf{A} es una matriz de $m \times l$ que tiene como elementos las variables comodin para el cálculo de magnitudes y de correcciones de estación y los valores $\log(r/100)$ y $(r-100)$. Finalmente, \mathbf{x} es un vector l -dimensional que contiene las 387 incógnitas a determinar, esto es: M_{Li} (375), n , k y S_j (10). Este sistema de ecuaciones fue resuelto mediante un procedimiento de cuadrados mínimos basado en el lenguaje de programación MATLAB.

II.4 Resultados y Discusión

II.4.1 Dos funciones log A_0 para el norte de Baja California.

Debido a que ni la función de atenuación de Richter ni la de Hutton y Boore son del todo aplicables para el norte de Baja California, el objetivo principal del estudio consistió en obtener una función de atenuación apropiada para la región. A partir del conjunto de datos disponible, que cubre distancias

hipocentrales de 10 a 450 km, se obtuvo como primer intento la siguiente función de atenuación promedio:

$$-\log A_0 = (0.9667 \pm 0.007) \log(r / 100) + (0.0018 \pm 0.0001) (r - 100) + 3.0, \quad (4)$$

La Figura 12 muestra una gráfica comparativa de la función de atenuación promedio con las funciones de Richter (1958) y de Hutton y Boore (1987). Como era de esperarse, existen diferencias entre estas tres funciones de atenuación. A distancias menores que 50 km la función promedio para el NBC implica una atenuación mayor que las otras dos funciones. A distancias mayores que 150 km ocurre lo contrario. La función obtenida implica una atenuación menor que la correspondiente para el sur de California. Este resultado apoya nuestra observación previa de que la atenuación en el norte de Baja California puede ser diferente a la del sur de California.

Para tener una idea de la confiabilidad de la función de atenuación determinada, los resultados obtenidos (M_{Li} , S_j y la función $\log A_0$) fueron sustituidos en la ecuación (2). A continuación se obtuvo una gráfica de residuales $\log A$ (observados menos calculados) respecto a la distancia hipocentral (Figura 13). La sección (a) de esta figura muestra que todos los residuales están

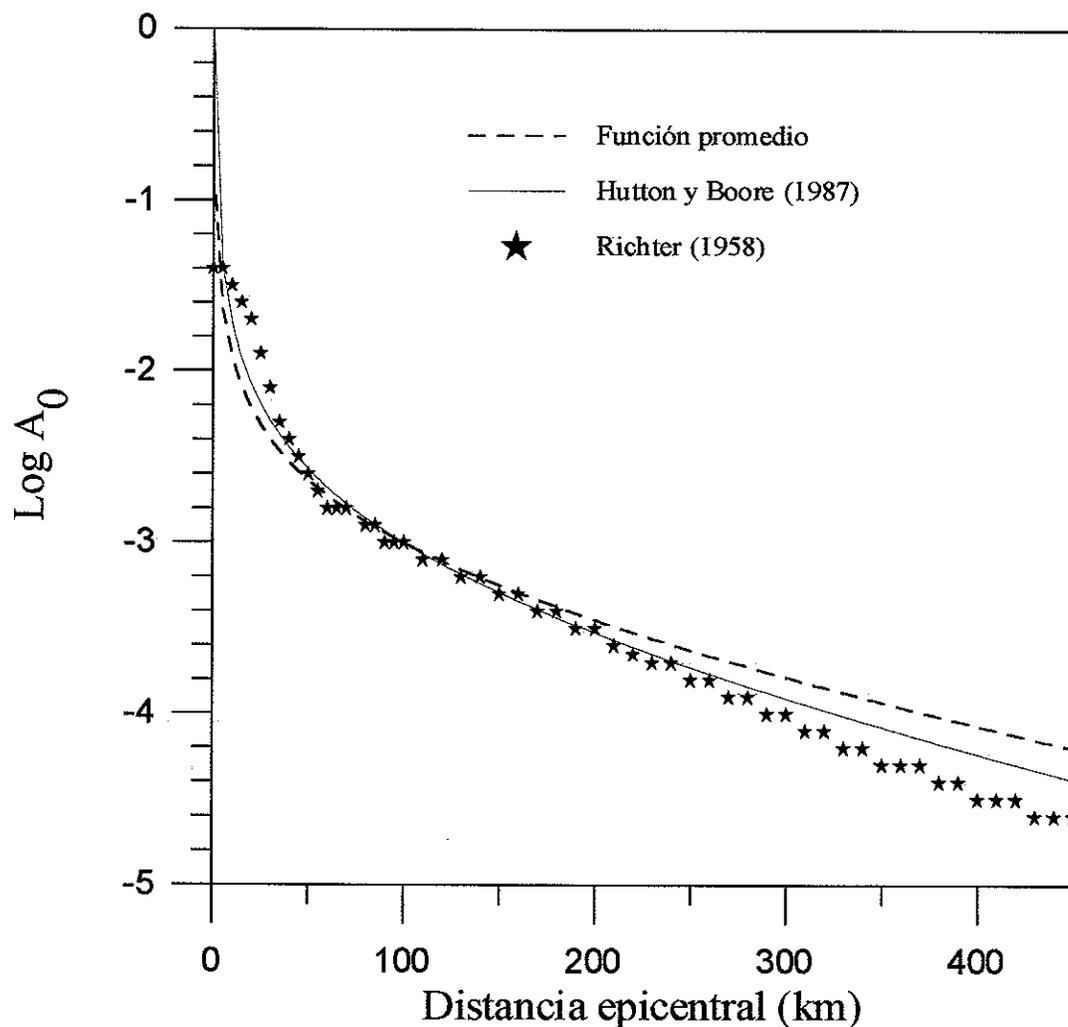


Figura 12. Comparación de la función $\log A_0$ “promedio” para la región norte de Baja California con las funciones de atenuación propuestas para el sur de California. La función promedio se determinó usando los datos de amplitud de todos los sismos disponibles para este estudio sin tomar en cuenta la región de ocurrencia de los sismos ni los sitios de ubicación de las estaciones.

ubicados alrededor del valor medio, el cual es prácticamente cero, sin ninguna tendencia aparente. Sin embargo, al graficar los residuales por estación se observan ciertas características que requieren especial atención. A distancias mayores que 170 km la mayoría de los residuales para CPX, estación situada en el VMI, tienden a estar por debajo de la línea de residual cero (Figura 13b). En contraste, casi todos los residuales para SPX, situada en las SPBC, están ubicados por arriba de la línea de residual cero para distancias mayores que 300 km (Figura 13c). Un mecanismo de atenuación diferente es la explicación más plausible para tal comportamiento. Para explorar esta posibilidad, los sismos fueron separados de tal forma que la trayectoria de las ondas sísmicas estuviera contenida totalmente dentro de alguna de las dos subregiones. Este proceso permitió obtener dos conjuntos de datos: uno para el VMI y el otro para las SPBC. Con tal selección se eliminaron aquellos sismos para los que la trayectoria de las ondas sísmicas cruzaban de una subregión a otra.

A continuación se aplicó el análisis de regresión lineal múltiple a los dos conjuntos mencionados para calcular la función $\log A_0$ de cada subregión. Los resultados obtenidos son:

$$-\log A_0 = (1.0134 \pm 0.0288) \log(r / 100) + (0.0025 \pm 0.0005) (r - 100) + 3.0, \quad (5)$$

para el VMI, y

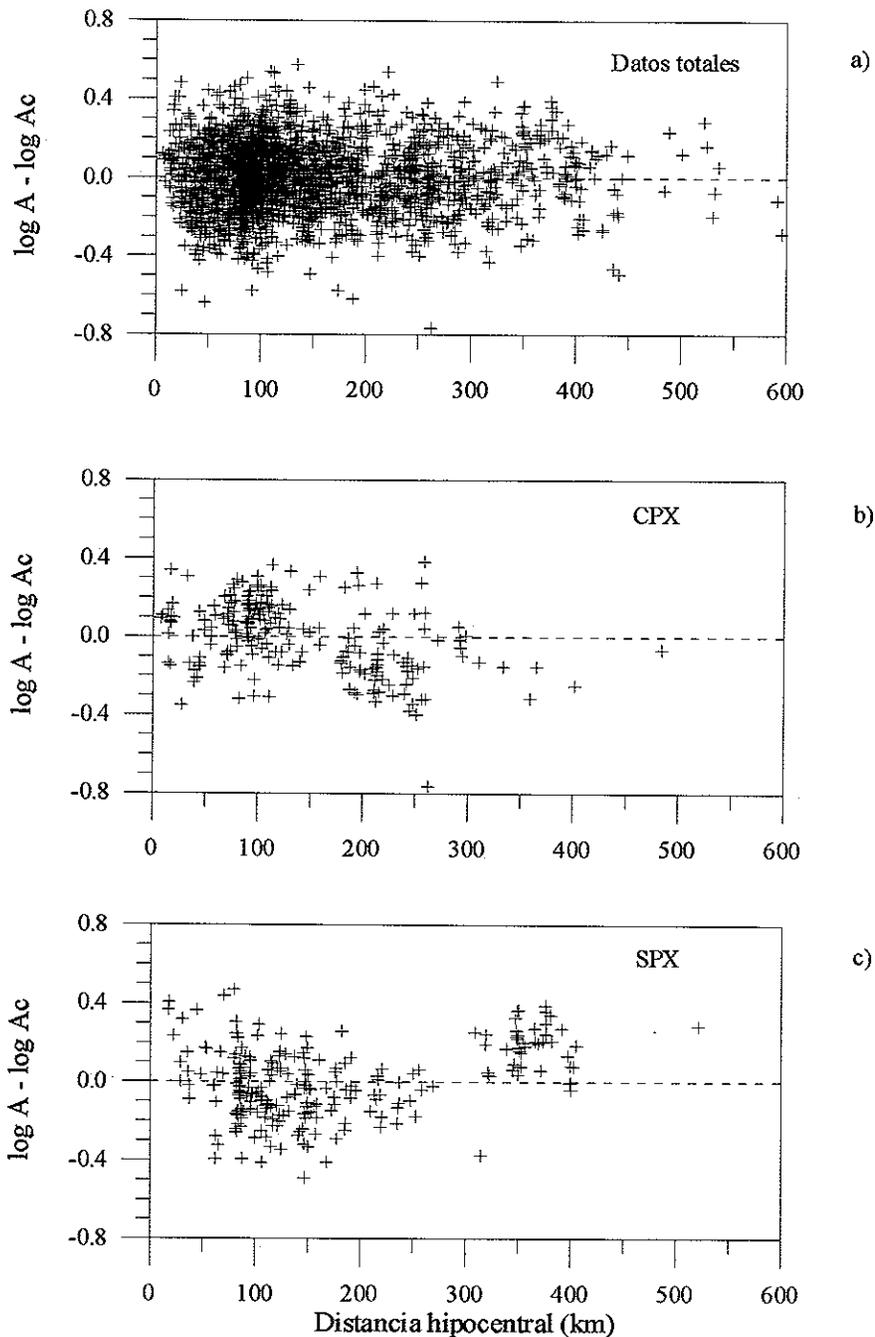


Figura 13. Gráficas de residuales del logaritmo de la amplitud (observada menos calculada) en función de la distancia hipocentral. En (a) están graficados los residuales de cada estación en forma conjunta (mezclados los del MIV y los de las SPBC). En (b) y (c) están graficados, respectivamente, los residuales para las estaciones CPX y SPX. Los valores $\log A_c$ se calcularon con la ecuación 2.

$$-\log A_0 = (1.1319 \pm 0.0197) \log(r / 100) + (0.0017 \pm 0.0002) (r - 100) + 3.0, \quad (6)$$

para las SPBC.

Al sustituír estas relaciones en la ecuación (2) se obtienen los valores $\log A$ para cada subregión, los cuales se usan a continuación para determinar los residuales respectivos. La Figura 14a muestra las gráficas de residuales, en función de la distancia hipocentral, para ambas subregiones. Como en el caso de la Figura 13a, no hay una tendencia evidente en estas gráficas. El siguiente paso consistió en graficar por separado los residuales de cada estación, por ejemplo, para las estaciones CPX y SPX (Figura 14b). Esta vez los residuales no presentan la tendencia y las características observadas en las gráficas previas (Figuras 13b y 13c). La dispersión observada previamente se redujo y ahora los residuales están comprendidos entre ± 0.2 unidades. La Figura 14c, derivada de la Figura 14b, muestra promedios de residuales obtenidos sobre intervalos sucesivos de distancia, de diferente longitud pero con 20 observaciones cada uno. El hecho de que en las gráficas nuevas ya no se observe ninguna tendencia o característica especial, sugiere que existen diferentes mecanismos de atenuación para el VMI y para las SPBC.

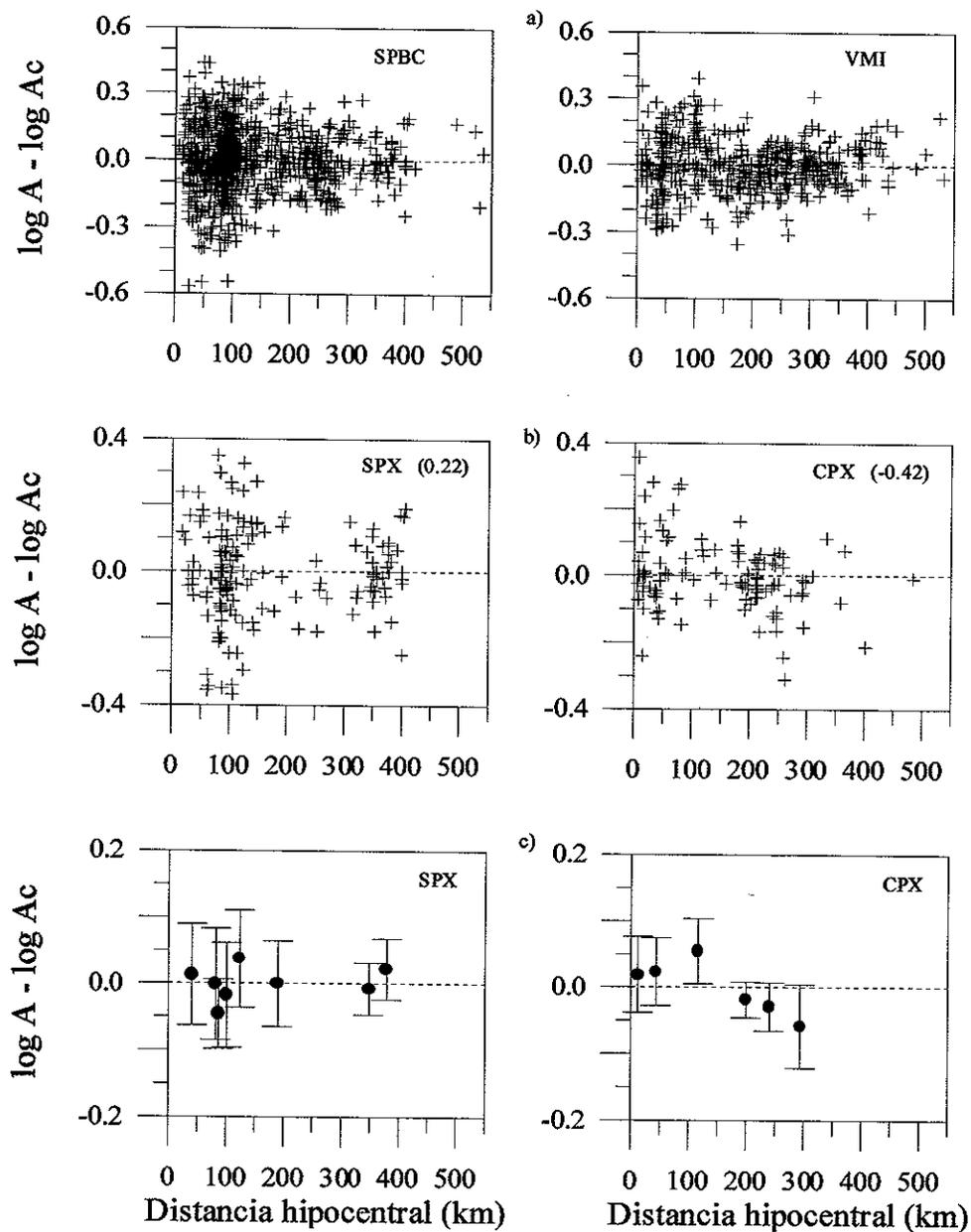


Figura 14. Gráfica de residuales del logaritmo de la amplitud en función de la distancia hipocentral. En (a) están graficados los residuales que resultan de la clasificación de los sismos analizados por región de ocurrencia y de registro. En (b) se muestran ejemplos de residuales para las estaciones SPX y CPX. En (c) están graficados los valores promedio de residuales calculados a partir de segmentos consecutivos de distancia que siempre incluyen 20 valores. Las barras verticales representan el 95 por ciento de intervalos de confianza evaluados a partir de los factores de la distribución t de Student, suponiendo una distribución normal de los residuales.

II.4.2 Comparación de las funciones de atenuación del norte de Baja California y del sur de California.

La comparación de la función $\log A_0$ correspondiente a la subregión del VMI con las funciones de atenuación propuestas por Richter (1958) y Hutton y Boore (1987) para el sur de California, se muestra en la Figura 15a. Hutton y Boore (1987) usaron la misma forma paramétrica de este estudio e incluyeron algunos sismos del norte de Baja California en su análisis. Este hecho permite hacer una comparación directa de sus resultados con los del presente trabajo. De esta comparación se evidencia un ajuste notable entre la función de Richter y la función para el VMI a distancias de entre 50 a 400 km. Por tanto, en este intervalo de distancias las funciones de Richter y del VMI son apropiadas para la asignación de magnitudes a sismos generados y registrados en la subregión del VMI. A distancias mayores que 400 km poco es lo que se puede decir, debido a que el número de datos disponibles es reducido para los propósitos de este estudio.

La Figura 15a muestra, por otro lado, que la curva de atenuación para las SPBC es prácticamente igual a la de Hutton y Boore en el intervalo de distancias epicentrales considerado (0 y 450 km). Estas curvas son también similares a la de Richter para distancias epicentrales comprendidas entre 50 y 200 km. Por lo tanto, en este intervalo de distancias el cálculo de la magnitud dará prácticamente

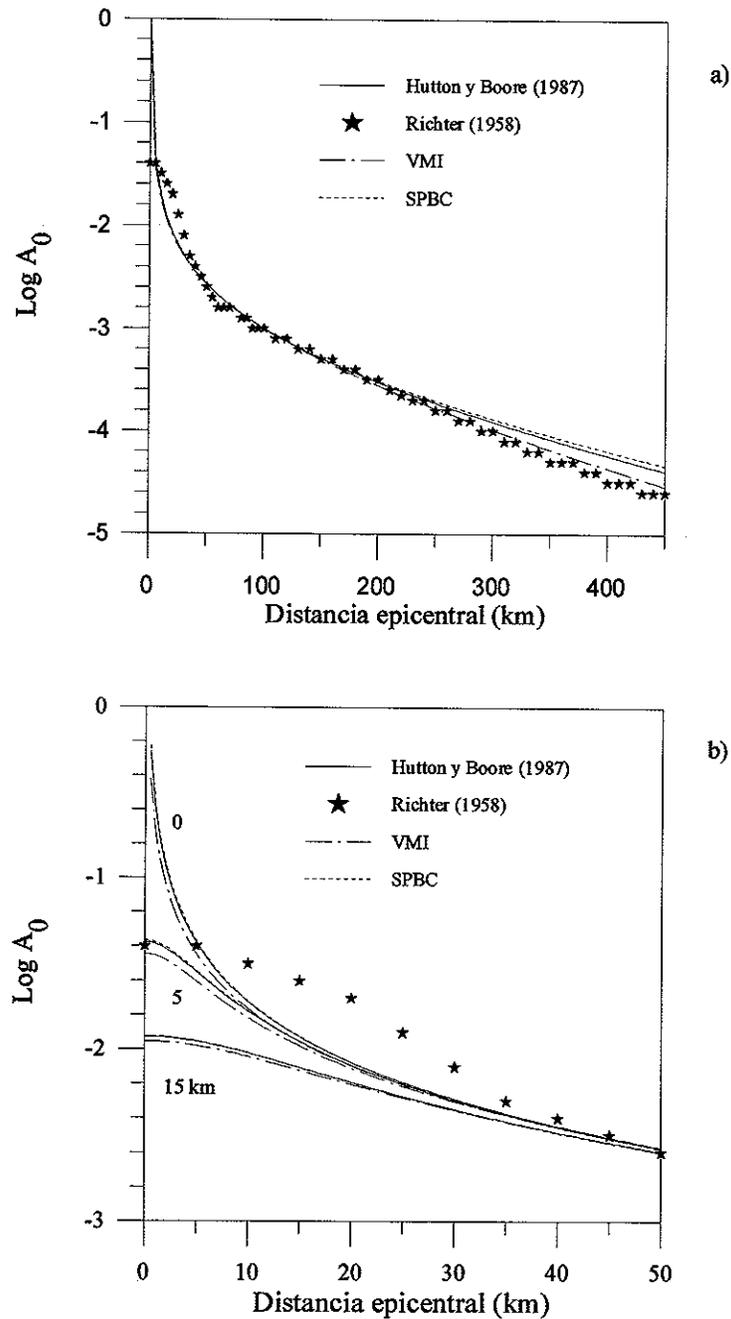


Figura 15. Comparación de las funciones de atenuación determinadas para las subregiones del VMI y de las SPBC con las del sur de California. En (a) se muestra la comparación para todo el intervalo de distancias considerado (0 a 450 km). En (b) se presenta en detalle la comparación anterior en el intervalo de distancias de 0 a 50 km y para profundidades focales de 0, 5 y 15 km. En todos los casos, las líneas punteadas representan las curvas determinadas en el presente estudio.

los mismos resultados con cualquiera de las 3 curvas mencionadas. En un estudio de sismos de las Sierras Peninsulares de Baja California, registrados a distancias de 40 a 160 km, Vidal y Munguía (1991) habían ya reportado valores de magnitud marcadamente similares con el uso de las funciones de atenuación de Richter (1958) y de Hutton y Boore (1987). La Figura 15a muestra también que las funciones de atenuación de Hutton y Boore y de las SPBC empiezan a diferenciarse de la de Richter a distancias mayores que 200 km. La diferencia entre estas curvas se incrementa con la distancia, alcanzando valores de 0.30 unidades a 400 km. Esto implica una atenuación menor dentro de la región de las SPBC que la indicada por la clásica función de atenuación de Richter. En consecuencia, los valores de magnitud local calculados con la función de Richter, para sismos generados y registrados en el ambiente de las SPBC, estarán sobrestimados si se registran a distancias mayores que 200 km.

La Figura 15b muestra un detalle de las curvas de atenuación calculadas para profundidades focales de 0, 5 y 15 km y distancias epicentrales de 0 a 50 km. Este detalle enfatiza la importancia de tomar en cuenta la profundidad focal en el cálculo de la magnitud local. Por ejemplo, para distancias epicentrales de 0 a 20 km y profundidad focal de 15 km, los valores $\log A_0$ de la función de Richter son alrededor de 0.5 unidades menores que los correspondientes a la función del VMI. Esto significa que la función de Richter subestima la magnitud local de

sismos registrados a distancias cercanas a la fuente. Bakun y Joyner (1984) y Hutton y Boore (1987) ya habían reportado también esta observación para las regiones central y sur de California, respectivamente. La Figura 15b también sugiere que a distancias comprendidas entre 0 y 20 km la atenuación de las amplitudes es mayor para el VMI que para las SPBC. No obstante, este resultado debe tomarse con cautela ya que si bien se usaron datos en un intervalo amplio de distancias (0 a 450 km), la mayoría de ellos fueron registrados en el intervalo de distancias de 10 a 400 km.

II.4.3 Correcciones de estación.

Como se indicó en secciones previas, las correcciones de estación toman en cuenta las condiciones de la geología local en el sitio de registro. Estas correcciones, calculadas simultáneamente con las funciones de atenuación $\log A_0$, se enlistan en la Tabla I. De esta tabla se observan valores que van de -0.42 a 0.26 unidades, lo que sugiere una variable e importante influencia de la geología local del sitio de registro en las amplitudes registradas.

En general, para estaciones localizadas en sedimentos o rocas intemperizadas las correcciones son negativas, en contraste con las obtenidas para estaciones ubicadas en roca firme, que son cercanas a cero o positivas. Con

Tabla I

Códigos de estaciones, coordenadas y correcciones de estación en amplitud.

Estación	Nombre	Latitud (°N)	Longitud (°W)	Corrección	Geología
EMX	El Mayor	31.988	115.242	+0.26	Granito
LMX	La Mesa	32.109	114.963	- 0.08	Arena
CHX	El Chinero	31.472	115.051	+0.15	Basalto
SFX	San Felipe	30.881	114.752	+0.01	Granito Intemperizado
CPX	Cerro Prieto	32.418	115.304	- 0.42 ¹	Basalto
ENX	Ensenada	31.883	116.663	- 0.10 ²	Riolita
PBX	Punta Banda	31.742	116.726	- 0.04	Roca volcánica
ECX	Estebán Cantú	31.657	116.598	- 0.09	Andesita
CBX	Cerro Bola	32.313	116.664	- 0.17	Riolita
RDX	Rancho Dawling	31.928	115.942	+0.18	Granodiorita
SPX	San Pedro Mártir	31.045	115.464	+0.22	Granodiorita

1 Valor que suponemos válido también para la estación VCP, ubicada a una altura media del volcán de Cerro Prieto.

2 Valor que suponemos válido también para la estación CIC, ubicada a 1.7 km de ENX.

respecto a estaciones de la subregión del VMI, se puso especial atención en los resultados de la estación CPX la cual está ubicada en las cercanías del cráter del volcán Cerro Prieto. Esta estructura geológica está compuesta de riodacita, la cual es más competente que el material circundante. Como regla general los sismogramas generados por esta estación condujeron a la obtención de magnitudes más altas que los valores de otras estaciones, siendo en algunos casos hasta 1.0 unidades mayores que el valor promedio (Figura 10b). Esta observación ya había sido reportada previamente por Munguía y Brune (1984). Para entender la causa de estos valores anómalamente altos, en el análisis se incluyó registros recientes de aceleración obtenidos en la estación VCP a distancias cortas de la fuente. Esta estación está ubicada a una altura media del volcán (110 m sobre el nivel medio del mar). Con el uso de la función de atenuación de Richter, los valores de magnitud obtenidos de los registros de aceleración de esta estación fueron tan altos como los obtenidos a partir de los registros de velocidad de la estación CPX. Sin embargo, con la aplicación de la función de atenuación para el VMI y la corrección de -0.42 los valores de magnitud obtenidos son comparables al valor promedio. Las correcciones de estación determinadas para CPX y VCP sugieren un efecto de sitio que influye fuertemente en el movimiento del terreno registrado en estas estaciones.

II.4.4 Comparación de las magnitudes nuevas con las de CIT.

La Figura 16 muestra una comparación de las magnitudes locales nuevas con las magnitudes M_{CIT} reportadas por CIT/USGS. Las magnitudes nuevas (M_{LVM}) se calcularon usando una magnificación de 2080 para el sismógrafo W-A y las funciones de atenuación y correcciones de estación determinadas. En la Figura 16, se aprecia un ajuste razonable entre ambas magnitudes a valores entre 2.7 y 5.8; la sobrestimación y la dispersión observadas en la Figura 9 fueron reducidas. La recta obtenida del ajuste a los datos graficados y la que representa igualdad entre ambas magnitudes son prácticamente iguales. En el caso particular de magnitudes mayores que 4.0, los valores graficados corresponden principalmente a sismos de la región sur de California. Para estos sismos la magnitud local de CIT se determinó a partir de sismogramas Wood-Anderson reales obtenidos a distancias de entre 90 y 180 km. Las magnitudes locales M_{LVM} obtenidas son similares a las magnitudes de CIT. Esta semejanza entre ambas magnitudes hace evidente que las funciones de atenuación encontradas son apropiadas a distancias mayores de 200 km, distancias a las cuales las estaciones del norte de Baja California registraron los sismos del sur de California incluidos en este estudio. Adicionalmente, la Figura 16 sugiere que la magnificación de 2080 propuesta por Urhammer y Collins (1990) para el sismógrafo W-A, en lugar de 2800 como inicialmente había sido considerado, es un valor más apropiado. Una magnificación de 2800 produce magnitudes que son

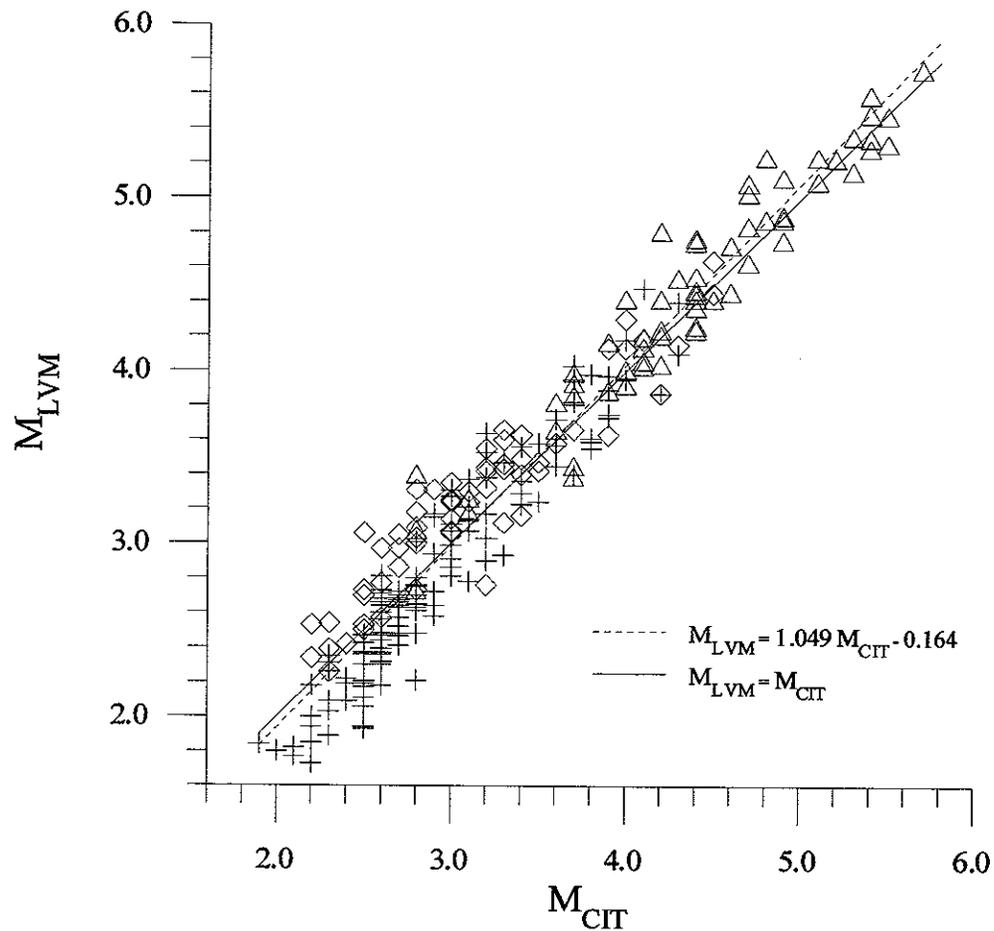


Figura 16. Gráfica comparativa de los valores nuevos de magnitud local promedio M_{LVM} y los valores M_{CIT} reportados en los catálogos de CIT/USGS. La línea continua representa la igualdad entre ambas magnitudes y la línea punteada es el resultado del ajuste de cuadrados mínimos a los datos. La desviación estándar de este ajuste es 0.22. Los diferentes símbolos representan la región de ocurrencia de los sismos: las cruces para las Sierras Peninsulares de Baja California, los rombos para el Valle Mexicali-Imperial y los triángulos para el sur de California.

0.13 unidades mayores que los valores graficados. Para las magnitudes más bajas (2.0 a 2.7), los valores nuevos de magnitud local son ligeramente menores que los valores M_{CIT} . Un argumento que probablemente explique esta diferencia es que las magnitudes comparadas sean de diferente tipo. Como se resaltó previamente en este capítulo, a valores de magnitud pequeña (menores que 3.0) CIT reporta principalmente magnitud de duración de coda (Given *et al.*, 1987), mientras que la reportada en este estudio es magnitud local. En este intervalo de magnitudes, sin embargo, el número de sismos analizados es pequeño, de tal forma que no se afectan los resultados principales.

II.4.5 Resultados de estudios previos de atenuación en la región.

Domínguez y Rebollar (1997) reportaron variaciones regionales de atenuación de ondas de coda y L_g para el norte de Baja California. Estos investigadores reportaron valores Q de coda de entre 210 a 3 Hz y 387 a 12 Hz para trayectorias dentro del VMI, y de alrededor de 300 a 3 Hz y 800 a 12 Hz para trayectorias dentro de las SPBC. En el presente estudio, a partir de los parámetros k encontrados (ver ecuaciones [5] y [6]), podemos determinar coeficientes de atenuación inelástica Q por medio de la siguiente relación (Bakun y Joyner, 1984): $Q = \pi f / \gamma V_s = \pi f / (k V_s \ln 10)$. En esta igualdad f es la frecuencia y V_s la velocidad de las ondas S. Para $V_s = 3.4$ km/s, se obtiene

$Q = 236f$ en el caso de las SPBC y $Q = 161f$ para el VMI. Es de resaltar el valor alto de Q (atenuación baja) obtenido para la subregión granítica y montañosa de las SPBC, en comparación con el valor bajo (atenuación alta) estimado para el ambiente sedimentario de la subregión del VMI. Debido a que en la determinación de magnitud el tipo de onda usada no siempre fue la misma, no es posible hacer una comparación directa de los valores de Q obtenidos con los reportados por Domínguez y Rebollar (1997). Sin embargo, las variaciones de Q reportadas en ambos estudios concuerdan con el marcado contraste geológico que existe entre las dos subregiones. Adicionalmente, deberán tomarse con reserva los valores de Q reportados en el presente estudio debido a que probablemente tengan validez solamente a frecuencias de 1 a 3 Hz. Estas frecuencias son características de las formas de onda usadas en el cálculo de la magnitud local.

II.5 Conclusiones

En este estudio se demuestra que las funciones que representan la atenuación para las dos subregiones del norte de Baja California son diferentes entre sí. Estas funciones se obtuvieron del análisis de regresión lineal llevado a cabo con datos de amplitud $W-A$ equivalentes, sintetizados a partir de registros horizontales de velocidad y de aceleración. La comparación de estas funciones de atenuación con las funciones propuestas para el sur de California (Richter, 1958; Hutton y Boore, 1987), condujo a las siguientes conclusiones:

1. A distancias de 10 a 50 km, las funciones $\log A_0$ para las subregiones del VMI y de las SPBC corresponden a mayor atenuación de las amplitudes que la atenuación sugerida por la función de $\log A_0$ de Richter. Por lo tanto, el uso de la función de atenuación de Richter produce valores de magnitud subestimados a distancias cercanas a la fuente. Hutton y Boore (1987) obtuvieron una conclusión similar para el sur de California.
 2. A distancias de 50 a 200 km, las funciones de atenuación para el VMI y las SPBC son muy similares a las del sur de California. En consecuencia, para este intervalo de distancias, la magnitud de un sismo registrado en el norte de Baja California se puede determinar con cualquiera de estas curvas.
 3. A distancias entre 200 y 450 km, las funciones $\log A_0$ para las SPBC y el VMI son diferentes, sugiriendo también un mecanismo de atenuación diferente para cada subregión. En este intervalo de distancias la atenuación del VMI es mayor que la de las SPBC.
 4. Existe una marcada similitud entre la función del VMI y la de Richter a distancias entre 50 y 450 km. Adicionalmente, la función de atenuación de las SPBC y la del sur de California de Hutton y Boore (1987) son
-

prácticamente iguales en los intervalos de distancia (10 a 450 km) y de profundidad (0 a 15 km) considerados.

Además de las diferencias en atenuación determinadas para las subregiones del VMI y las SPBC, también se encontró que existen diferencias importantes en las propiedades de los sitios de registro. Las correcciones de estación obtenidas son negativas y positivas dependiendo del tipo de sitio. Estas últimas corresponden a estaciones ubicadas sobre rocas competentes.

El uso de las funciones de atenuación apropiadas y de las correcciones de estación aquí obtenidas, darán valores de magnitud confiables y estables para sismos registrados en el norte de Baja California.

Capítulo III. Escala de magnitud de duración (M_D) para el norte de Baja California

Resumen

Para incrementar la utilidad de sismogramas registrados en la región norte de Baja California, aun estando éstos saturados, se optó por establecer dos relaciones empíricas que permiten determinar la magnitud a partir de la duración de ondas de coda. Los coeficientes de estas relaciones se calcularon mediante un análisis de regresión lineal múltiple llevado a cabo con los datos de duración. Las relaciones obtenidas fueron:

$$M_D = (2.44 \pm 0.13) \log \tau + (0.0023 \pm 0.0004) \tau - (1.56 \pm 0.21) + S,$$

aplicable a sismos de la subregión granítica de las Sierras Peninsulares de Baja California, y

$$M_D = (2.31 \pm 0.20) \log \tau + (0.0012 \pm 0.0004) \tau - (1.27 \pm 0.38) + S,$$

para sismos del ambiente sedimentario del Valle Mexicali-Imperial. En estas relaciones, τ es la suma del tiempo de viaje de la onda P y la duración de coda medida en el sismograma; S es la corrección de estación. Estas relaciones, válidas en el intervalo de magnitud de 1.8 a 5.8, se calibraron con la escala de magnitud local definida para la región y descrita en el Capítulo II. Los valores de corrección de estación están comprendidos en el intervalo de -0.60 a 0.19 y reflejan variaciones de la duración asociadas a las características del sitio de

registro.

III. 1 Introducción

El cálculo de magnitudes que se basa en la duración de la coda de los registros sísmicos es un método usado rutinariamente en la operación de redes sísmicas regionales. Herrmann (1975) estableció que si la amplitud de la señal sísmica decae en una proporción constante, entonces es posible determinar la magnitud a partir de las ondas de coda. Varios investigadores han aplicado este resultado. Por ejemplo, Johnson (1979) estableció un procedimiento para calcular la magnitud a partir del decaimiento de las amplitudes de coda para sismos registrados en el sur de California, E. U. A. Por otro lado, Bakun (1984) determinó una relación empírica no lineal para calcular la magnitud, a partir de las ondas de coda, de sismos registrados en la región central de California. Michaelson (1990) propuso, para esta misma región, una relación basada en el modelo de decaimiento de amplitudes de coda definido por Aki y Chouet (1975). La relación de Michaelson está escrita en función de tres parámetros. Uno de ellos es el tiempo medido del arribo de la onda P hasta el punto en que se cumple el criterio de corte en el sismograma, más el tiempo que tarda la onda P en viajar de la fuente a la estación. Los otros dos parámetros corresponden a correcciones que toman en cuenta los efectos debidos al instrumento y al sitio de registro.

En el Capítulo II se mencionó que, a partir de las amplitudes máximas medidas en el sismograma, es posible calcular la magnitud de los sismos del norte de Baja California. Sin embargo, cuando el sismograma está saturado es imposible determinar la magnitud de esta forma. En estos casos el uso de la duración de las ondas de coda se convierte en una herramienta útil para el cálculo de la magnitud. La duración, sin embargo, también es útil en el caso de sismogramas sin saturación. La magnitud determinada a partir de la duración de las ondas de coda, conocida como *magnitud de duración*, ha sido reportada desde 1983 en los boletines de la Red Sísmica del Noroeste de México (RESNOM). Como se mencionó en el Capítulo I, las magnitudes más confiables empezaron a obtenerse a partir de 1987. No obstante, es necesario considerar dos aspectos que sugieren que las magnitudes de duración reportadas deben ser tomadas con cierta cautela.

El primero de ellos tiene que ver con variaciones en la duración de los sismogramas debidas, en parte, a las diferencias en la geología de la región (aspecto que a la fecha no se ha tomado en cuenta). Como se describió en el Capítulo I, el norte de Baja California está constituido por dos subregiones de geología contrastante: la subregión granítica de las Sierras Peninsulares de Baja California (SPBC) y el ambiente sedimentario del Valle Mexicali-Imperial (VMI). En general, se ha observado que las duraciones de los sismogramas obtenidos en

estaciones de las SPBC son menores que las correspondientes a los sismogramas registrados en estaciones del VMI.

El segundo aspecto a considerar es que en el proceso de rutina, para cualquier sismo y sin considerar la región de donde provenga, sólo se utiliza la duración de coda medida en el sismograma de la estación Cerro Bola (CBX, ubicada en las SPBC). La magnitud se obtiene con el uso de esta duración y la relación propuesta por González y García (1987): $M_D = 2.24 \log t - 0.85$, donde t es la duración de la señal medida desde el inicio de P hasta que la amplitud de la onda de coda decae al doble de la amplitud del ruido previo a P. Sin embargo, la magnitud determinada a partir de una sola estación es poco representativa del "tamaño" de un temblor. Para minimizar las desviaciones en la duración debidas, por ejemplo, a efectos de sitio es preferible obtener el promedio de la magnitud individual obtenida en varias estaciones. Adicionalmente, la relación de González y García (1987) sólo es válida para datos cuyas trayectorias sísmicas están dentro de las SPBC; su uso para trayectorias que cruzan del VMI a las SPBC es cuestionable. Por otro lado, esta relación no incluye correcciones que tomen en cuenta la distancia y las condiciones geológicas del sitio de registro. Estos dos últimos factores influyen también en la duración de los sismogramas y, en consecuencia, en la magnitud correspondiente.

Con el propósito de mejorar sustancialmente el procedimiento usado para el cálculo de la magnitud de duración, en este capítulo se presentan dos relaciones nuevas que definen una escala de magnitud de duración coda para el norte de Baja California. Estas relaciones fueron calibradas con la escala de magnitud local propuesta en el Capítulo II y están diferenciadas de acuerdo con la geología regional. En ellas se incluyen también correcciones que toman en cuenta los efectos debidos a la distancia y al sitio de registro. Las relaciones determinadas complementan la metodología usada para el cálculo de la magnitud local y permiten obtener valores homogéneos de magnitud para sismos de la región.

III.2 Análisis de datos

El conjunto de datos analizados está formado por 1360 valores de duración de coda correspondientes a 349 sismos registrados por RESNOM en un intervalo de distancias de 10 a 400 km (Figura 7a, Capítulo II). Los valores de duración de coda fueron medidos de sismogramas de componente vertical. La duración abarca desde el inicio de la onda P hasta que la amplitud de la onda de coda fuera aproximadamente el doble de la amplitud del ruido previo al arribo de esta fase. Las estaciones de periodo corto de RESNOM registran tres componentes de la velocidad del terreno en formato digital y en formato analógico, sólo la componente vertical. En el proceso de selección de los datos se encontró casos de sismogramas digitales que no cumplían con el criterio de duración por estar

incompletos. Ejemplos de ello son los sismogramas de sismos de magnitud mayor que 3.6 (obtenidos a distancias mayores que alrededor de 110 km) y en los que la duración de las ondas de coda está incompleta. En otros casos, no se registró el inicio de la onda P. Debido a esto, se optó por usar sólo sismogramas analógicos en los cuales siempre se hubiera registrado completa la señal sísmica.

III.2.1 Variaciones regionales de la duración de ondas de coda.

El propósito de esta sección es resaltar las diferencias observadas en la duración de la coda de sismos de las SPBC y del VMI. En cada caso la trayectoria epicentro-estación está comprendida en su totalidad en cada una de estas subregiones, evitando considerar trayectorias que crucen de una subregión a la otra. Las Figuras 17a y 17b muestran gráficas del logaritmo de la duración respecto a la magnitud reportada por el California Institute of Technology (CIT). La razón de usar la magnitud reportada por CIT en estas gráficas obedece a que ésta fue utilizada como parámetro de calibración para definir la relación empírica de González y García (1987). Esta relación es utilizada en RESNOM para el cálculo rutinario de la magnitud. En la Figura 17a, que corresponde a sismos de las SPBC, se incluyen dos líneas rectas para propósitos de comparación. La primera de ellas (línea punteada) corresponde a la relación utilizada en RESNOM para sismos de esta subregión; la segunda (línea continua) representa el mejor ajuste a los datos graficados. De la Figura 17a, es notoria la similitud entre

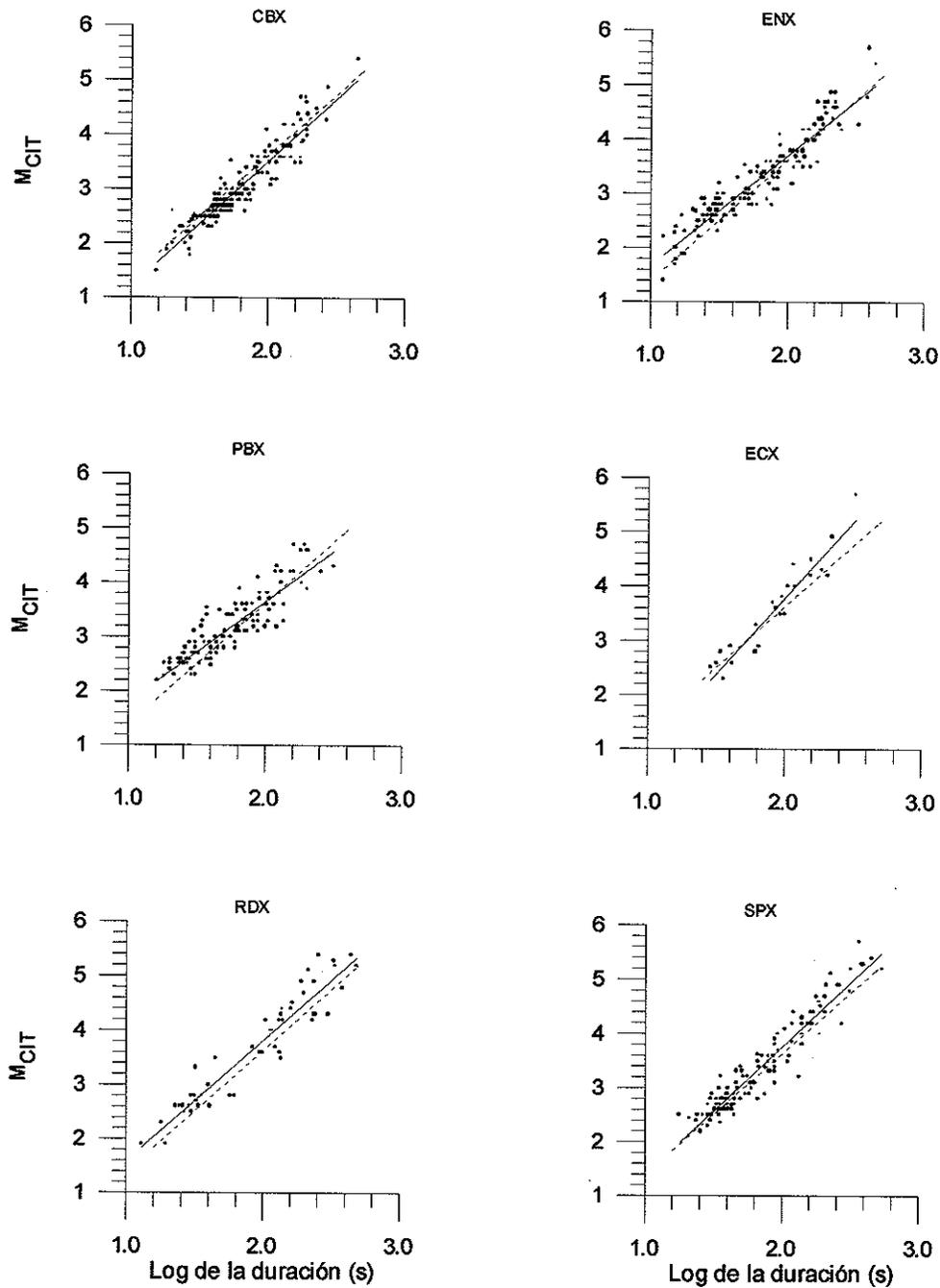


Figura 17a. Gráfica del logaritmo de la duración de coda y la magnitud reportada por CIT para sismos en que las trayectorias de viaje de las ondas sísmicas están en la subregión de las SPBC. La línea punteada corresponde a la relación empírica propuesta por González y García (1987) para las SPBC; la línea continua representa el mejor ajuste obtenido a los datos graficados.

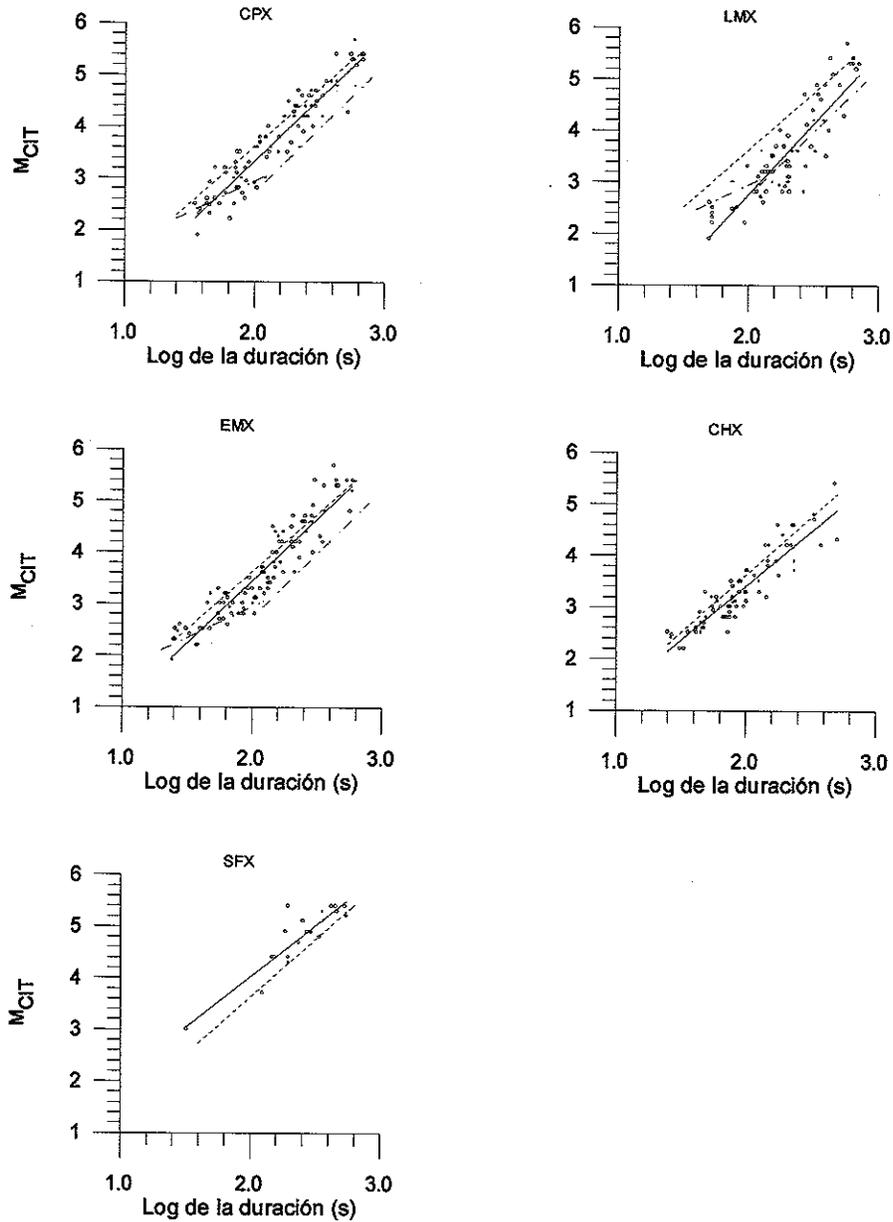


Figura 17b. Gráfica del logaritmo de la duración de coda y la magnitud reportada por CIT para sismos en que las trayectorias de viaje de las ondas sísmicas están en la subregión del VMI. Las líneas discontinuas corresponden a las relaciones empíricas propuestas por González y García (1987) para el Valle de Mexicali (punto y raya) y las SPBC (punteada). La línea continua representa el mejor ajuste obtenido a los datos graficados. No se graficaron las líneas discontinuas (punto y raya) para las estaciones CHX y SFX, debido a que éstas están muy alejadas del área de estudio para la cual fueron propuestas las relaciones empíricas mencionadas.

ambas líneas, lo cual sugiere que la relación de González y García (1987) pudiera también usarse con datos de otras estaciones (además de CBX) para el cálculo de magnitudes de sismos de las SPBC. No obstante, otros aspectos que afectan la duración de coda deben considerarse con la finalidad de reducir la dispersión observada. Nótese por ejemplo que para CBX la línea continua está por debajo de la línea punteada. La mayoría de los puntos están ubicados por debajo de la línea punteada, sugiriendo un efecto de sitio que pudiera estar afectando a estas duraciones.

Por otro lado, la Figura 17b muestra que en caso de sismos del VMI en cada estación la diferencia entre ambas líneas es mayor que para el caso de las SPBC. Esta vez la línea punteada sirve de referencia para resaltar la diferencia entre las duraciones de las SPBC y del VMI. La línea continua que se ajusta a los datos del VMI se ubica por debajo de la línea punteada, indicando mayores duraciones. Las estaciones que registran en el ambiente sedimentario del VMI (CPX, LMX y EMX) producen sismogramas con duraciones de coda largas. Similar comportamiento se observa para las duraciones medidas en la estación CHX, en contraste con las de SFX, aunque para esta última estación el número de datos es considerablemente menor. Ambas estaciones están ubicadas al sur del VMI. La observación de duraciones largas en sismogramas de estaciones del VMI ya había sido hecha con anterioridad por González y García (1987), por lo que propusieron dos relaciones empíricas para calcular la magnitud de sismos de

esta subregión (ver Figura 17b). La instrumentación usada en el registro de los sismogramas utilizados para establecer estas relaciones, sin embargo, es diferente (sismómetro RANGER - registrador MEQ 800) a la instrumentación de RESNOM. Por otro lado, las distancias de registro consideradas no fueron mayores de 40 km. Por tanto, el uso de estas relaciones con datos de las estaciones de RESNOM no se justifica.

Las observaciones anteriores motivaron la necesidad de obtener relaciones nuevas que permitieran calcular la magnitud de duración de sismos de las SPBC y del VMI con datos de un número mayor de estaciones.

III.2.2 Duraciones y distancias de registro.

Para estudiar el efecto de la distancia en la duración de coda, se prepararon gráficas de estos parámetros para sismos registrados en estaciones de las SPBC y del VMI en intervalos de 0.5 unidades de magnitud (Figura 18). De esta figura se aprecia que las duraciones medidas tienden a ser menores para sismos de las SPBC que para sismos del VMI en todos los intervalos de magnitud considerados. Para registros de las SPBC la duración no pasa de 100 s cuando los sismos son de magnitud entre 1.5 y 3.0 y alcanza valores de alrededor de 350 s para sismos de magnitudes entre 4.0 y 5.0. En contraste, los registros del VMI alcanzan valores de 200 s para magnitudes entre 3.0 y 3.5 y de 700 s para sismos en el intervalo de magnitud de 5 a 5.5.

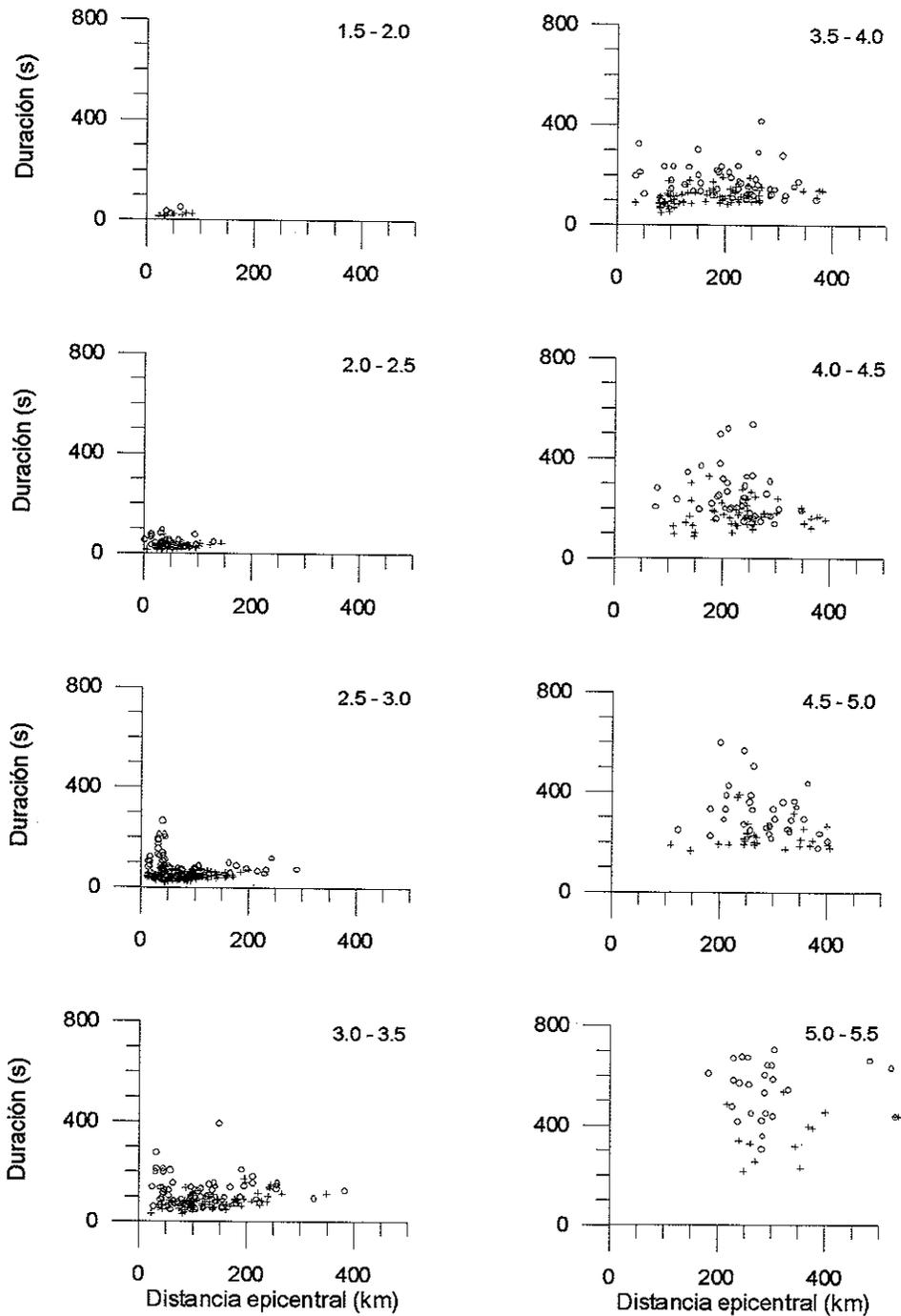


Figura 18. Gráfica de las duraciones de coda en función de la distancia epicentral. Nótese que los valores de duración en estaciones del VMI tienden a ser mayores (círculos) con respecto a los observados en estaciones de las SPBC (cruces).

Por otro lado, se aprecia un incremento de la duración conforme aumentan la distancia de registro y la magnitud de los sismos. A distancias menores de alrededor de 100 km, y sismos de magnitudes comprendidas entre 1.8 y alrededor de 3.5, no es apreciable un incremento sustancial en la duración con la distancia. Tal comportamiento, en este intervalo de distancias, indica que la influencia de la distancia es mínima en el cálculo de la magnitud a partir de la duración. Esta observación concuerda con lo reportado por Aki y Chouet (1975) (además de otros autores referenciados por ellos) quienes establecieron que, para sismos registrados a distancias menores de 100 km, la duración del sismograma es independiente de la distancia epicentral o del acimut. Es por ello que la duración se puede utilizar como un parámetro efectivo para el cálculo de magnitudes. Para distancias mayores de ~100 km, los sismos estudiados tienen magnitudes de 3.5 a 5.5. En estos casos, en la Figura 18 se observa un incremento de la duración con la distancia para sismos del VMI y de las SPBC, siendo mayores las duraciones para el VMI. Por tanto la dependencia de la duración a distancias grandes se vuelve importante y debe ser considerada en una relación empírica para cada subregión. Adicionalmente, la dispersión en los datos graficados es mayor que la observada para sismos de magnitud menor que 3.5.

III.2.3 Sitio de registro.

Además de los efectos de la geología regional y la distancia de registro, el efecto de sitio juega un papel importante en la variación de la duración de coda.

Aun cuando la mayoría de las estaciones de RESNOM están ubicadas sobre roca firme, algunas de ellas se encuentran sobre sitios constituídos por sedimentos o roca menos compacta (LMX y CPX), o en sitios elevados (RDX y SPX a 1680 y 2800 m respectivamente). Son particularmente notorios los valores de duración de coda medidos en la estación La Mesa (LMX), ubicada en una meseta de arena llamada Mesa de Andrade, en el VMI (González *et al.*, 1984). En contraste, la estación CPX está localizada cerca del cráter del volcán de Cerro Prieto, que es el único rasgo topográfico en el Valle de Mexicali. No obstante que las duraciones de coda observadas en CPX son menores que las observadas en LMX, los sismogramas de CPX se caracterizan por una fuerte amplificación de las ondas sísmicas (ver por ejemplo la Figura 5a del Capítulo I). La Figura 19 muestra las diferencias en la duración y la amplificación de señales sísmicas de eventos registrados a la misma distancia en estas dos estaciones. Nótese de esta figura que las duraciones en LMX son mayores que las de CPX, ocurriendo lo contrario para el caso de las amplitudes. Lo observado en la Figura 19 sugiere que las condiciones geológicas del sitio no necesariamente afectan de igual manera a la amplitud y a la duración.

Con el propósito de subsanar las inconsistencias observadas y de ampliar el trabajo de González y García (1987), se efectuó un análisis de regresión lineal múltiple para determinar dos relaciones empíricas nuevas para el cálculo de

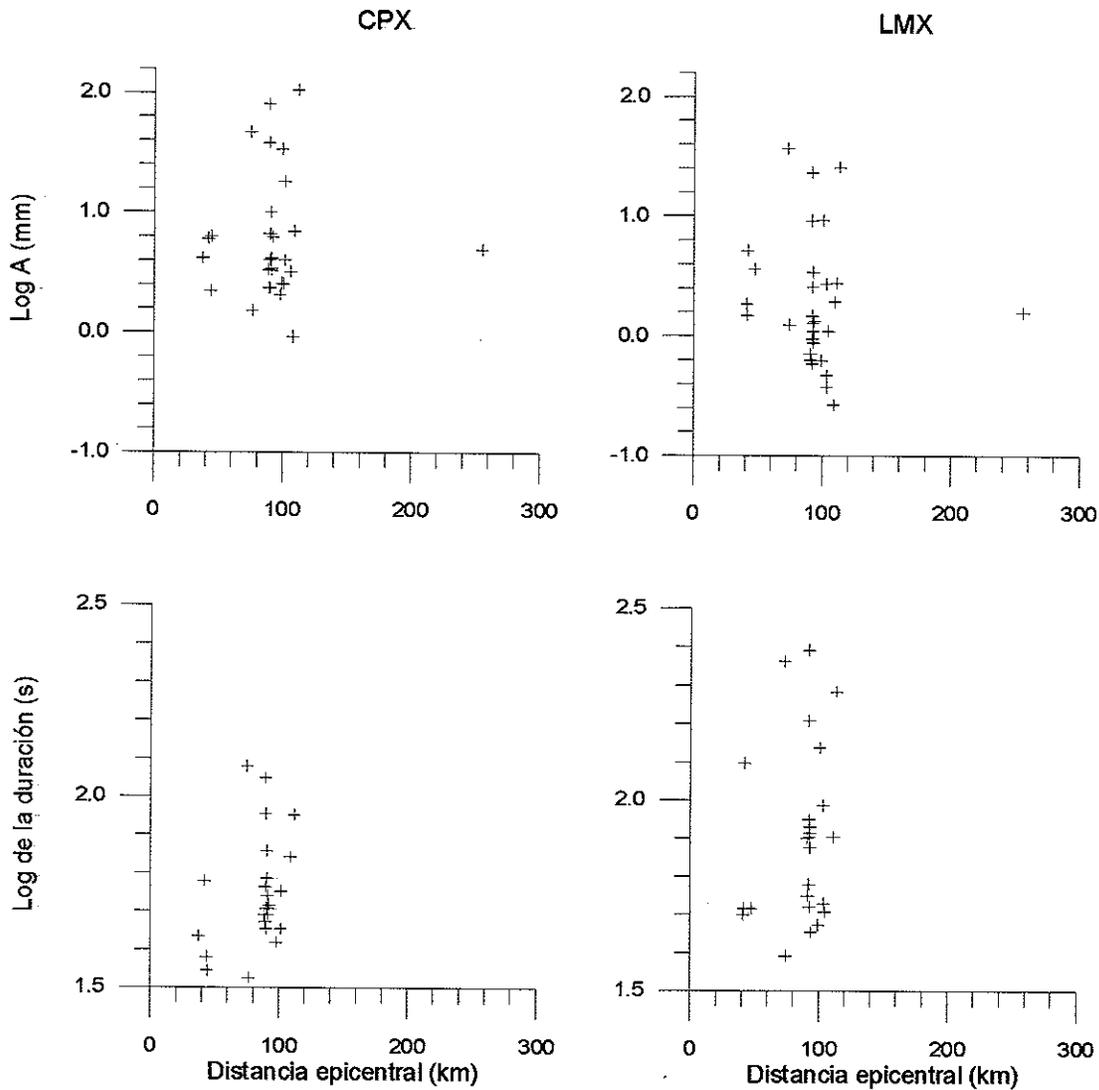


Figura 19. Comparación de las amplitudes y las duraciones observadas en las estaciones CPX y LMX para sismos registrados a igual distancia y de magnitud entre 2.2 y 3.8. Los valores de amplitud graficados corresponden al valor máximo absoluto medido en sismogramas Wood-Anderson equivalentes.

magnitud. Ambas relaciones incluyen correcciones que toman en cuenta las variaciones en las duraciones debidas a la geología local de cada sitio de observación. El análisis de regresión utilizó valores de duración de coda, a los cuales se les adicionó el tiempo de viaje de la onda P. A la duración resultante (conocida en inglés como *lapse-time*) le denominaremos, de aquí en adelante, *duración ampliada*. Su uso incluye implícitamente la corrección que toma en cuenta el efecto de la distancia de registro. Por otro lado, la magnitud local previamente obtenida con la función de atenuación propia para cada una de las subregiones consideradas (Capítulo II), se utilizó como parámetro de referencia en el proceso de regresión.

III.3 Proceso de regresión

En el presente estudio, la escala de magnitud de duración está basada en el modelo de decaimiento de la amplitud de la envolvente de la coda (*single scattering*) propuesto por Aki y Chouet (1975):

$$A_{\tau}(\omega) = A_0(\omega) \tau^{-a} \exp(-\omega\tau/2Q) \quad (7)$$

donde $A_{\tau}(\omega)$ es la amplitud de la envolvente de la coda, $A_0(\omega)$ representa el factor de fuente de coda a la frecuencia ω , a es una constante que depende de la dispersión geométrica, Q es el factor de calidad y τ representa la duración ampliada.

Al obtener el logaritmo de la ecuación anterior y despejar de ella $\log A_0$, se obtiene:

$$M = C_1 + C_2 \log \tau + C_3 \tau \quad (8)$$

donde $C_1 = \log A_\tau(\omega)$, $C_2 = a$ y $C_3 = (\log_{10} e)\omega/(2Q)$. La inclusión de una variable S en la ecuación anterior permite corregir los valores de magnitud por las variaciones en la duración debidas al efecto del sitio de registro (correcciones de estación). La ecuación resultante, escrita en notación indicial, representa un conjunto de ecuaciones a resolver:

$$M^i = C_1 + C_2 \log \tau_j^i + C_3 \tau_j^i + S_j \quad (9)$$

en donde: M^i es la magnitud local del i -ésimo temblor, τ_j^i es la duración ampliada del i -ésimo sismo registrado en la j -ésima estación y S_j es la corrección de la j -ésima estación. Los coeficientes C_1 , C_2 , C_3 y las constantes S_j se determinan en el proceso de regresión. Para evitar inestabilidad en el sistema de ecuaciones a resolver, la suma de las correcciones de estación localizadas en roca firme se hace igual a cero. La ecuación (9) representa un sistema de ecuaciones sobredeterminado, el cual fue resuelto mediante un proceso de cuadrados mínimos desarrollado con la programación de MATLAB. La relación obtenida, calibrada con respecto a la magnitud local, permite el cálculo de la magnitud a

partir de la duración de la señal sísmica. A la magnitud obtenida de esta manera se le denomina magnitud de duración (M_D).

III.4 Discusión de resultados

III.4.1 Relaciones empíricas $M_D - \tau$ para la región.

Debido a las diferencias observadas en la duración de coda (Figuras 17 y 18) se trabajó con dos conjuntos de datos: uno para el VMI y otro para las SPBC. De esta forma los sismos ocurridos en una región y registrados en la otra fueron eliminados del análisis. Así, para cada subregión, se estableció una relación empírica que puede ser usada con datos de cualquier estación ubicada en la subregión respectiva. Las relaciones obtenidas del proceso de regresión múltiple son:

$$M_D = (2.44 \pm 0.13) \log \tau + (0.0023 \pm 0.0004) \tau - (1.56 \pm 0.21) + S \quad (10)$$

para las SPBC y

$$M_D = (2.31 \pm 0.20) \log \tau + (0.0012 \pm 0.0004) \tau - (1.27 \pm 0.38) + S \quad (11)$$

para el VMI.

El conjunto de gráficas formado por las Figuras 20a y 20b (para estaciones de las SPBC y del VMI, respectivamente) muestra la comparación del ajuste de

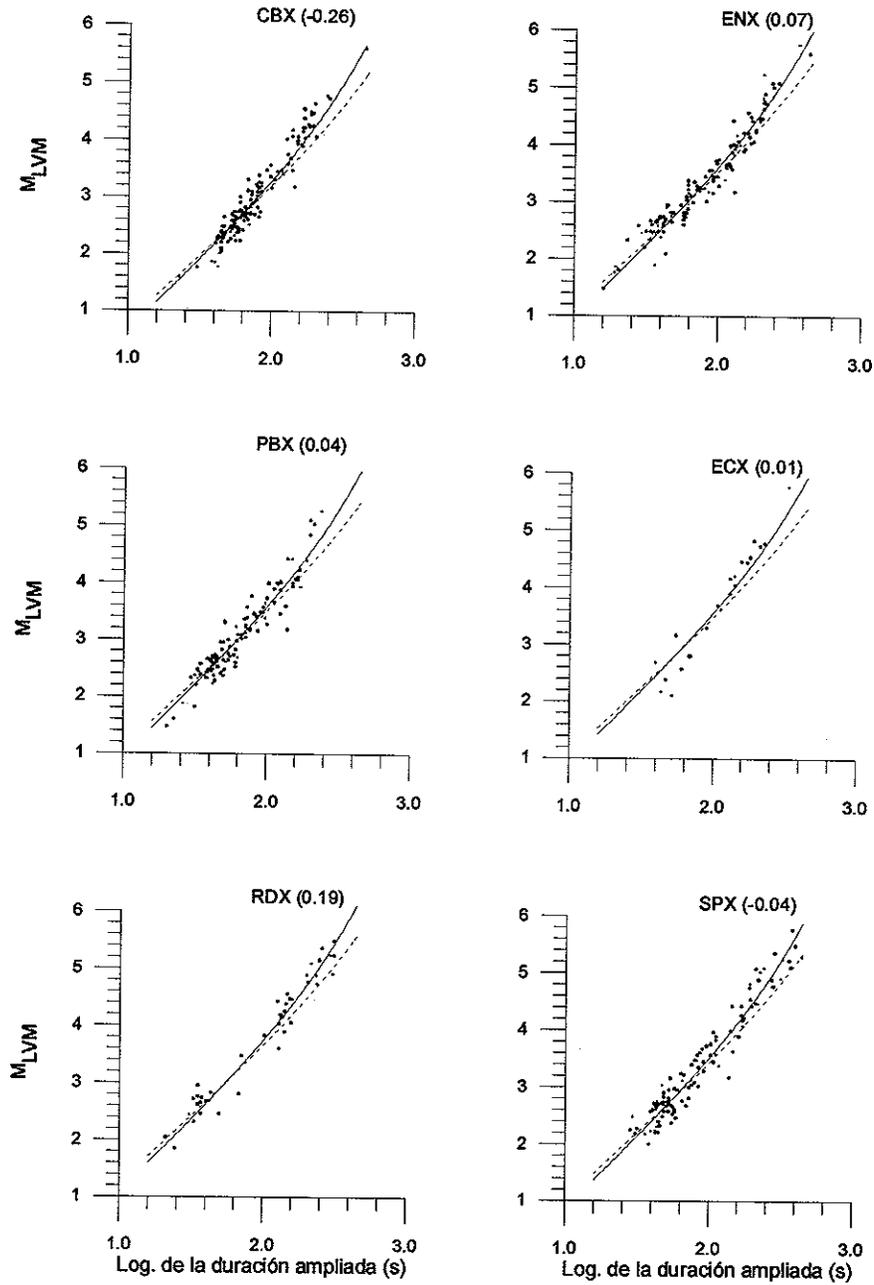


Figura 20a. Gráficas del logaritmo de la duración ampliada (duración de coda más el tiempo de viaje de la onda P) y la magnitud local reportada en el Capítulo II para sismos en que las trayectorias de viaje de las ondas sísmicas están en la subregión de las SPBC. Para propósitos de comparación se muestran las curvas obtenidas para las SPBC (continua) y el VMI (punteada). Los números entre paréntesis denotan los valores de corrección de estación.

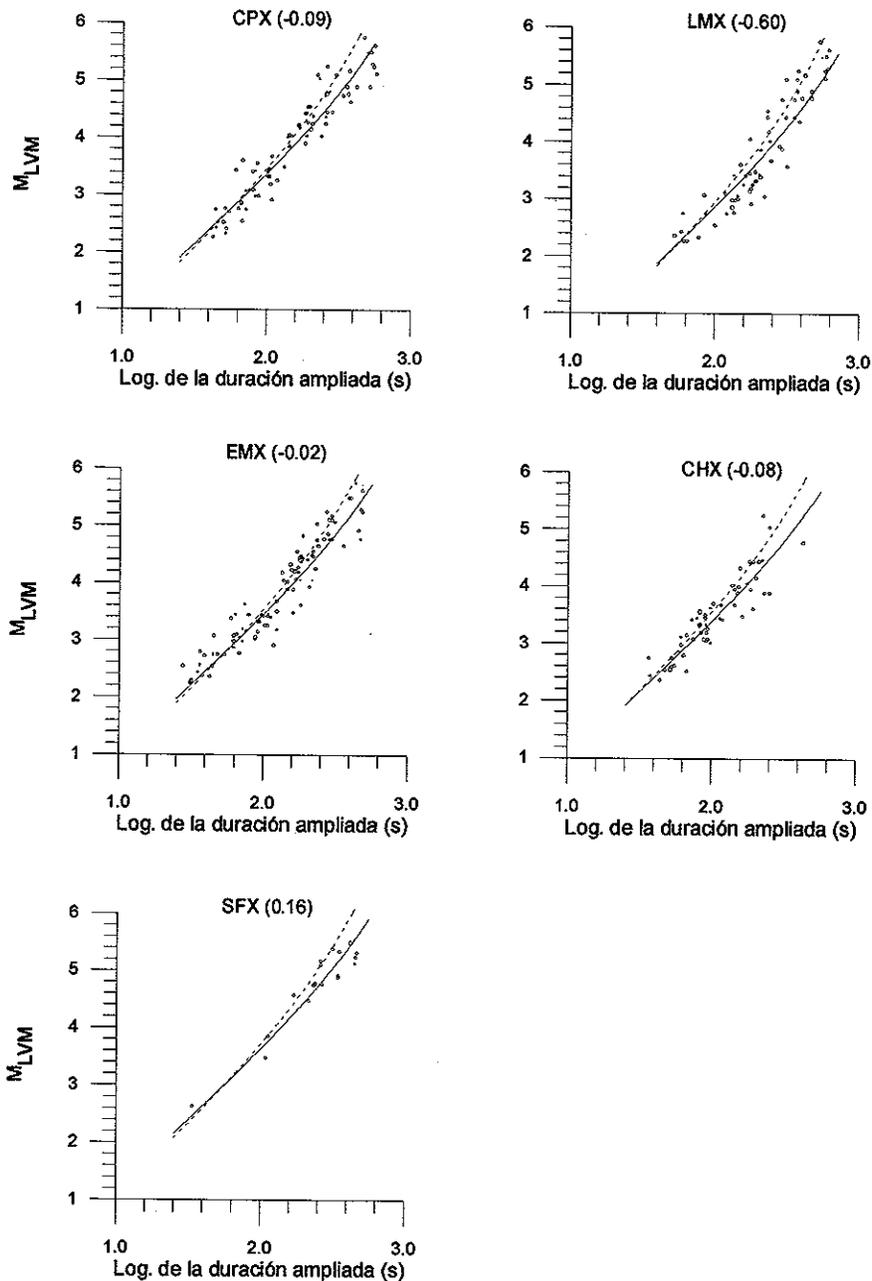


Figura 20b. Gráficas del logaritmo de la duración ampliada (duración de coda más el tiempo de viaje de la onda P) y la magnitud local reportada en el Capítulo II para sismos en que las trayectorias de viaje de las ondas sísmicas están en la subregión del VMI. Para propósitos de comparación, se muestran las curvas obtenidas para el VMI (continua) y las SPBC (punteada). Los números entre paréntesis denotan los valores de corrección de estación.

las curvas obtenidas mediante las ecuaciones (10) y (11) a nuestros datos. En todas las gráficas se muestra con línea continua la curva obtenida para la subregión respectiva y, para propósitos de comparación, con línea punteada la curva que corresponde a la otra subregión. Los números entre paréntesis indican la corrección obtenida para cada estación. Por otro lado, el segundo término en las ecuaciones (10) y (11) hace que la relación entre la magnitud (M_D) y el logaritmo de la duración ampliada (τ) sea cóncava (Figuras 20a y 20b). Este comportamiento en la relación $M_D - \tau$ ha sido analizado desde un punto de vista semi-teórico por Sato y Fehler (1998). Es de notar en todas las gráficas que las curvas obtenidas para ambas subregiones coinciden aproximadamente para sismos de magnitudes hasta de alrededor de 3.4. Esta coincidencia implica que cualquiera de las dos relaciones pudiera usarse indistintamente para calcular la magnitud de los sismos de las SPBC o del VMI hasta el límite indicado. Para magnitudes mayores, sin embargo, la concavidad de las curvas mostradas en las Figuras 20a y 20b es diferente, siendo mayor para las SPBC que para el VMI. Lo anterior era de esperarse y se explica por el hecho de que para un sismo de cierta magnitud las duraciones medidas en estaciones de las SPBC son menores que las correspondientes a estaciones del VMI.

La Figura 21 muestra la comparación de la magnitud de duración calculada y la correspondiente magnitud local de los sismos analizados. Para ambas

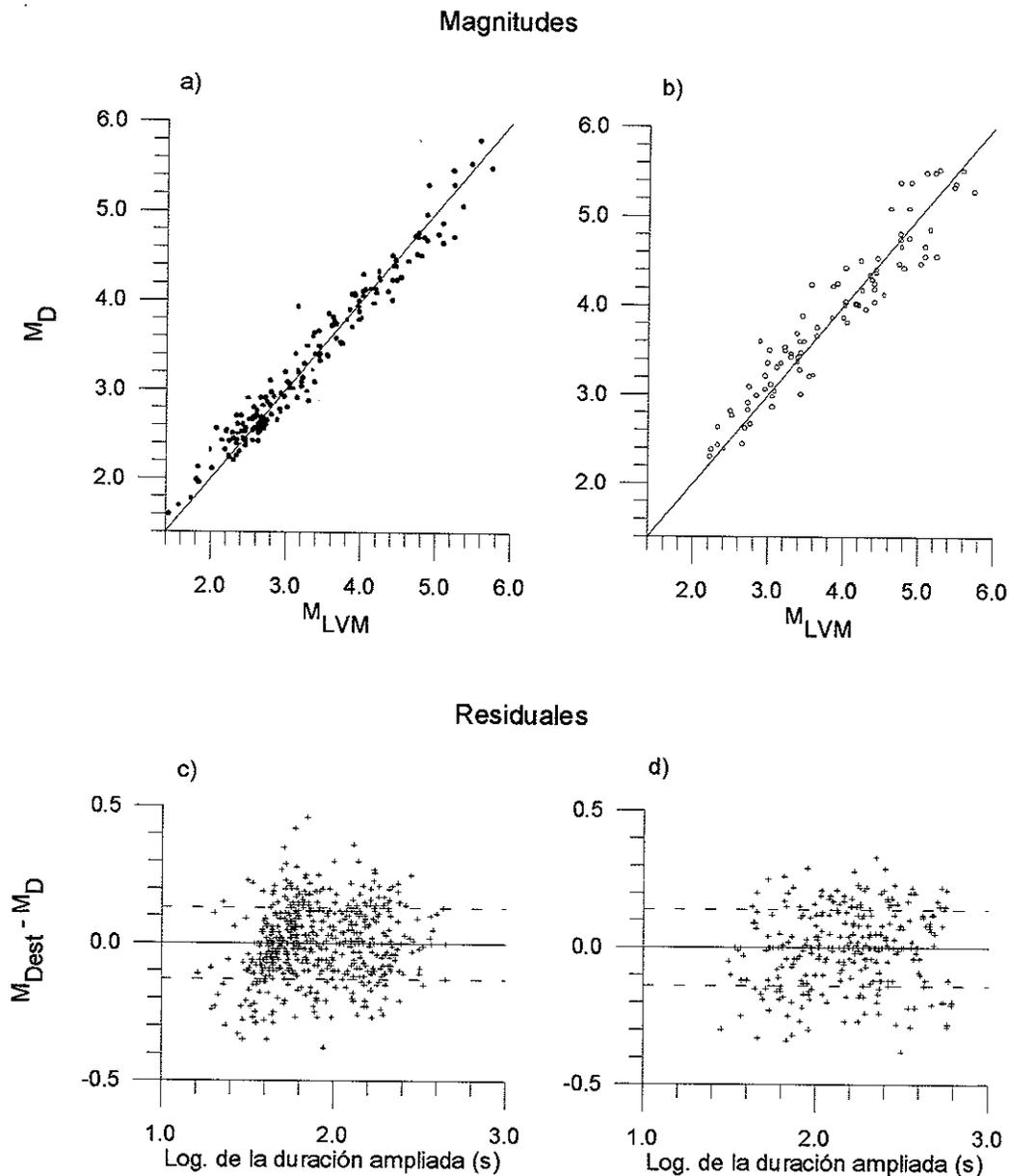


Figura 21. Gráficas comparativas entre los valores promedio de magnitud de duración (M_D) y los de magnitud local M_{LVM} de los sismos analizados: a) para sismos de las SPBC y b) para sismos del VMI. En cada caso, la línea recta representa la igualdad entre ambas magnitudes (pendiente de 1). En c) y d) se presentan gráficas de residuales de magnitud y el logaritmo de la duración ampliada para sismos de las SPBC y del VMI, respectivamente. Los residuales corresponden a la diferencia entre la magnitud individual obtenida en cada estación (M_{Dest}) y la magnitud del evento (M_D). Las líneas punteadas representan la desviación estándar de los residuales.

subregiones, las SPBC (Figura 21a) y el VMI (Figura 21b), observamos un buen ajuste entre los dos tipos de magnitud para valores de entre 2.0 y 5.0 principalmente. Los datos están graficados alrededor de la línea recta que representa la igualdad entre ambas magnitudes. Para magnitudes comprendidas entre 5.1 y 5.8 no obstante que el número de datos es menor y hay un incremento de la dispersión en ambos casos, el ajuste aún es bueno. El coeficiente de correlación del ajuste entre ambas magnitudes (en todo el intervalo considerado [$2.0 \leq M \leq 5.8$]) es de 0.93 para sismos de las SPBC y de 0.91 para sismos del VMI. Por otro lado, no se aprecia una tendencia aparente en las gráficas de residuales de magnitud contra el logaritmo de la duración ampliada para ambas subregiones (Figuras 21c y 21d). La desviación estándar de los residuales, indicada en las figuras por las líneas punteadas, es de 0.13 para sismos de las SPBC y de 0.14 en el caso de sismos del VMI.

III.4.2 Correcciones de estación

Los valores de corrección por la variación de la duración debida al sitio de registro (Tabla II) también se obtuvieron del proceso de regresión. Con excepción de la estación LMX, las otras diez estaciones de RESNOM están ubicadas en roca firme. Para siete de las diez estaciones las correcciones de estación son cercanas a cero o positivas, lo cual implica que los sismos registrados en ellas se

Tabla II

Códigos de estaciones, coordenadas y correcciones de estación en duración y amplitud.

Estación	Nombre	Latitud (°N)	Longitud (°W)	Elevación (m)	Corrección		Geología
					Duración	Amplitud	
EMX	El Mayor	31.988	115.242	10	- 0.02	+0.26	Granito
LMX	La Mesa	32.109	114.963	25	- 0.56	- 0.08	Arena
CHX	El Chinero	31.472	115.051	40	- 0.08	+0.15	Basalto
SFX	San Felipe	30.881	114.752	55	+0.21	+0.01	Granito intemperizado
CPX	Cerro Prieto	32.418	115.304	180	- 0.12	- 0.42	Riodacita
ENX	Ensenada	31.883	116.663	230	+0.07	- 0.10	Andesita
PBX	Punta Banda	31.742	116.726	330	+0.05	- 0.04	Andesita
ECX	Estebán Cantú	31.657	116.598	1040	+0.01	- 0.09	Andesita
CBX	Cerro Bola	32.313	116.664	1250	- 0.26	- 0.17	Riolita
RDX	Rancho Dawling	31.928	115.942	1680	+0.16	+0.18	Granodiorita
SPX	San Pedro Mártir	31.045	115.464	2800	- 0.02	+0.22	Granodiorita

caracterizan por duraciones cortas de coda. En contraste, para la estación LMX, situada sobre arena, y las estaciones CBX y CPX, situadas en sitios elevados que sobresalen con respecto al área circundante, las correcciones son negativas. Esto significa que los sismogramas de estas estaciones se caracterizan por duraciones largas de coda. De este resultado se aprecia que las condiciones locales del sitio de registro afectan de manera importante a la duración de coda.

Con el propósito de determinar si existe alguna correspondencia entre las correcciones de estación asociadas a la variación de la amplitud de la señal y a la variación de la duración de coda, se comparan ambas en la Figura 22. Es de notar de esta comparación que los valores de corrección para estaciones de las SPBC, a excepción de SPX, se encuentran próximos a la línea que representa la igualdad entre ambos tipos de corrección. La corrección negativa para CBX sugiere que la topografía del sitio influye en la generación de las duraciones largas medidas en esta estación. En general, podemos afirmar que los valores cortos de la duración de la coda son una característica de los registros producidos por estaciones ubicadas en la región montañosa de las SPBC.

Por otro lado, para las estaciones EMX y CHX (situadas en roca firme y localizadas en y al sur del VMI, respectivamente), los valores de corrección muestran un comportamiento similar al determinado para las estaciones de las

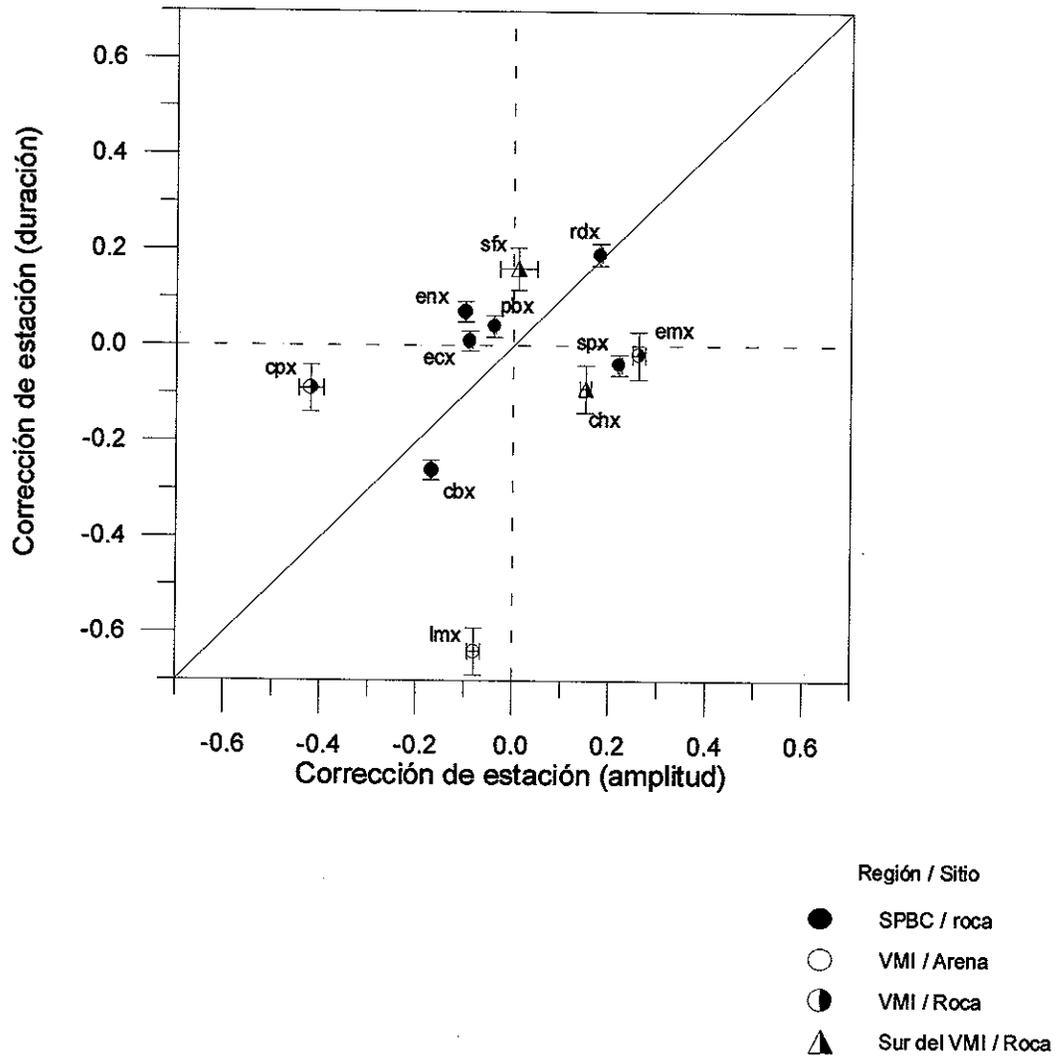


Figura 22. Comparación de las correcciones de estación aplicables a las magnitudes obtenidas a partir de la amplitud contra las obtenidas a partir de la duración de coda. Nótese el caso contrastante entre los valores para las estaciones CPX y LMX, ambas localizadas en la subregión del VMI. Ver el texto para una mayor explicación al respecto.

SPBC: amplitudes bajas y duraciones de coda cortas. Sin embargo, para las estaciones del VMI: LMX (ubicada sobre una mesta de arena) y CPX (ubicada sobre un sitio elevado), es difícil establecer una correspondencia. Tanto LMX como CPX tienen valores de corrección negativa pero con características opuestas. En el caso de LMX, la corrección de estación para la duración es significativamente mayor que la corrección de estación para la amplitud correspondiente. El caso opuesto lo constituye la estación CPX, situada en las proximidades del cráter del volcán de Cerro Prieto. Este resultado indica que, al menos para estas dos estaciones, amplitudes grandes en los sismogramas no necesariamente corresponden a duraciones largas de coda.

III.5 Conclusiones

Para calcular la magnitud de duración de sismos de la región norte de Baja California, en el intervalo de 1.8 a 5.8, fue necesario establecer dos relaciones empíricas. Estas relaciones reflejan las diferencias en la geología regional entre las SPBC y el VMI y toman en cuenta los efectos en la duración de las señales sísmicas, debidos a la distancia y al sitio de registro. Para la subregión granítica de las SPBC existe cierta correspondencia entre la amplitud y la duración de la señal sísmica. Esto es, amplitudes bajas corresponden a duraciones cortas de la señal. En esta subregión no se aprecian variaciones importantes de la duración

asociadas al efecto de sitio. Cuando este efecto se presenta, produciendo duraciones largas, éstas se asocian a las características topográficas del lugar.

Para el ambiente sedimentario del VMI, en general las duraciones observadas en los sismogramas son mayores que las observadas en estaciones de las SPBC. En esta subregión sobresalen los casos de dos estaciones con geología local contrastante: una sobre una meseta de arena y la otra sobre el volcán Cerro Prieto, el único rasgo topográfico en la subregión. En estos casos la correspondencia entre la amplitud y la duración no es tan sencilla como para las SPBC, ya que amplitudes grandes en los sismogramas no necesariamente corresponden con duraciones largas de coda en ellos y viceversa.

La escala de magnitud de duración propuesta en este capítulo complementa a la escala de magnitud local propuesta en el Capítulo II. Ambas escalas permiten obtener valores homogéneos de magnitud para sismos de la región norte de Baja California.

Con base en los resultados de este capítulo, los algoritmos usados en RESNOM fueron modificados para registrar los sismogramas digitales con la longitud apropiada. De esta forma las relaciones empíricas determinadas se pueden aplicar a este tipo de datos.

Capítulo IV. Características de fallamiento de sismos de las Sierras Peninsulares de Baja California ($4.1 \leq M \leq 5.3$)

Resumen

Con el propósito de conocer el momento sísmico, la profundidad focal y la geometría de fallamiento de sismos de las Sierras Peninsulares de Baja California, se efectuó el modelado de sus formas de onda. Los sismogramas modelados fueron registrados a distancias de 180 a 245 km en estaciones de banda ancha de la redes de Anza y TERRAScope en California. Para el cálculo de los sismogramas sintéticos se decidió utilizar funciones fuente triangulares (de 0.4 a 1.0 segundo de duración), el modelo de corteza del sur de California y valores de Q_s independientes de la frecuencia (300, 600 y 1000). Con base en el modelo de fractura de cizalla, se calculó funciones de Green mediante el uso de programas basados en el método de integración del número de onda. Las funciones de Green obtenidas para tres tipos de fallas elementales (de desgarre, de gravedad y de movimiento vertical en un plano de falla inclinado a 45°) se combinaron para obtener los sismogramas sintéticos. Una transformación de coordenadas permitió obtener las series de tiempo sintéticas en función de los parámetros que definen la geometría de una falla (acimut, echado y ángulo del vector de deslizamiento). La comparación entre los sismogramas sintéticos y los observados (a frecuencias de 0.1 a 0.5 Hz) es buena, considerando las distancias fuente-receptor utilizadas. Sin embargo, fue difícil modelar la componente de

movimiento tangencial para casos de sismos con trayectorias epicentro-estación próximas a la zona de transición entre las Sierras Peninsulares de Baja California y el Valle Mexicali-Imperial. Esta dificultad se interpreta como una evidencia de la heterogeneidad entre ambas subregiones. Los momentos sísmicos resultantes de la modelación están comprendidos en el intervalo de 8.4×10^{21} a 4.5×10^{23} dina-cm. La geometría de la fuente de tres de los sismos estudiados ($M \sim 4$) indica fallamiento de rumbo lateral derecho con componente de tipo normal. Los dos sismos de magnitud $M \sim 5$ no están asociados a alguna traza superficial de falla y la solución que se prefirió en ambos casos indica fallamiento de rumbo lateral izquierdo con componente normal en un caso y con componente inversa en el otro.

IV.1 Introducción

En los capítulos anteriores se estableció los procedimientos para calcular la magnitud de sismos del norte de Baja California. Para este cálculo solo dos características en los sismogramas se tomaron en cuenta: el valor máximo de la amplitud y la duración del registro. No obstante la amplitud se ve afectada por el patrón de radiación y el efecto de sitio, conduciendo a valores subestimados o sobrestimados de la magnitud (Capítulo II). Estos efectos son evidentes en la gráfica de residuales de magnitud de los sismos seleccionados en este capítulo (Figura 23). La magnitud local de estos sismos fue calculada a partir de registros

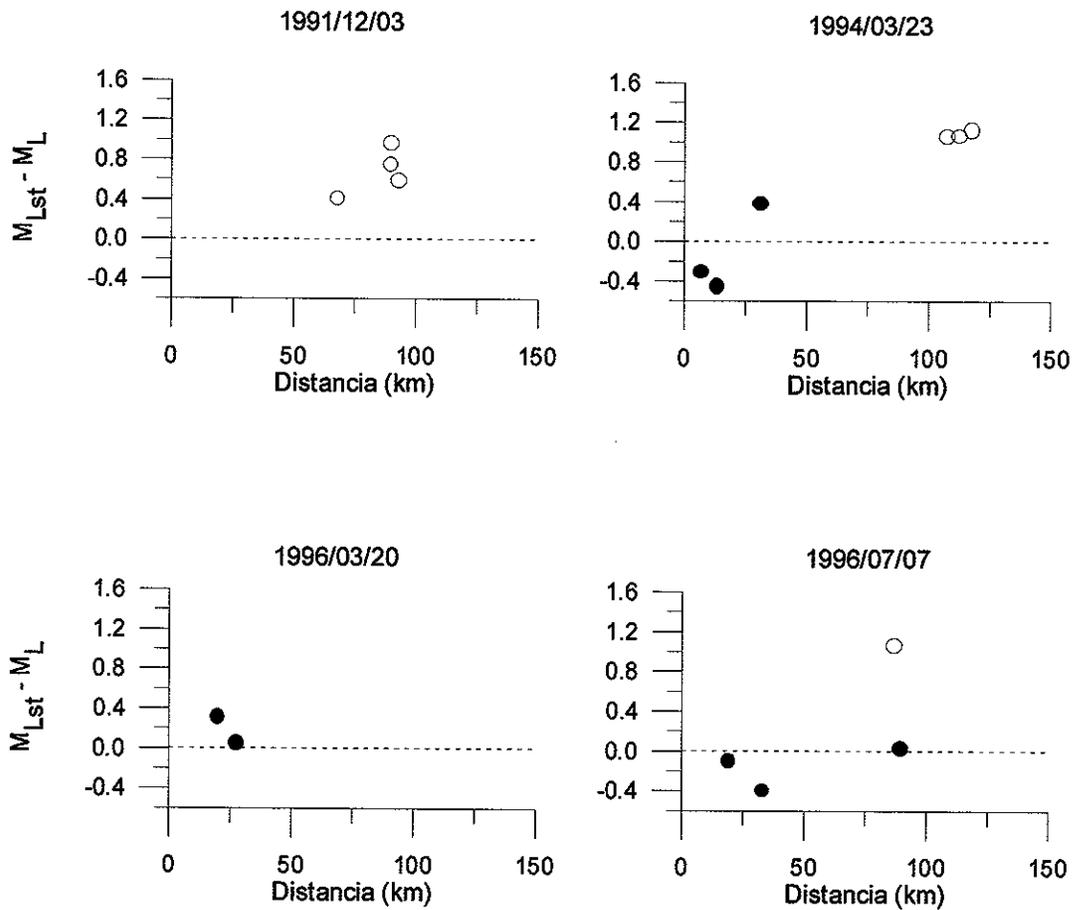


Figura 23. Residuales de magnitud (magnitud individual de cada estación menos la magnitud del evento reportado por otras agencias) de los sismos del presente estudio. Los círculos en negrita y en blanco indican los valores obtenidos a partir de datos de aceleración de estaciones de las SPBC y del VMI, respectivamente. Para los sismos de diciembre de 1991 y marzo de 1994, en la Figura 4a (Capítulo I) se muestra la variación de los valores de aceleración máxima con respecto a la distancia. En dicha figura se aprecia también que los valores de aceleración son altos en registros de estaciones del VMI, en concordancia con lo mostrado en la presente figura.

de aceleración, ya que los sismogramas de RESNOM están saturados. La Figura 23 ejemplifica las diferencias notorias en las magnitudes obtenidas para sismos registrados en estaciones de las Sierras Peninsulares de Baja California (SPBC; magnitudes bajas o cercanas al valor promedio) y en estaciones del Valle Mexicali-Imperial (VMI; magnitudes altas). Debido a la carencia de un número mayor de registros de aceleración, no fue posible establecer correcciones de estación para tomar en cuenta el efecto del sitio. Por otro lado, los registros obtenidos en estaciones del VMI tienen incluido el efecto de propagación de las ondas sísmicas por dos medios de estructura diferente, lo cual (como se discutió en el Capítulo II) afecta también a las estimaciones de magnitud. Aun cuando existía la posibilidad de calcular la magnitud local a partir de registros obtenidos en estaciones más alejadas del epicentro, se decidió evaluar el momento sísmico (entre otros parámetros) por ser el más apropiado para cuantificar el *tamaño* de los sismos.

El momento sísmico (M_0) es un parámetro directamente relacionado con el proceso físico que tiene lugar en la fuente y se define como el producto del área de la falla, por la dislocación y el coeficiente de rigidez (Aki, 1966; Aki y Richards, 1980). No obstante que en ocasiones es posible calcular M_0 a partir del nivel espectral a frecuencias bajas, para sismos de magnitud mayor que 4 (registrados a distancias cortas) no siempre es posible apreciar este nivel. Lo anterior obedece a limitaciones de tipo instrumental. En estos casos, el cálculo del sismograma

sintético y su comparación con el sismograma real es una alternativa para evaluar M_0 . Además de este parámetro, en el modelado de las formas de onda se obtiene también la geometría del fallamiento y la profundidad del hipocentro. Estos parámetros representan el modelo cinemático de ruptura (Udías, 1999). En las SPBC, con excepción de algunos estudios en particular (por ejemplo el de Nava y Brune, 1983 y el de González, 1987), no se han realizado estudios para determinar las características de fallamiento de sismos de magnitud entre 4 y 5.5. La importancia de conocer estos parámetros y la atenuación del medio (establecida en el Capítulo II), radica en su utilidad para estudios de riesgo sísmico en la región.

Para el caso del VMI, se intentó modelar las formas de onda del sismo del 11 de agosto de 1994 ($M_L = 4.9$, ver Figuras 4a y 4b) ocurrido en esta subregión, sin obtener resultados satisfactorios. Por un lado, el sismograma observado es muy complejo, los primeros arribos son emergentes, es difícil identificar el inicio de la onda S y los arribos posteriores indican una mayor complejidad en la trayectoria fuente-estación (Figura 24). Por otro lado, el modelo de corteza usado (el cual es un promedio de modelos para el Valle Imperial y el sur de California) es muy sencillo y no representa la complejidad de la transición entre la corteza de las SPBC y el VMI. Con el uso de este modelo no fue posible reproducir el sismograma observado. Por estas razones, se decidió hacer sólo el modelado de sismos de las SPBC.

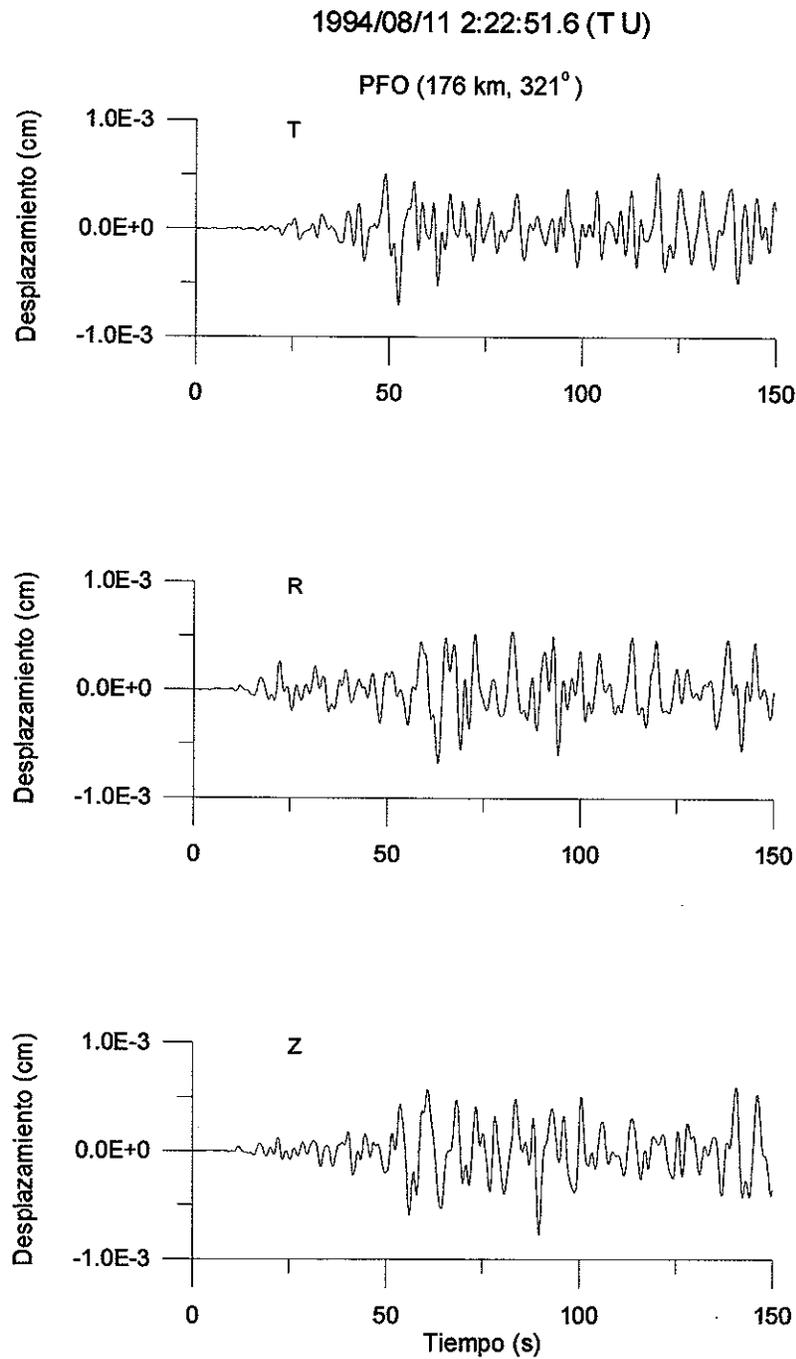


Figura 24. Sismogramas del sismo del 11 de agosto de 1994 ($M_L = 4.9$) registrados en la estación PFO de la red de banda ancha de Anza, California. Los sismogramas fueron filtrados a frecuencias de 0.1 y 0.5 Hz.

Los objetivos del presente capítulo consisten en evaluar el momento sísmico, la geometría de fallamiento y la profundidad focal de sismos ($4.1 \leq M_L \leq 5.3$) ocurridos en las Sierras Peninsulares de Baja California (SPBC) y registrados a distancias regionales de 180 a 245 km en la red de banda ancha de Anza, California. Para esto se optó por considerar trayectorias fuente-estación comprendidas enteramente en la región tectónica de las Sierras Peninsulares del norte de Baja California, México-Sierras Peninsulares del sur de California, Estados Unidos. De esta manera se esperaba que el sismograma observado no mostrara las complejidades debidas al cruce de la señal sísmica por medios geológicamente diferentes.

IV.2 Estudios previos

En las SPBC han ocurrido sismos de magnitud moderada (5 a ~ 7) a lo largo de la falla San Miguel. Como ejemplos podemos mencionar a dos sismos de magnitud 6.0 y 6.4 ocurridos en 1954 (Leeds, 1979) y tres sismos de magnitud 6.8, 6.4 y 6.3 ocurridos en 1956 (Shor y Roberts, 1958). Castro (1983) calculó los sismogramas sintéticos de los sismos de 1954 ($M = 6.4$) y 1956 ($M = 6.8$). A partir de los efectos producidos por este último sismo, se construyó la curva de intensidad VI discutida en el Capítulo I (Figura 2). Doser (1992) determinó los parámetros de fuente de los tres sismos de 1956, sus resultados

indican un fallamiento de rumbo lateral derecho (Figura 25a). Este tipo de fallamiento concuerda con los resultados del estudio de campo realizado por Shor y Roberts (1958).

En 1975, 1985 y 1988 ocurrieron cuatro sismos de magnitudes entre 5 y 5.4 (Nava y Brune, 1983; González, 1987 y Munguía y Vidal, 1991) en una área conocida como Pino Solo, entre las fallas San Miguel y Sierra Juárez (Figura 25b). Los sismos de 1975, $M = 5.1$, y 1985, $M = 5.0$, fueron estudiados con detalle por Nava y Brune (1983) y González (1987), respectivamente. Los autores mencionados calcularon sismogramas sintéticos para cada uno de esos sismos. A los sismos de enero y agosto de 1988, de magnitudes 5.3 y 5.4, respectivamente, sólo se les determinó su mecanismo focal a partir de los arribos de las ondas P (Munguía y Vidal, 1991). Los sismos de 1975, 1985 y agosto de 1988 son similares en cuanto a la profundidad de ocurrencia (entre 12 y 15 km) y el tipo de mecanismo focal (lateral derecho). La excepción la constituye el mecanismo focal del sismo de agosto de 1988 que indica un fallamiento de tipo normal con planos orientados en direcciones NE-SW.

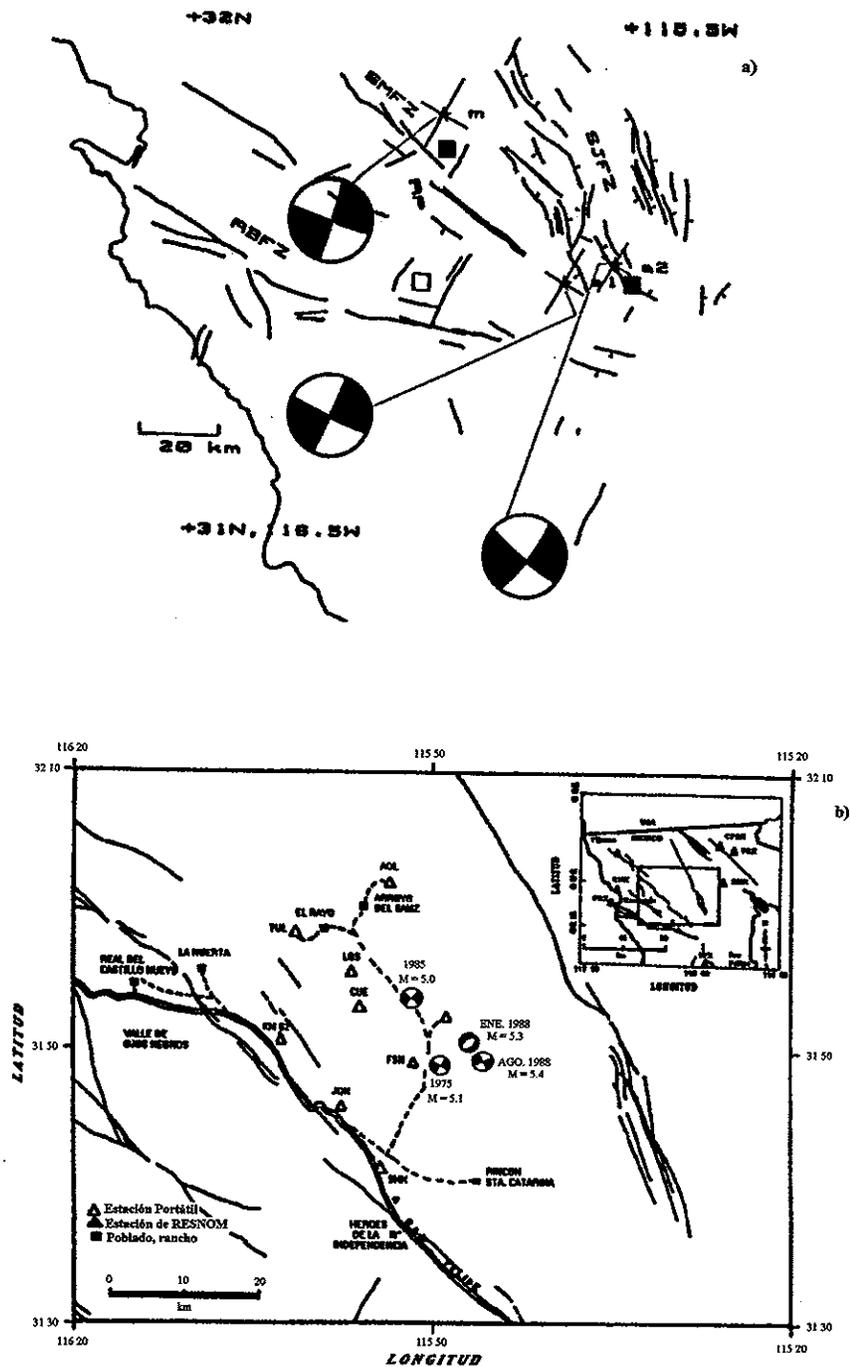


Figura 25. (a) Epicentros y mecanismos focales de los sismos de 1956, asociados a la falla San Miguel (figura tomada de Doser, 1992). (b) Epicentros y mecanismos focales de los sismos de Pino Solo ocurridos entre 1975 y 1988 (figura tomada de Munguía y Vidal, 1991).

IV.3 Análisis de datos

IV.3.1 Características de la instrumentación y datos

Los sismogramas utilizados en esta parte de la tesis fueron registrados a distancias de entre 180 y 245 km por estaciones de banda ancha (0.008 a 10 Hz) de las redes de Anza y TERRAScope del sur de California, E. U. A. Una descripción de las características de estas redes se encuentra en Berger *et al.* (1984) (Anza) y la página electrónica de la Federation of Digital Broad-Band Seismograph Networks (TERRAScope). Los sismogramas fueron grabados en un formato que es reconocido por el programa SAC (Seismic Analysis Code), el cual está formado por un conjunto de utilerías para el procesamiento de las señales sísmicas (ver Tull, 1989). Los intervalos de muestreo usados en el registro de los sismogramas son de 0.05, 0.025 y 0.004 segundos (20, 40 y 250 muestras por segundo) por componente. En la Tabla III se listan los eventos seleccionados, las estaciones de las redes de Anza y TERRAScope que los registraron y la razón de muestreo a la que fueron grabados los datos. La Figura 26 muestra las curvas de respuesta de los instrumentos usados.

IV.3.2 Distribución de epicentros y mecanismos focales

Los sismos analizados fueron relocalizados de acuerdo con el procedimiento descrito en la sección II.2.1 de esta tesis. La distribución de epicentros, así como la ubicación de las estaciones que suministraron los datos,

Tabla III

Eventos, estaciones de las redes de Anza (AZ) y TERRAscope (TS) y características de los registros seleccionados

Fecha A/m/d	Tiempo H/m	Magnitud (M _L)	Red	Estaciones usadas	Razón de muestreo (m p s)	Distancia (km)	Acimut (grados)
911203	17 54	5.3	TS	PFO	20	215.0	344
940323	2 59	5.3	AZ	LVA2	250	178.6	346
				PFO	250	205.0	341
940407	18 32	4.1	AZ	BZN	250	213.3	340
				RDM	250	233.6	338
960320	5 03	4.3	AZ	SOL	40	211.1	313
				PFO	40	243.8	341
960707	6 27	4.3	AZ	FRD	40	214.0	337
				PFO	40	221.6	342

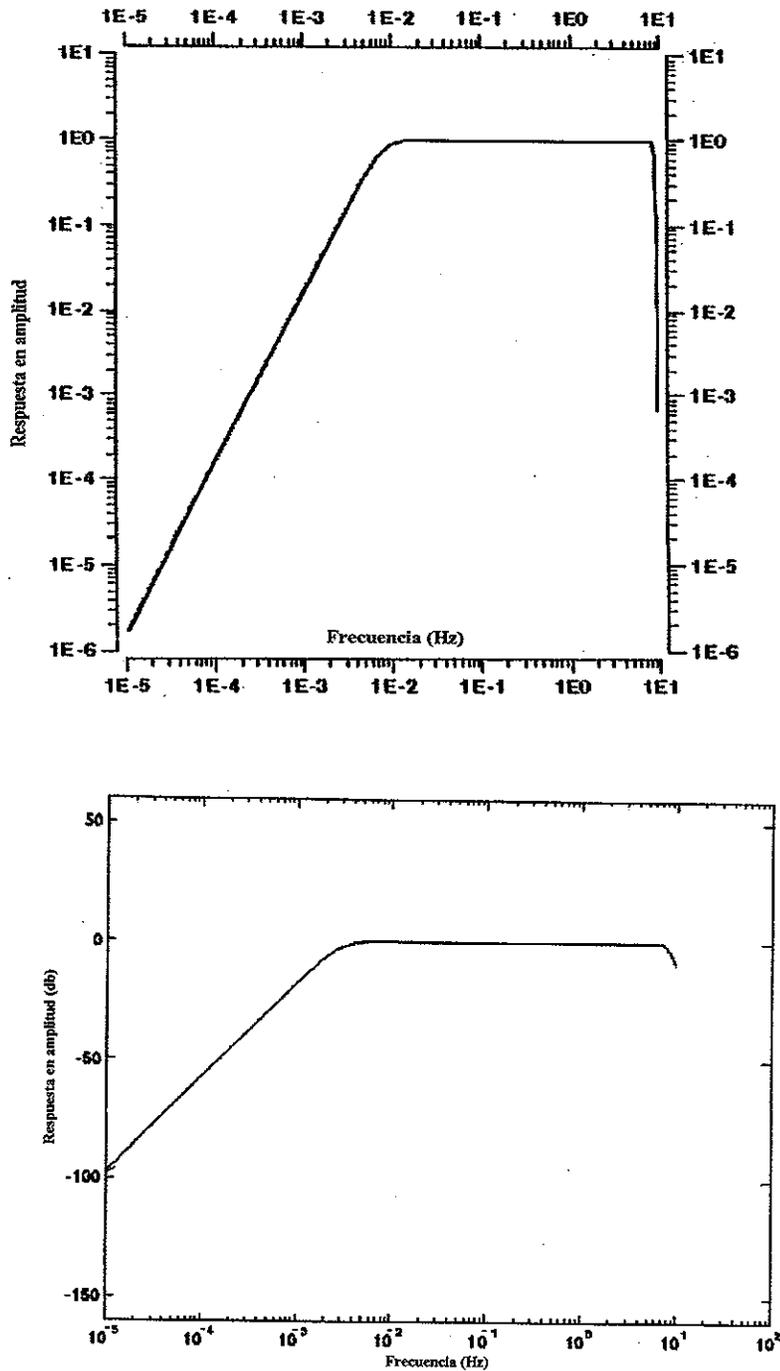


Figura 26. Curvas de respuesta en amplitud de las estaciones de banda ancha pertenecientes a las redes de Anza (figura superior) y TERRAscope (figura inferior).

se muestra en el mapa de la Figura 27. El error estimado en la localización de los epicentros es de ± 5 km. Con excepción de los sismos de magnitud mayor o igual a 5.0, los demás sismos están ubicados a lo largo de las fallas Sierra Juárez y San Miguel - Vallecitos. Es de interés notar que los sismos de $M \geq 5.0$ no se ubican sobre la traza de alguna falla conocida, sino más bien están localizados entre las fallas San Miguel - Vallecitos y tres Hermanos ($M_L = 5.3$) y Sierra Juárez y San Miguel - Vallecitos ($M_w = 5.1$), esta última es el área de Pino Solo (ver Figura 27).

Como información necesaria para el cálculo de los sismogramas sintéticos, se determinaron los mecanismos focales a partir de las polaridades de las ondas P. Estas polaridades se obtuvieron de sismogramas de estaciones de RESNOM, RANM y CIT, ubicadas estas últimas en las proximidades de la frontera México - Estados Unidos. Las polaridades observadas y los resultados derivados del programa de localización HYPO71 (acimut y ángulo de emergencia) representan los parámetros de entrada para el programa que efectúa el cálculo del mecanismo focal FPFIT (Reasenberg y Oppenheimer, 1985). Los mecanismos focales mostrados en la Figura 27 fueron obtenidos utilizando una proyección equi-areal de la semiesfera focal inferior. Los resultados muestran tres casos de mecanismos de fallamiento de rumbo con componente de tipo normal (eventos 911203, 960320 y 960707) un caso de fallamiento de rumbo (evento 940407) y un caso de fallamiento de rumbo con componente de tipo inverso (evento 940323).

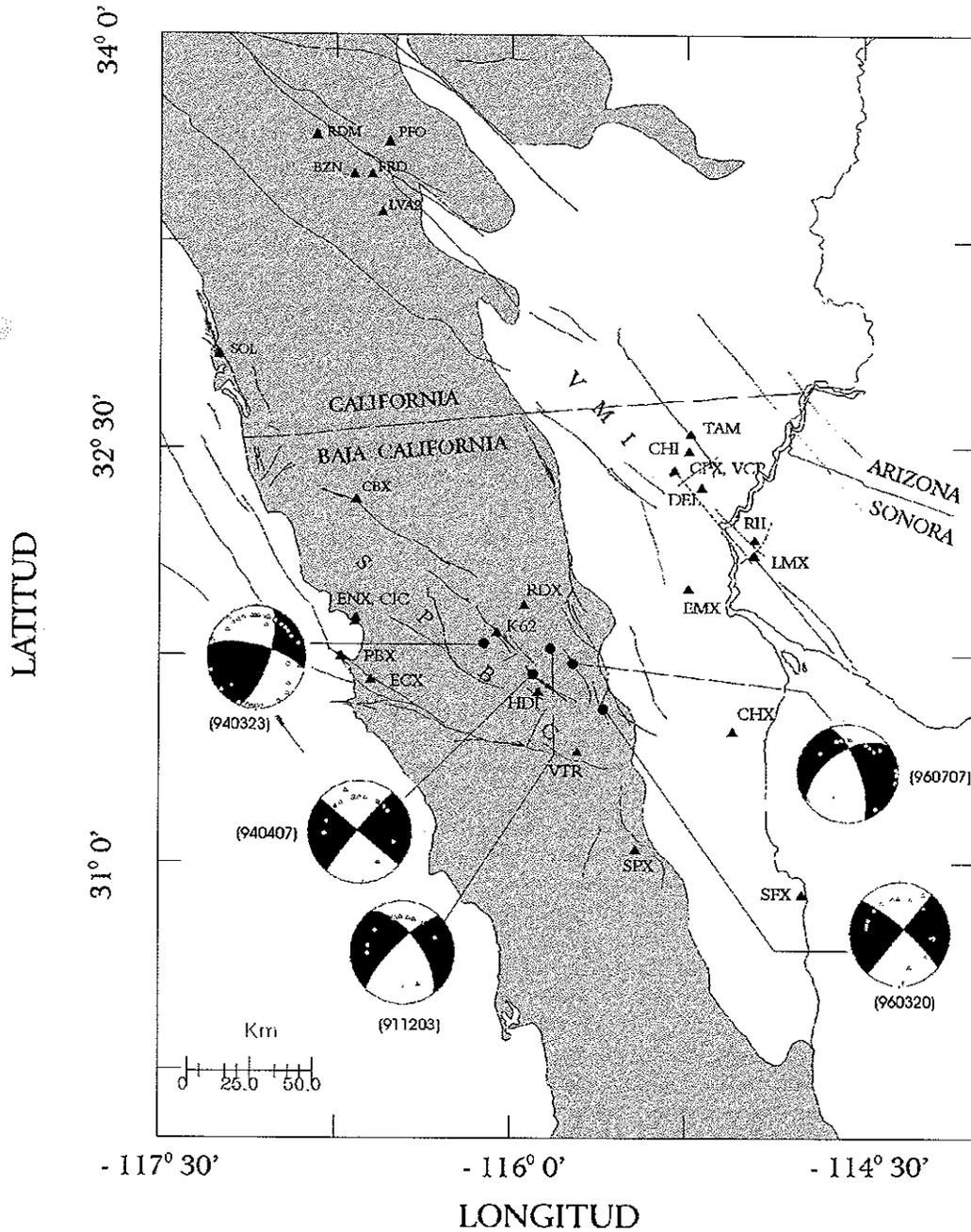


Figura 27. Distribución de epicentros y ubicación de las estaciones de RESNOM y RANM usadas. Se muestran también las estaciones de la red de ANZA y los mecanismos focales obtenidos para cada uno de los sismos seleccionados.

Por otro lado, no es posible precisar el plano de falla a partir solo de los mecanismos focales. El plano de falla de tres sismos fue seleccionado con base en la orientación de la traza de la falla sobre la cual se ubicó cada epicentro. En los dos casos de epicentros ubicados entre dos sistemas fallas, se recurrió a la distribución de las réplicas producidas por estos sismos.

De los sismos estudiados, cabe destacar el del 3 de diciembre de 1991 (sismo de Rancho Viejo). Dreger y Helmberger (1993) obtuvieron los parámetros de fuente de este sismo a partir de un proceso de inversión de datos de banda ancha. La selección del plano de falla hecha por estos investigadores ($N 60^{\circ} W$) se basó en la orientación de la traza de la falla San Miguel. No obstante, el epicentro no se ubica sobre la traza de esta falla, sino más bien entre las fallas San Miguel-Vallecitos y Sierra Juárez (área de Pino Solo). De acuerdo con González-García y Frez (2000), las réplicas producidas por este sismo (de magnitudes 1.5 a 3.4) presentan un alineamiento con una orientación $N 30^{\circ} E$ y longitud de alrededor de 5 km (Figura 28). Las réplicas con magnitudes mayores que 2 fueron localizadas con tiempos de arribo de estaciones de RESNOM y CIT, mientras que las réplicas de magnitud menor se localizaron con datos de 3 estaciones temporales y de la estación RDX. La profundidad de las réplicas está comprendida en el intervalo de 4 a 10 km.

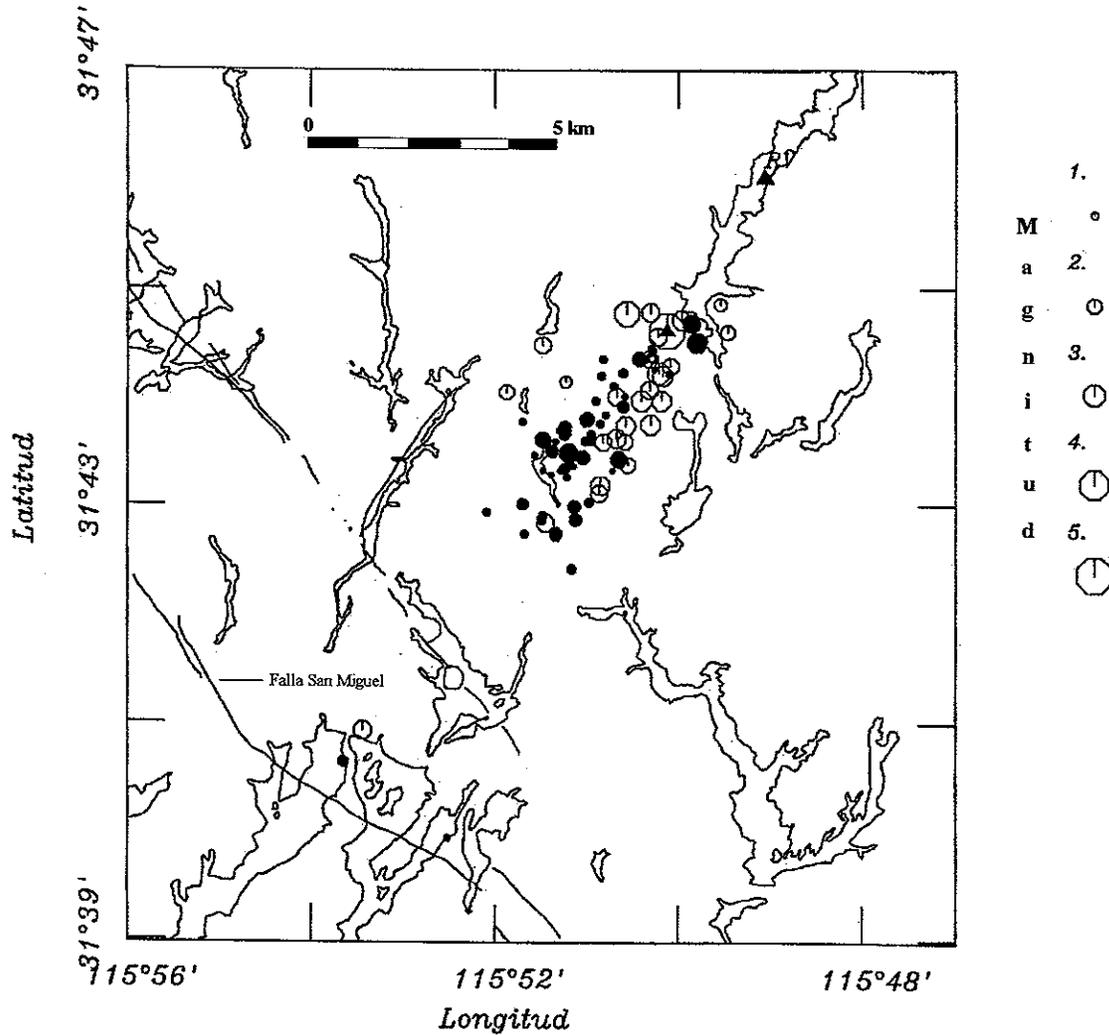


Figura 28. Distribución de réplicas del sismo del 3 de diciembre de 1991 ($M_w = 5.1$). Las réplicas se orientan a lo largo de una franja de 5 km con orientación N 30° E. Los símbolos usados representan la combinación de lecturas usadas en la localización: octágonos en blanco, datos de RESNOM y de CIT; octágonos en negrita, datos de estaciones locales y de la estación RDX. El octágono con el triángulo en su interior representa la localización del evento principal.

IV.4 Cálculo de los sismogramas sintéticos

Para calcular los sismogramas sintéticos se efectúa la convolución de la señal que proviene de la fuente, la función de transferencia del medio y la respuesta instrumental (Lay y Wallace, 1995). El proceso de calcular el movimiento del terreno (ya sea en desplazamiento, velocidad o aceleración) y compararlo con el sismograma observado, es conocido como modelado de formas de onda. Este modelado permite evaluar parámetros tales como el momento sísmico, la profundidad focal, la geometría de fallamiento y la función fuente. Para el caso que nos ocupa, supondremos que se tiene un conocimiento razonable de la estructura de la corteza de la región y trataremos de obtener los parámetros de fuente de los sismos seleccionados.

IV.4.1 Modelo de corteza

Para la región de las Sierras Peninsulares de California y norte de Baja California existen dos modelos de velocidades, el propuesto por Nava y Brune (1982) y el utilizado en la localización de los sismos del sur de California (SC), reportado por Dreger y Helmberger (1993). La comparación de estos dos modelos (ver Tabla IV) muestra varias diferencias. Una de ellas consiste en que las velocidades y las densidades son menores en el modelo del SC que en el de Nava y Brune (1982). Otra diferencia radica en los espesores de la segunda y

Tabla IV

Modelos de velocidades de la corteza para las Sierras Peninsulares de Baja California y sur de California: Nava y Brune (1982) (NB) y sur de California (SC)

Modelos	Espesor (km)	Velocidad de P (km/s)	Velocidad de S (km/s)	Densidad (g/c ³)	Q _p	Q _s
N B	5.0	5.6	3.2	2.5	600	300
	15.0	6.6	3.8	2.8	600	300
	22.0	7.0	4.0	2.9	1200	600
	∞	8.0	4.6	3.4	2000	1000
S C	5.5	5.5	3.2	2.4	600	300
	10.5	6.3	3.6	2.7	600	300
	19.0	6.7	3.9	2.8	1200	600
	∞	7.8	4.5	3.0	2000	1000

tercera capas. La diferencia más importante entre ambos modelos la constituye la profundidad a la que ubican la discontinuidad corteza - manto. Mientras el modelo de Nava y Brune (1982) la ubica a 42 km, el modelo para el sur de California la ubica a 35 km. Estudios recientes como el de Ichinose *et al.* (1996) y Lewis *et al.* (2000a) coinciden en ubicar la discontinuidad corteza-manto a ~35 km, a latitudes comprendidas entre ~32.8° y 33.5° N. Recientemente Lewis *et al.* (2000b) encontraron que la discontinuidad corteza - manto, a la altura de San Pedro Mártir (~31° N), es de 43 km. Hacia el este la corteza se adelgaza abruptamente. En la parte central del Golfo de California y su costa este (en Sonora), la discontinuidad corteza - manto alcanza profundidades de 15 a 16 km.

Debido a que las trayectorias epicentro-estación consideradas están comprendidas en la región de las Sierras Peninsulares de California y norte de Baja California (Lat. 31.5° a ~34° N), se decidió usar el modelo de velocidades del sur de California. Para la primera y segunda capas de este modelo se usó un factor de atenuación Q_s de 300, el cual es el promedio de valores reportados en la literatura para la región (Vidal Villegas, 1987). Para la tercera capa y el semiespacio homogéneo los valores de Q_s usados son 600 y 1000, respectivamente.

IV.4.2 Parámetros iniciales de la fuente

El cálculo del sismograma sintético se efectuó con un conocimiento a priori del mecanismo focal y del momento sísmico. El mecanismo focal inicial fue obtenido a partir de las polaridades de los primeros movimientos de ondas P con el programa FPFIT, como se describió en la sección IV.3.2. En lo que respecta a los valores iniciales del momento sísmico, éstos fueron calculados a partir de la relación entre la magnitud local y el logaritmo del momento sísmico propuesta por Vidal y Munguía (1991) para las SPBC:

$$\text{Log } M_0 = 1.63 M_L + 14.87. \quad (12)$$

Esta relación es válida en el intervalo de magnitudes de 4 a 6.8. Los parámetros que definen la geometría de los mecanismos focales obtenidos (acimut, echado y ángulo del vector de deslizamiento), así como el valor de momento sísmico para cada uno de los eventos, se presentan en la Tabla V. Estos parámetros representan el modelo inicial a partir del cual se trató de obtener el mejor ajuste entre los sismogramas observado y sintético.

IV.4.3 Procedimiento

El modelado de las formas de onda se hizo mediante la comparación directa entre el sismograma observado y el sintético. Se calculó primero las funciones de Green para el modelo de corteza discutido previamente y

considerando un modelo de fuente formado por un doble par de fuerzas. Las funciones obtenidas fueron a su vez convolucionadas con una función fuente triangular con duración de 1 segundo para los sismos de $M_L \geq 5$ y de 0.4 segundos para sismos de magnitud $4.1 \leq M_L \leq 4.3$. La selección de las duraciones mencionadas fue hecha con base en valores reportados en la literatura para sismos de magnitud similar a los aquí estudiados. Por ejemplo, Dreger y Helmberger (1993) utilizaron una duración de 1 segundo para el sismo de diciembre de 1991 ($M_w = 5.1$). Por otro lado, para sismos del sur de California y magnitudes de 3.8 a 4.6, Kanamori *et al.*, (1993) reportaron valores de duración del pulso que van de 0.2 a 0.9 segundos.

El siguiente paso consistió en combinar las funciones de Green obtenidas para tres tipos de fallas elementales (de desgarre, de gravedad y de movimiento vertical en un plano de falla inclinado a 45°) para obtener las tres componentes de desplazamiento (Wang y Herrmann, 1980). Una transformación de coordenadas permitió obtener las series de tiempo sintéticas en función de los parámetros que definen la geometría de una falla (acimut, echado y ángulo del vector de deslizamiento). La variación sistemática de estos parámetros y de la profundidad (listados en la Tabla V), permitió encontrar el mejor ajuste entre el sismograma sintético y el observado. Esta variación fue hecha tomando como referencia los valores de incertidumbre proporcionados por el programa usado para calcular el mecanismo focal (FPFIT). El criterio de ajuste entre los sismogramas

Tabla V

Parámetros de fuente iniciales de los sismos modelados en el presente estudio

Fecha A/m/d	Tiempo H/m/s	Latitud	Longitud	Prof. (km)	M_L	M_0 (dina - cm)	Rumbo	Echado	Ang. de Desliz.
911203	17 54 37.1	31.752	-115.852	11.0	5.1	5.2×10^{23}	N 55° W	80°	163° *
				16.0	5.3	3.23×10^{23}	N 50° E	80°	- 30°
940323	2 59 16.2	31.786	-116.117	9.8	5.3	3.23×10^{23}	N 30° E	35°	40°
940407	18 32 14.0	31.679	-115.908	2.0	4.1	7.43×10^{21}	N 50° W	90°	180°
960320	5 03 6.6	31.530	-115.624	4.0	4.3	7.57×10^{21}	N 40° E	90°	20°
960707	6 27 10.4	31.710	-115.734	9.2	4.3	7.57×10^{21}	N 20° W	70°	140°

* parámetros de fuente reportados por Dreger y Helmberger (1993); la magnitud reportada es M_w

sintético y observado se tomó con base en los tiempos de arribo de las ondas P, S, L y las polaridades y amplitudes respectivas. Finalmente, se determinó el momento sísmico a partir de las amplitudes pico a pico de las ondas superficiales las cuales son menos afectadas por la estructura de la corteza.

IV.5 Discusión de resultados

A continuación se discute en detalle los resultados del proceso de modelado para tres de los eventos seleccionados ($M_w = 5.1$, $M_L = 5.3$ y 4.3 [descrito este último en el Capítulo II]). Los dos eventos restantes son discutidos juntos y en forma breve en una sola sección posterior.

IV.5.1 Sismo del 3 de diciembre de 1991 ($M_w = 5.1$)

Como se mencionó con anterioridad, este sismo ya fue estudiado por Dreger y Helmberger (1993) y sus resultados se reportan en la Tabla V. El mecanismo de este sismo indica un fallamiento de rumbo con componente de tipo normal. El sismograma sintético se calculó primeramente con los parámetros obtenidos por Dreger y Helmberger (1993) y a continuación se repitió el cálculo considerando, esta vez, el plano de falla sugerido por las réplicas de este temblor. La Figura 29 muestra la comparación de los sismogramas observados en la estación PFO (perteneciente a la red TERRAscope) con los sintéticos; obtenidos estos últimos con los parámetros reportados por Dreger y Helmberger (1993).

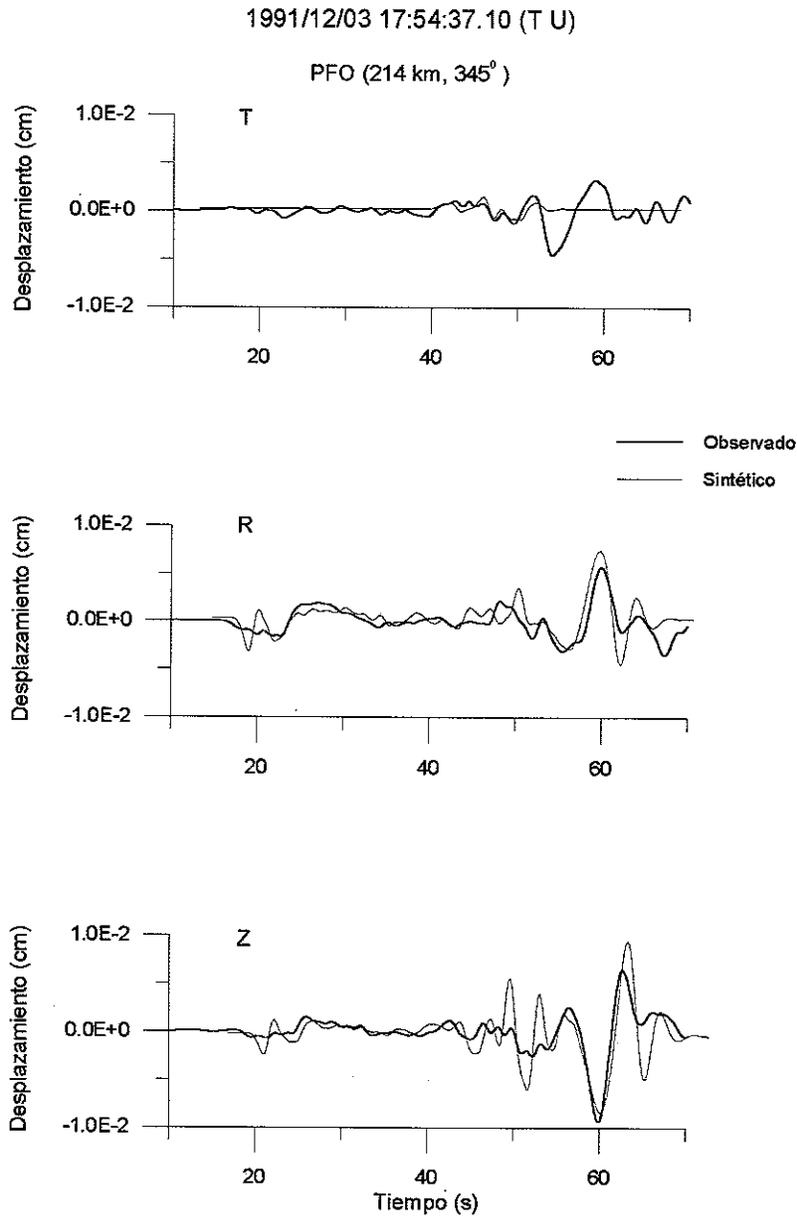


Figura 29. Comparación de los sismogramas sintéticos y observados para el sismo del 3 de diciembre de 1991. Los sismogramas sintéticos se obtuvieron utilizando los parámetros reportados por Dreger y Helmberger (1993). Los sismogramas fueron filtrados a frecuencias de 0.1 y 0.5 Hz.

Nótese la similitud entre las componentes vertical (Z) y radial (R) entre los ~25 y 42 segundos y a los ~55 a 65 segundos (ondas superficiales). En la tangencial (T) la similitud es entre los 40 y ~50 segundos. Dreger y Helmberger (1993) compararon los sismogramas observados y sintéticos entre los segundos ~18 a 47; sus resultados son similares a los obtenidos en el presente estudio. Por otro lado, la Figura 30 muestra la comparación entre los sismogramas reales y los sintéticos; calculados estos últimos con base en el plano de falla sugerido por la distribución de réplicas (Figura 28) y los siguientes parámetros (acimut = 40° , echado = 85° y ángulo del vector de deslizamiento = -10°). La comparación mostrada en la Figura 30, para las componentes Z y R, es similar a la mostrada en la Figura 29. Sin embargo, en la componente T la situación es diferente. La Figura 30 muestra que en esta componente no hay similitud en las formas de onda sintéticas y observadas ni tampoco en los valores de amplitud. Aun cuando la Figura 29 muestra que las amplitudes sintéticas de la componente T (entre los ~40 y 50 segundos) son similares a las del sismograma observado, no ocurre lo mismo para las ondas de periodo largo. Esta dificultad en el modelado se presenta también en los ejemplos que se discuten a continuación.

IV.5.2 Sismo del 23 de marzo de 1994 ($M_L = 5.3$)

Este sismo, al que denominaremos sismo Colosio (en memoria de Luis Donaldo Colosio Murrieta), está ubicado entre las fallas San Miguel-Vallecitos y Tres Hermanos; fue sentido en el poblado de Ojos Negros y en las ciudades de

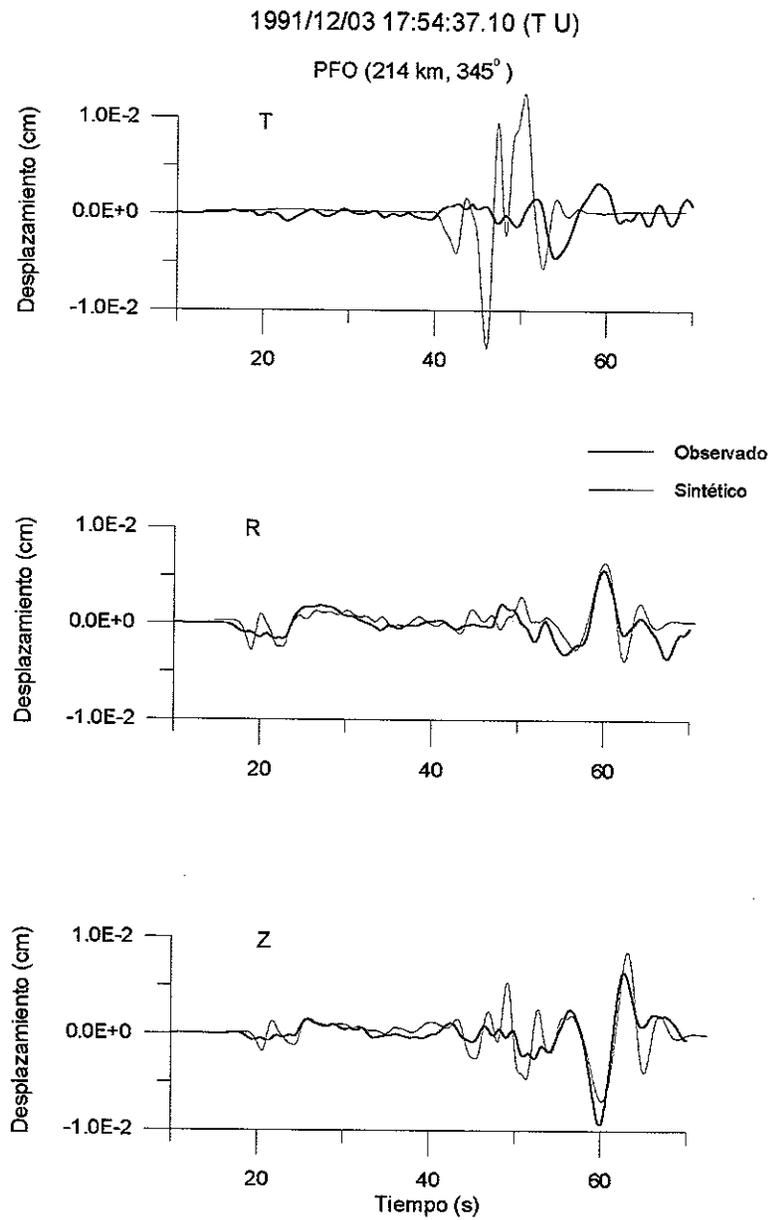


Figura 30. Comparación de los sismogramas sintéticos y observados para el sismo del 3 de diciembre de 1991. Los sismogramas sintéticos se obtuvieron utilizando los siguientes parámetros: acimut = 40° , echado = 85° y ángulo del vector de deslizamiento = -10° . Los sismogramas fueron filtrados a frecuencias de 0.1 y 0.5 Hz.

Ensenada, Tijuana Tecate y Mexicali, Baja California. La solución de plano de falla del sismo Colosio indica fallamiento de rumbo con componente de tipo inverso. Esta solución define dos planos, uno con orientación N 20° E y otro prácticamente E - W. El sismo Colosio generó 30 réplicas, entre el 23 y el 31 de marzo de 1994 ($2 \leq M_D \leq 3.7$). La distribución de réplicas, sin embargo, no define una tendencia clara que permita definir el plano de falla. Por tanto, se decidió calcular sismogramas sintéticos considerando primero uno de los planos y posteriormente el otro. Se seleccionó el plano que proporcionó los mejores resultados (acimut = 200°, echado = 70° y ángulo del vector de deslizamiento = 20°). La comparación entre los sismogramas sintéticos y observados (Figura 31) muestra que el sismograma observado presenta arribos de gran amplitud difíciles de reproducir en el sismograma sintético (componentes Z y R). Sin embargo, en la componente T fue posible reproducir la señal tanto en forma como en amplitud. A diferencia del sismo discutido previamente y los que se discutirán a continuación, la trayectoria epicentro - estación del sismo Colosio está comprendida principalmente en las Sierras Peninsulares del norte de Baja California y del sur de California.

IV.5.3 Sismo del 7 de julio de 1996 ($M_L = 4.3$)

Este sismo se discutió con anterioridad en el Capítulo II, resaltando las diferencias en las amplitudes observadas en los acelerogramas registrados en dos estaciones equidistantes (Figura 8). El mecanismo obtenido para este sismo

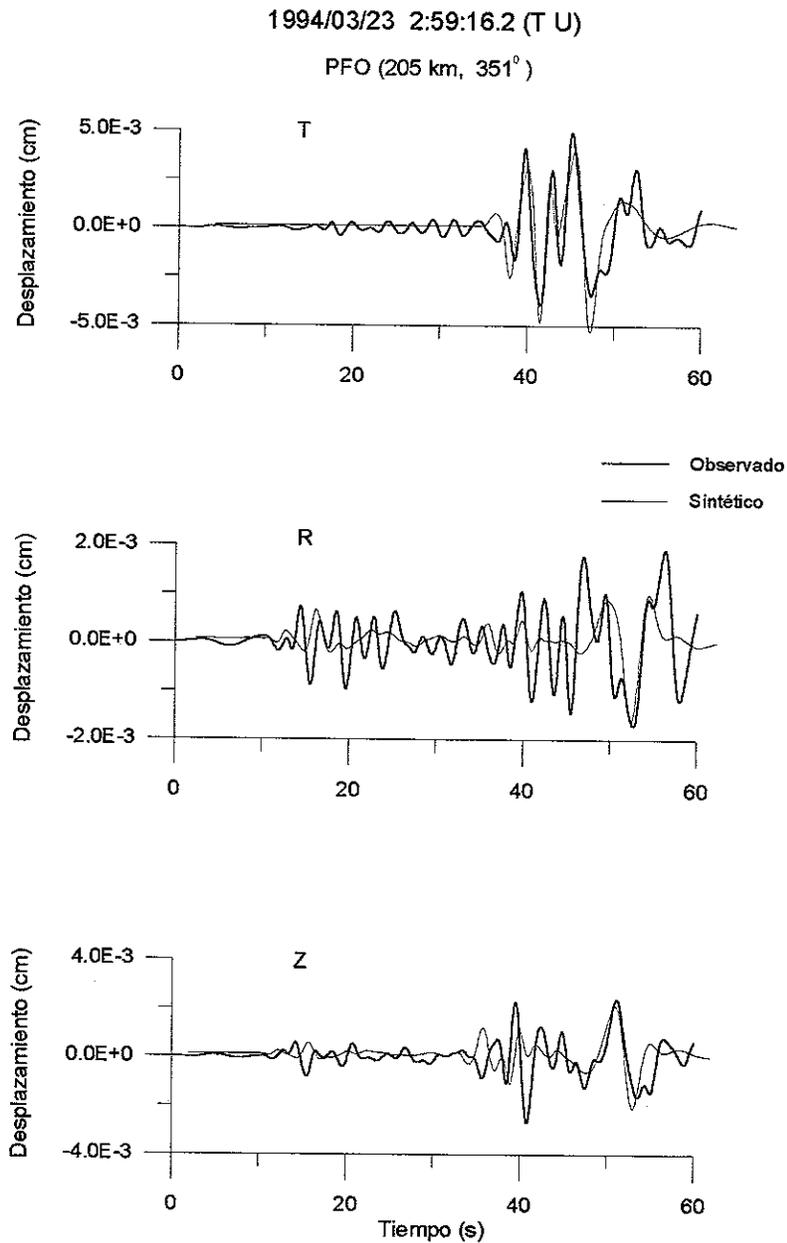


Figura 31. Comparación de los sismogramas sintéticos y observados para el sismo Colosio del 23 de marzo de 1994. Los sismogramas sintéticos se obtuvieron utilizando los siguientes parámetros: acimut = 200° , echado = 70° y ángulo del vector de deslizamiento = 20° . Los sismogramas fueron filtrados a frecuencias de 0.1 y 0.5 Hz.

muestra fallamiento de tipo normal con componente de movimiento de rumbo lateral derecho (Tabla V). La comparación de los sismogramas sintéticos con los observados en las estaciones FRD y PFO (Figura 32) muestra que los ajustes logrados para ambas estaciones en las componentes Z y R son razonables. No obstante, para la componente T no existe similitud ni en las formas de onda ni en la amplitud en ambas estaciones. La imposibilidad de poder modelar la señal de esta componente puede deberse a que la trayectoria está comprendida en la zona de transición de las subregiones SPBC y VMI.

IV.5.4 Otros resultados

Las características de fallamiento calculadas para el sismo asociado a la falla San Miguel (1994/04/07 $M_L = 4.1$) son muy similares a las obtenidas por Doser (1992) para los sismos de 1956 asociados a la misma falla. Los resultados del presente estudio indican fallamiento de rumbo lateral derecho en una falla vertical con acimut similar a la orientación de la traza de la falla San Miguel. La comparación entre los sismogramas sintético y observado (Figura 33) muestra que las formas de onda posteriores a los arribos P y S (señales emergentes) fueron difíciles de modelar. En la componente tangencial del sismograma observado no fue posible modelar la onda superficial, no obstante la onda S y señales posteriores si tienen un ajuste aceptable. La Figura 34 muestra el ajuste obtenido entre los sismogramas sintético y observado para el sismo del 20 de marzo de 1996 ($M_L = 4.3$). Los resultados indican un fallamiento de rumbo con

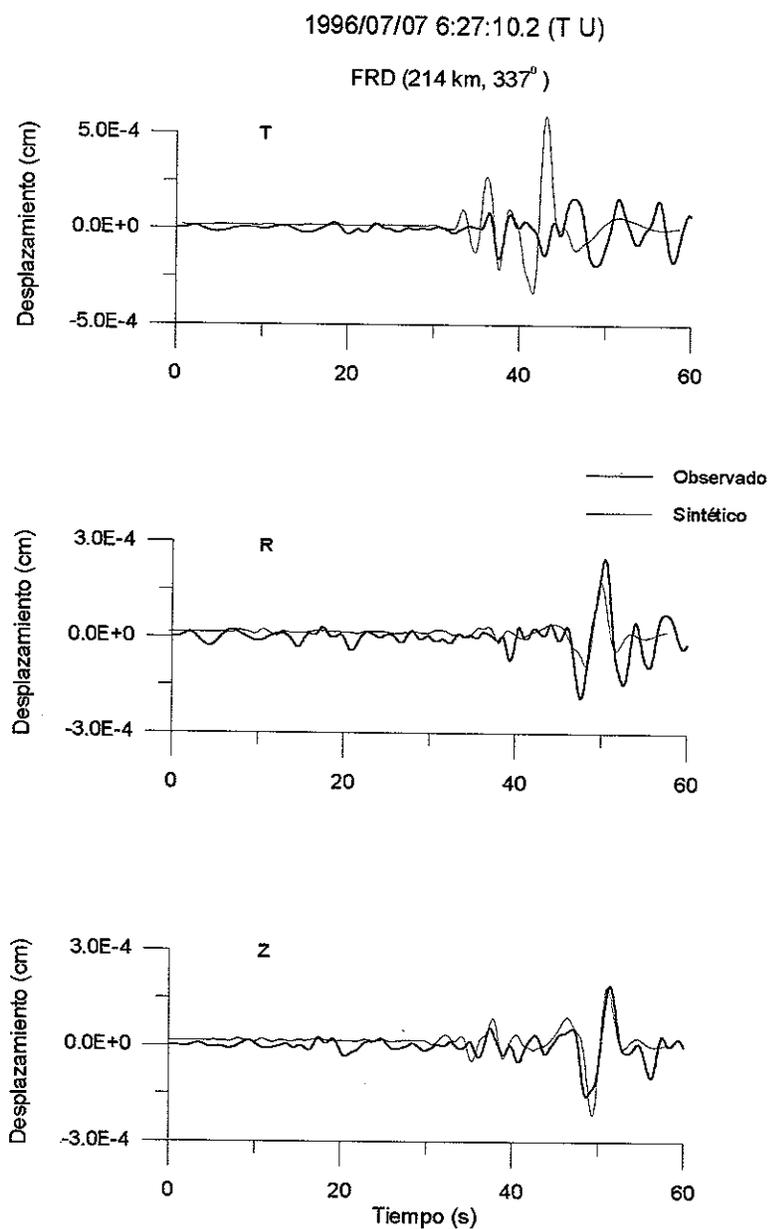


Figura 32. Comparación de los sismogramas sintéticos y observados para el sismo del 7 de julio de 1996 ($M_L = 4.3$). Los sismogramas sintéticos se obtuvieron utilizando los siguientes parámetros: acimut = 155° , echado = 70° y ángulo del vector de deslizamiento = 135° . Los sismogramas fueron filtrados a frecuencias de 0.1 y 0.5 Hz.

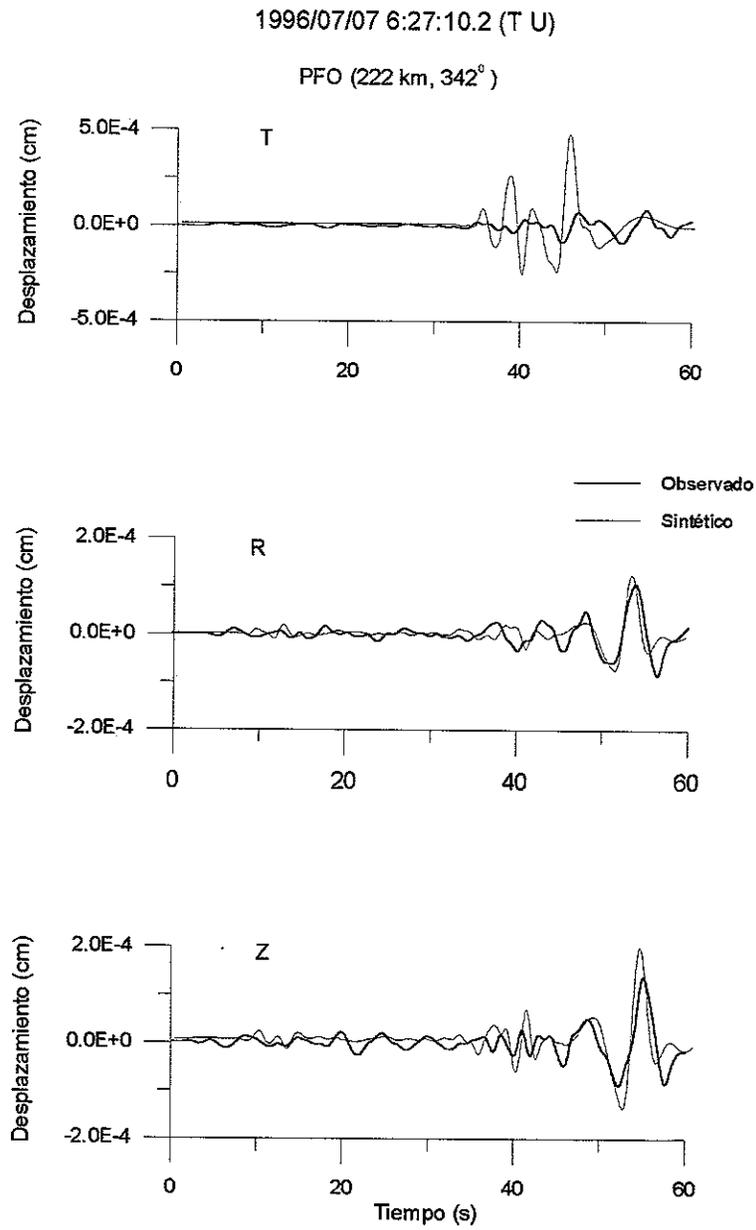


Figura 32. Continuación.

una ligera componente de movimiento de tipo normal. Como en casos anteriores de sismos cuyas trayectorias epicentro-estación están próximas a la frontera entre las SPBC y el VMI, no fue posible modelar la componente tangencial. En general, fue difícil modelar los sismos más pequeños debido a que las señales producidas son más débiles y complejas, como se puede apreciar en las Figuras 33 y 34.

Las características del fallamiento obtenidas para los cinco sismos estudiados se sintetizan en la Tabla VI. La comparación de estos resultados con los valores iniciales de la Tabla V muestra diferencias importantes, en algunos casos en la profundidad del foco (evento 940407) y en otros, en el mecanismo focal (evento 940323). Los valores de momento sísmico obtenidos a partir del modelado son hasta 1.5 veces mayores que los valores iniciales obtenidos a partir de la ecuación (12). Con ello se puede afirmar que esta relación produce valores de momento sísmico confiables. Nótese por otra parte que la magnitud de momento (M_w) es por lo general menor que la magnitud local. La mediana de las diferencias entre la magnitud local y la magnitud de momento es de 0.3 unidades.

IV.6 Conclusiones

El modelado de las formas de onda de cinco sismos de las SPBC permitió definir las características de fallamiento que los produjo. Los mecanismos focales de tres sismos de magnitud ~ 4 , asociados a trazas superficiales de fallas

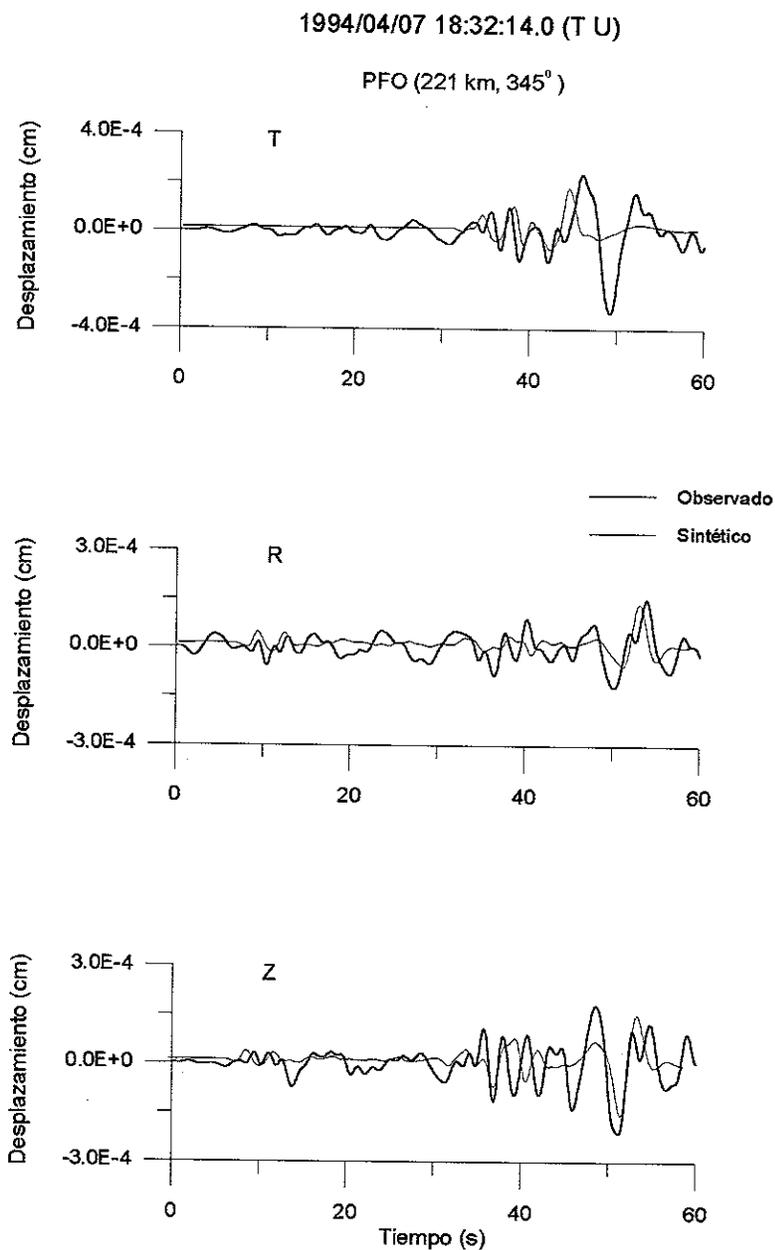


Figura 33. Comparación de los sismogramas sintéticos y observados para el sismo del 4 de abril de 1994 ($M_L = 4.1$). Los sismogramas sintéticos se obtuvieron utilizando los siguientes parámetros: acimut = 130° , echado = 85° y ángulo del vector de deslizamiento = 170° . Los sismogramas fueron filtrados a frecuencias de 0.1 y 0.5 Hz.

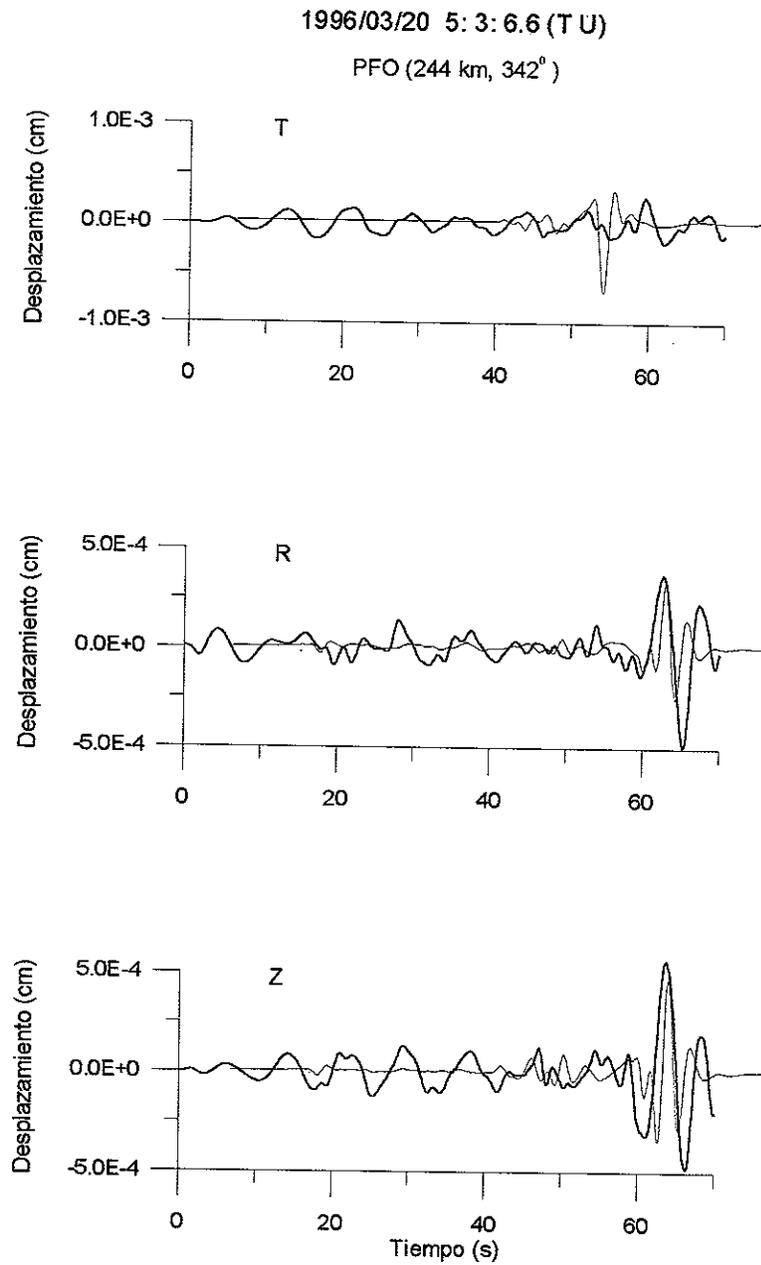


Figura 34. Comparación de los sismogramas sintéticos y observados para el sismo del 20 de marzo de 1996 ($M_L = 4.3$). Los sismogramas sintéticos se obtuvieron utilizando los siguientes parámetros: acimut = 310° , echado = 70° y ángulo del vector de deslizamiento = -10° . Los sismogramas fueron filtrados a frecuencias de 0.1 y 0.5 Hz.

de la subregión de las SPBC, indican un movimiento de rumbo lateral derecho con componente de tipo normal. Sin embargo, los sismos de mayor magnitud (~ 5) no están asociados a alguna traza superficial de falla y sus mecanismos indican un fallamiento de rumbo lateral izquierdo, uno con componente normal y el otro con componente inverso. Fue difícil modelar la componente tangencial de sismos cuyas trayectorias epicentro-estación están próximas a la zona de transición entre las SPBC y el VMI. Esta dificultad en el modelado se interpreta como una evidencia más de la heterogeneidad entre ambas subregiones. No obstante que se puso énfasis en el modelado de ondas superficiales, también se trató de modelar las señales de frecuencias más altas, siendo difícil de lograrlo. Esta dificultad sugiere que el modelo de corteza usado debe ser mejorado para poder reproducir este tipo de señales.

Tabla VI

Parámetros de fuente obtenidos a partir del modelado de las formas de onda

Fecha A/m/d	Tiempo H/m/s	Latitud	Longitud	Prof. (km)	M _w	M ₀ (dina – cm)	Acimut	Echado	Ang. de Desliz.
911203	17 54 37.1	31.752	-115.852	11.0	5.1	5.3 x 10 ²³	119 ⁰	78 ⁰	191 ⁰ *
				10.0	5.1	4.5 x 10 ²³	40 ⁰	85 ⁰	-10 ⁰
				± 1.0			± 5 ⁰	± 5 ⁰	± 5 ⁰
940323	2 59 16.2	31.786	-116.117	10.0	5.0	3.0 x 10 ²³	200 ⁰	70 ⁰	20 ⁰
				± 1.0			± 5 ⁰	± 5 ⁰	± 10 ⁰
940407	18 32 14.0	31.679	-115.908	9.0	4.0	1.02 x 10 ²²	130 ⁰	85 ⁰	170 ⁰
				± 1.0			± 5 ⁰	± 5 ⁰	± 5 ⁰
960320	5 03 6.6	31.530	-115.624	4.5	4.0	1.01 x 10 ²²	310 ⁰	70 ⁰	-10 ⁰
				± 1.0			± 10 ⁰	± 10 ⁰	± 5 ⁰
960707	6 27 10.4	31.710	-115.734	8.0	3.9	8.4 x 10 ²¹	155 ⁰	70 ⁰	135 ⁰
				± 1.0			± 5 ⁰	± 2 ⁰	± 5 ⁰

* parámetros de fuente reportados por Dreger y Helmberger (1993).

Sumario de conclusiones

En este estudio se demuestra que el mecanismo de atenuación y los efectos de sitio afectan de manera importante a las amplitudes de las señales sísmicas registradas en el norte de Baja California. A partir de la variación de las amplitudes máximas con la distancia, se determinó una función de atenuación para cada una de las subregiones principales que conforman el norte de Baja California (VMI y SPBC). La función obtenida para el VMI indica una mayor atenuación de las amplitudes que la sugerida por la función de atenuación para las SPBC. Este diferente patrón de atenuación contribuye a explicar la marcada diferencia en las áreas de intensidad VI observadas durante los sismos de San Miguel (Mag. 6.8) y del Valle Imperial (Mag. 6.6), ocurridos en 1956 y 1979 respectivamente. Un evento de las SPBC produce aceleraciones más bajas en la vecindad de la fuente que las producidas por un evento de magnitud similar originado bajo el ambiente sedimentario del VMI. Sin embargo, las amplitudes de los movimientos sísmicos se atenúan más lentamente al propagarse por las SPBC que cuando se propagan por el VMI, lo cual explica que para el temblor de San Miguel (SPBC) el área de intensidad VI sea 30 veces mayor que la correspondiente al sismo del Valle Imperial (VMI).

Si bien las funciones de atenuación propuestas en este estudio se consideran válidas en el intervalo de distancias de ~0 a 450 km, la mayoría de los

datos a partir de los cuales fueron determinadas se registraron a distancias de 10 a 400 km. En el intervalo de 10 a 40 km existe consistencia entre la función de atenuación para el VMI y el patrón de atenuación de las aceleraciones máximas para sismos de esta subregión ($4.8 \leq M \leq 5.4$). Ambos resultados indican una fuerte atenuación de las amplitudes con la distancia. Para el caso de las SPBC, el número de datos de aceleración obtenidos a distancias cortas (~0 a 40 km) todavía es insuficiente, por lo que no se puede establecer una correspondencia entre la atenuación de los datos de aceleración y la función de atenuación determinada para esta subregión.

Magnitud local. Las funciones de atenuación encontradas permitieron establecer una escala de magnitud local para el norte de Baja California. La comparación de estas funciones con las propuestas para el sur de California por Richter (1958) y Hutton y Boore (1987), condujo a las siguientes conclusiones:

1. A distancias de 10 a 50 km, las funciones de atenuación para las subregiones del VMI y de las SPBC implican una atenuación mayor de las amplitudes que la atenuación sugerida por la función de atenuación de Richter. Por lo tanto, el uso de la función de atenuación de Richter produce valores de magnitud subestimados a distancias cercanas a la fuente.
 2. A distancias de 50 a 200 km, las funciones de atenuación para el VMI, las SPBC y las del sur de California son muy similares entre sí. Por lo tanto, la
-

magnitud de un sismo registrado en el norte de Baja California en este intervalo de distancias se puede determinar con cualesquiera de las cuatro funciones de atenuación.

3. A distancias entre 200 y 450 km, las funciones de atenuación para las SPBC y el VMI son diferentes, sugiriendo también un mecanismo de atenuación diferente para cada subregión. En este intervalo de distancias la atenuación del VMI es mayor que la de las SPBC.
4. Existe una marcada similitud entre la función de atenuación del VMI y la de Richter a distancias entre 50 y 450 km. Adicionalmente, la función de atenuación de las SPBC y la del sur de California de Hutton y Boore (1987) son prácticamente iguales en los intervalos de distancia (10 a 450 km) y de profundidad (0 a 15 km) considerados.

Magnitud de duración. Con base en la duración de las ondas de coda más el tiempo de viaje de las ondas P (*lapse-time*, τ), se determinó dos relaciones empíricas que permitieron establecer escalas de magnitud de duración para el VMI y las SPBC. Estas escalas, calibradas con la magnitud local, son válidas en el intervalo de magnitudes de 1.8 a 5.8. La relación entre la magnitud (M) y τ no es lineal. La curvatura observada en gráficas de la relación M - τ , refleja la variación en las duraciones medidas en sismogramas de una y otra subregión. Una mayor concavidad en la curvatura indica una menor duración en los

sismogramas, lo cual es una característica de los sismos ocurridos y registrados en las SPBC. En cambio una menor concavidad en la curvatura indica una mayor duración en los sismogramas, que es característica de los sismos ocurridos y registrados en el VMI. La variación en la duración de los simogramas de ambas subregiones se explica en función de la distancia y el efecto de sitio. Estos factores están incluidos en las relaciones empíricas obtenidas para las SPBC y el VMI.

Efectos de sitio. La influencia de las condiciones geológicas superficiales del sitio de registro sobre la amplitud y la duración de la señal sísmica fue considerado en este estudio mediante la determinación correcciones de estación. Estas correcciones estan incluídas en las escalas de magnitud local y de magnitud de duración. Se observó una cierta correspondencia entre la amplitud y la duración de la señal sísmica para eventos de las SPBC. Esto es, amplitudes bajas corresponden con duraciones cortas de la señal. En este caso las correcciones de estación obtenidas son positivas o cercanas a cero y corresponden a sitios ubicados sobre roca firme. Amplitudes altas y duraciones largas en este tipo de sitios, estan asociadas a la topografía elevada del lugar con respecto al área circundante.

Los sismogramas registrados en estaciones del VMI se caracterizan por duraciones largas de las ondas de coda y en algunos casos por amplitudes altas

dando lugar a correcciones de estación negativas. En esta subregión sobresalen dos casos de estaciones con geología local contrastante: una sobre una meseta de arena y la otra sobre el volcán Cerro Prieto. Los sismogramas de la estación ubicada en el volcán Cerro Prieto se caracterizaron por amplitudes grandes y duraciones no muy largas (correcciones de estación de -0.42 y -0.12, respectivamente). En cambio, duraciones largas y amplitudes no muy grandes caracterizaron a los sismogramas de la estación sobre la meseta de arena (correcciones de estación de -0.56 y -0.08, respectivamente). En estos casos, la correspondencia entre la amplitud y la duración no es tan sencilla como para las SPBC. Esto es, amplitudes grandes en los sismogramas no necesariamente corresponden con duraciones largas de coda en ellos y viceversa.

Las escalas de magnitud local y de duración propuestas en este estudio son complementarias. Ambas permiten obtener valores homogéneos de magnitud para sismos del norte de Baja California.

Modelado de formas de onda. La atenuación y el efecto de sitio no son los únicos factores que modifican a la señal sísmica. Otros factores que la afectan, y que fueron analizados en la presente tesis, son las características de la fuente sísmica. Con base en el modelado de las formas de onda de registros de banda ancha se determinó: el momento sísmico, la geometría de fallamiento y la profundidad focal de cinco sismos de las SPBC ($4.1 \leq M \leq 5.3$). Como resultado

se observó que los mecanismos para tres sismos de magnitud ~4 son de rumbo lateral derecho, con componente de tipo normal y están asociados a trazas de fallas conocidas. Sin embargo, dos de los sismos estudiados (Mag. ~5) no están asociados a alguna traza de falla en superficie y sus mecanismos indican un fallamiento de rumbo lateral izquierdo (uno con componente normal y el otro con componente inverso). Por otro lado, la dificultad de modelar la componente tangencial de los sismogramas de sismos cuyas trayectorias epicentro - estación están próximas a la frontera entre las subregiones de las SPBC y del VMI es otra evidencia de la heterogeneidad entre ambas subregiones.

Los aspectos sísmicos discutidos en la presente tesis (atenuación, efectos de sitio, características de la fuente) constituyen una de las herramientas básicas para estudios de riesgo sísmico. En esos estudios se trata de determinar, por un lado, el probable nivel del movimiento del terreno (normalmente en aceleración) asociado a la recurrencia de sismos en una región, y por otro lado, la vulnerabilidad de la región.

Literatura Citada

- Aki, K. 1966. Generation and propagation of G waves from the Niigata earthquake of June 16, 1964. Estimation of earthquake movement, released energy, and stress-strain drop from G wave spectrum, *Bull. Earthq. Res. Inst.* 44, 23-88.
- Aki, K. y B. Chouet. 1975. Origin of coda waves: source, attenuation and scattering effects, *J. Geophys. Res.* 80, 3322-3342.
- Aki, K. y P. G. Richards. 1980. *Quantitative seismology. Theory and methods*, Vol. I, W. H. Freeman, San Francisco, 557 pp.
- Bakun, W. H. 1984. Magnitudes and moments of duration, *Bull. Seism. Soc. Am.* 74, 2335-2356.
- Bakun, W. H. y W. B. Joyner. 1984. The M_L scale in Central California, *Bull. Seism. Soc. Am.* 74, 1827-1843.
- Berger, J., L. M. Baker, J. N. Brune, J. B. Fletcher, T. C. Hanks y F. L. Vernon, III 1984. The Anza array: a high-dynamic-range, broadband, digitally radiotelemetered seismic array, *Bull. Seism. Soc. Am.* 74, 1469-1481.
- Castro, R. R. 1983. Source parameters and propagation-path effects for earthquakes in the Baja California and Imperial Valley regions. M. Sc. Thesis, University of California San Diego; La Jolla, California, 78 pp.
-

-
- Domínguez, T. y C. J. Rebollar. 1997. Regional variations of seismic attenuation from coda and L_g waves in northern Baja California, *J. Geophys. Res.*, 102, 15,259-15,268.
- Doser, D. I. 1992. Faulting processes of the 1956 San Miguel, Baja California, earthquake sequence, *Pageoph.*, 139, 1, 3-16.
- Draper, N. R. y H. Smith. 1966. *Applied regression analysis*, Willey, New York, 407 pp.
- Dreger, D. S. y D. Helmberger. 1993. Determination of source parameters at regional distances with three-component sparse network, *J. Geophys. Res.*, 98, B5, 8107-8125.
- Gastil, R. G., R. P. Phillips y E. C. Allison. 1975. Reconnaissance geology of the state of Baja California, *Geol. Soc. Am. Memoir* 140.
- Given, D. D., K. L. Hutton y L. M. Jones. 1987. The southern California network bulletin July-December, 1986, U. S. Geological Survey. Open file report 87-488.
- González, J. J., F. A. Nava y C. A. Reyes. 1984. Foreshock and aftershock activity of the 1976 Mesa de Andrade, Mexico, earthquake. *Bull. Seism. Soc. Am.* 74, 223-233.
- González, J. y R. García. 1986. Escala de magnitud-coda para estaciones sismográficas en el norte de Baja California. Resumen extenso. *Memorias de la Reunión 1986 de la Unión Geofísica Mexicana*, 399-406.
-

-
- González, M. 1987. Estudio detallado del sismo de Pino Solo, Baja California, México, del 8 de mayo de 1985. Tesis de maestría, CICESE, Ensenada, Baja California, 106 pp.
- González-García y J. Frez. 2000. Réplicas del temblor de Sierra Juárez (Rancho Viejo), $M_w = 5.1$ del 3 de diciembre de 1991 en el norte de Baja California: evidencias de fallamiento perpendicular a la falla San Miguel. Resumen. GEOS v. 20, p. 318.
- Herrman, R. B. 1975. The use of duration as a measure of seismic moment and magnitude. Bull. Seism. Soc. Am. 65, 899-913.
- Herrmann, R. B. 1996. An overview of synthetic seismogram computation. Department of earth and atmospheric sciences. Saint Louis University.
- Huerta López, C. I. 1985. Análisis de sismogramas regionales registrados en la región norte de Baja California. Tesis de maestría, CICESE, Ensenada, Baja California, 159 pp.
- Hutton, K. L. y D. M. Boore. 1987. The M_L scale in southern California, Bull. Seism. Soc. Am. 77, 2074-2094.
- Ichinose, G., S. Day, H. Magistrale y T. Prush. 1996. Crustal thickness variations beneath the Peninsular Ranges, southern California, Geophys. Res. Lett., 23, 3095-3098.
- Jacobo, R. J. y J. González. 1980. Una relación lineal entre la magnitud Richter de un temblor y su duración en un sismograma analógico para la red sísmica de Cerro Prieto. Informe interno del Departamento de Geofísica, CICESE.
-

-
- Johnson, C. E. 1979. CEDAR-An approach to the computer automation of short-period local seismic networks, Ph. D. thesis, California Institute of Technology, Pasadena, California, 332 pp.
- Joyner, W. B. y D. M. Boore. 1981. Peak horizontal acceleration and velocity from strong-motion records including records from the 1979 Imperial Valley, California earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.* 71, 2011-2038.
- Kanamori, H., J. Mori, E. Hauksson, T. H. Heaton, L. K. Hutton y L. M. Jones. 1993. Determination of earthquake energy release and M_L using TERRAScope, *Bull. Seism. Soc. Am.* 83, 330-346.
- Lay, T. H. y T. C. Wallace 1995. *Modern global seismology*, Academic Press, San Diego, 521 pp.
- Lee, W. H. K. y J. C. Lahr. 1975. HYPO71 (revised): A computer program for determining hypocenter, magnitude, and first motion pattern of local earthquakes. Open file report 75-311, U. S. Geological Survey.
- Leeds, A. L. 1979. Relocation of mb > 5.0 northern Baja California earthquakes using S-P times. M. Sc. Thesis, University of California at San Diego; San Diego, California, 101 pp.
- Lewis, J. L., S. M. Day, H. Magistrale, J. Eakins y F. Vernon. 2000a. Regional crustal thickness variations of the Peninsular Ranges, southern California. *Geology*, 28, 303-306.
- Lewis, J. L., S. M. Day, H. Magistrale, R. Castro, L. Astiz, C. Rebolgar, J. Eakins, F. Vernon y J. N. Brune. 2000b. Crustal thickness of the Peninsular Ranges
-

- and Gulf Extensional Province, in the Californias. *J. Geophys. Res.* (Sometido).
- McMechan, G. A. y W. D. Mooney. 1980. Asymptotic ray theory and synthetic seismograms for laterally varying structures: theory and application to the Imperial Valley, California, *Bull. Seism. Soc. Am.* 70, 2021-2035.
- Michaelson, C. A. 1990. Coda duration magnitudes in central California: an empirical approach, *Bull. Seism. Soc. Am.* 80, 1190-1204.
- Munguía-Orozco, L. 1983. Strong ground motion and source mechanism for earthquakes in the northern Baja California – southern California region. Ph. D. Thesis, University of California at San Diego; La Jolla, California, 152 pp.
- Munguía, L. y J. N. Brune. 1984. Local magnitude and sediment amplification observations from earthquakes in the northern Baja California-southern California region, *Bull. Seism. Soc. Am.* 74, 107-119.
- Munguía, L., J. G. Anderson, J. N. Brune, A. F. Shakal, M. J. Huang, D. L. Parke y R. W. Sherburne. 1988. The Cerro Prieto, Baja California earthquake of February 6, 1987 and processed strong-motion data. California Department of Conservation, Division of Mines and Geology, Office of Strong Motion Studies. Report OSMS 87-04.
- Munguía, L. y A. Vidal. 1991. Seismicity of the northern Baja California region: 1980-1990, en, P. L. Abbott y W. J. Elliot, eds., *Environmental Perils San*
-

-
- Diego Region: San Diego Association of Geologists, Geological Society of America, 61-74.
- Nava, F. A. y J. N. Brune. 1982. An earthquake-explosion reversed refraction line in the Peninsular ranges of southern California and Baja California Norte. *Bull. Seism. Soc. Am.* 72, 1195-1206.
- Nava, F. A. y J. N. Brune. 1983. Source mechanism and surface wave excitation for two earthquakes in northern Baja California, México. *Geophys. J. R. Astr. Soc.* 73, 739-763.
- Puente, I. y A. de la Peña. 1978. Geology of the Cerro Prieto Geothermal field. *Proceedings of the First Symposium on the Cerro Prieto Geothermal Field, Baja California, Mexico, 17-40, (en Español e Inglés).*
- Reasenberg, P. y D. Oppenheimer. 1985. FPFIT, FPLOT and FPPAGE: Fortran computer programs for calculating and displaying earthquake fault - plane solutions. Open file report 85-739, U. S. Geological Survey, Menlo Park, California, 46 pp.
- Richter, C. F. 1958. *Elementary seismology*, W. H. Freeman, San Francisco, 768 pp.
- Sato, H. y M. C. Fehler 1998. *Seismic wave propagation and scattering in the heterogeneous Earth*, Springer-Verlag, New York, 308 pp.
- Shor, G. G., Jr., y E. Roberts 1958. San Miguel, Baja California Norte, earthquakes of February 1956: a field report. *Bull. Seism. Soc. Am.* 48, 101-116.
-

-
- Thatcher, W. 1972. Regional variation of seismic source parameters in the northern Baja California area. *J. Geophys. Res.* 77 1549-1565.
- Tull, J. E. 1989. SAC – Seismic Analysis Code. Users manual. Lawrence Livermore National Laboratory, Livermore, California.
- Urhammer, R. A. y E. R. Collins 1990. Synthesis of Wood-Anderson seismograms from broadband digital records. *Bull. Seism. Soc. Am.* 80, 702-716.
- Vidal Villegas, A. 1987. Magnitud local y parámetros de fuente para sismos de la zona de fallas San Miguel-Vallecitos, Baja California. Tesis de maestría, CICESE, Ensenada, Baja California, 114 pp.
- Vidal, A. y L. Munguía. 1991. Local magnitude and source parameters for earthquakes in the Peninsular Ranges of Baja California, México. *Bull. Seism. Soc. Am.* 81, 2254-2267.
- Wang, C. Y. y R. B. Herrmann. 1980. A numerical study of P-, SV-, and SH-wave generation in a plane layered medium. *Bull. Seism. Soc. Am.* 70, 1015-1036.
- Wong, V., J. Frez y F. Suárez. 1997. The Victoria, México, earthquake of June 9, 1980. *Geofis. Int.*, 36, 139-159.
-