

RESUMEN de la Tesis de José Antonio Vidal Villegas,
presentada como requisito parcial para obtener el grado de
MAESTRO EN CIENCIAS en GEOFISICA con opción en SISMOLOGIA.

Ensenada, Baja California, México. Enero de 1987.

MAGNITUD LOCAL Y PARAMETROS DE FUENTE PARA SISMOS DE
LA ZONA DE FALLAS SAN MIGUEL-VALLECITOS.
BAJA CALIFORNIA.

Resúmen aprobado por:



Dr. Luis Munguía Orozco.

Director de Tesis.

Los sismogramas de 60 eventos registrados en forma digital por la RED de ESTACIONES del NORTE de Baja California (RESNOR) se usaron para determinar la magnitud local (MLR) y los parámetros de fuente de sismos ocurridos en la zona de fallas San Miguel-Vallecitos. Esta es una de las zonas más activas de

las sierras peninsulares del norte de Baja California. El periodo de estudio comprendió de marzo de 1982 a marzo de 1986 y el intervalo de magnitudes considerado fue de 2.0 a 4.1.

El análisis efectuado en este estudio consistió en obtener un sismograma Wood-Anderson equivalente a partir de sismogramas RESNOR, con la finalidad de calcular la magnitud local en base a la definición de Richter (1935, 1958). De acuerdo al modelo de fuente sísmica propuesto por Brune (1970, 1971), se calcularon también los parámetros de fuente a partir de los parámetros espectrales, estimados de espectros de desplazamiento de la onda SH corregidos por instrumento y por factor de atenuación Q independiente de la frecuencia.

Los resultados obtenidos indican: 1) que la magnitud estimada es similar a la magnitud reportada en los boletines de la red de estaciones del sur de California operada por CALTECH/USGS. La desviación estándar de las diferencias entre ambas magnitudes es de ± 0.2 . 2) las diferencias entre las magnitudes calculadas en este estudio y las magnitudes estándar reportadas por CALTECH son mayores cuando los sismos fueron registrados en estaciones sobre sedimentos que sobre roca sólida, lo que hace evidente el efecto de la geología local en el sitio de registro.

La adición de los momentos sísmicos / magnitudes locales

determinados en forma similar en un estudio por separado de las réplicas del sismo de Pino Solo ($ML = 5.1$), ocurrido en mayo 8 de 1985, complementa la información analizada y permite proponer para la zona de estudio las siguientes relaciones empíricas entre la magnitud y el momento sísmico: 1) $\log Mo = (1.06 \pm 0.01) MLR + 17.57 \pm 0.04$, obtenida en base a los eventos analizados ($2 \leq MLR \leq 4.1$) y 2) $\log Mo = 1.71 ML + 14.51$, obtenida de un ajuste mínimo-cuadrático a resultados compilados en este estudio y reportados por Thatcher (1972), Nava y Brune (1983) y Castro (1983) para sismos del área, en un intervalo de magnitudes ($4.1 \leq ML \leq 6.8$).

CENTRO DE INVESTIGACION CIENTIFICA Y DE
EDUCACION SUPERIOR DE ENSENADA..

DIVISION. CIENCIAS DE LA TIERRA..
DEPARTAMENTO DE SISMOLOGIA..

MAGNITUD LOCAL Y PARAMETROS DE FUENTE PARA SISMOS
DE LA ZONA DE FALLAS SAN MIGUEL-VALLECITOS..
BAJA CALIFORNIA..

TESIS

presentada para cubrir parcialmente los requisitos necesarios
para obtener el grado de MAESTRO EN CIENCIAS..

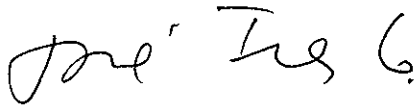
José Antonio Vidal Villegas..

Ensenada, Baja California, Enero de 1987.

TESIS APROBADA PARA SU DEFENSA POR:



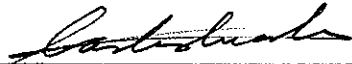
Dr. Luis Munguía Orozco, Director del Comité



Dr. José Frez Cárdenas, Miembro del Comité



Dr. César Alfonso Reyes Zamora, Miembro del Comité



M.C. Carlos Duarte Muñoz, Miembro del Comité



M.C. Timothy R. Baumgartner, Miembro del Comité



Dr. Luis Munguía Orozco, Jefe del Departamento de Sismología



M.C. Francisco Suárez Vidal, Director de la División de Ciencias de la Tierra



M.C. Cuauhtémoc Nava Button, Director Académico Interino

Tesis presentada en Enero 28, 1987.

DEDICATORIA

A mi esposa

Manuela Juárez

A mis hijas

Elena Vidal Juárez

Teresa Vidal Juárez

Ellas son la razón de mi vida..

Al ser que no llegó a conocer la
vida, pero que siempre estará en
el recuerdo de mi esposa y el mío..

A mis padres y hermanos..

Ellos son para mí, el ejemplo a seguir..

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo fue realizado bajo la dirección de Luis Munguía Orozco, a quien expreso mi gratitud por los conocimientos, orientaciones críticas y sugerencias que hicieron posible que este trabajo llegara a un buen término. De igual forma reconozco su apoyo entusiasta y la confianza que depositó en mi persona.

Deseo expresar mi reconocimiento a los miembros de mi comité de tesis: José Frez, Cárdenas, Alfonso Reyes Zamora, Ricardo Fernández, Tomé y Tim Baumgartner por la revisión crítica del trabajo y las sugerencias aportadas que mejoraron tanto el contenido como la presentación final de la tesis.

Durante el desarrollo del trabajo fueron muy útiles las discusiones y ayuda proporcionada por Francisco Esparza, José Manuel Romo, Cecilio Rebollar y José G. Acosta. Aprecio también los comentarios del escrito efectuados por Carlos Duarte y las aportaciones sobre ciertos puntos del trabajo de Javier González y Francisco Suárez.

De gran utilidad fue la colaboración del personal de RESNOR para el manejo de los datos y el suministro de la información respecto al equipo e instalaciones de la red. Mi

agradecimiento también a los amigos y personas que de alguna u otra forma me proporcionaron su ayuda. En los momentos difíciles la ayuda y amistad de Gustavo Durazo y familia fue muy valiosa, mi reconocimiento por ello.

El soporte económico para la realización de mis estudios lo constituyó una beca-crédito proporcionada por CONACYT, y en los últimos 6 meses una beca de maestría proporcionada por CICESE.

CONTENIDO

Lista de figuras.	i
Lista de tablas.	iv
I. INTRODUCCION GENERAL.	1
II. FUNCION DE TRANSFERENCIA DE LAS ESTACIONES RESNOR.	7
II.1 Introduccion.	7
II.2 Descripcion del funcionamiento de RESNOR.	8
II.2.1 Estaciones sísmicas.	8
II.2.2 Sistema de comunicaciones.	9
II.2.3 Sistema de captura y procesamiento de datos.	10
II.3 Elementos que determinan la función de transferencia.	11
II.3.1 Sismómetro	11
II.3.2 Filtro antialias	21
II.3.3 Amplificación del sistema	25
II.4 Función de transferencia de una estación RESNOR.	26
II.4.1 Obtención de la función de transferencia.	26
II.4.2 Funciones de Transferencia típica y teórica de una estación RESNOR.	26
II.5 Discusión.	32
III. DETERMINACION DE LA MAGNITUD LOCAL.	33
III.1 Introduccion.	33
III.2 Area de estudio y determinación hipocentral de los eventos seleccionados.	36

III.2.1	Eventos relocalizados.	38
III.2.2	Eventos no relocalizados.	41
III.2.3	Discusión.	41
III.3	Comparación entre las magnitudes de CALTECH y las magnitudes de RESNOR.	47
III.4	Cálculo de la magnitud local y comparación con las magnitudes reportadas por CALTECH.	53
III.4.1	Corrección instrumental de los datos.	53
III.4.2	Cálculo de la magnitud a partir del sismograma Wood-Anderson equivalente.	54
III.5	Comparación de magnitudes de eventos registrados en estaciones ubicadas sobre roca sólida y sobre sedimentos respecto a magnitudes reportadas por CALTECH.	70
III.6	Discusión y conclusiones.	72
IV.	PARAMETROS DE FUENTE.	76
IV.1	Introducción.	76
IV.2	Análisis de los datos.	78
IV.2.1	Determinación de los parámetros espectrales.	78
IV.2.2	Determinación de los parámetros de fuente.	82
IV.2.3	Estimación del error asociado al momento sísmico.	83
IV.3	Relación entre momento sísmico y magnitud.	85
IV.4	Momento sísmico, radio de la fuente y caída de esfuerzos.	92
IV.5	Discusión y conclusiones.	95
V.	DISCUSION, CONCLUSIONES Y SUGERENCIAS.	97
	REFERENCIAS.	102

APENDICE A	108
A.1 Sugerencias para la calibración de estaciones.	108
A.1.1 Pruebas de laboratorio.	108
A.1.2 Calibración en el sitio.	110

Lista de figuras.

	Página
CAPITULO I	
Figura I.1 Mapa que muestra las principales fallas del Norte de Baja California y los epicentros de los temblores de magnitud moderada ($M > 6$) asociados a la falla San Miguel.	2
CAPITULO II	
Figura II.1 Función de Transferencia medida del sismómetro Teledyne No. 56: a) amplitud normalizada de la respuesta en velocidad y b) ángulo de fase de la respuesta en velocidad respecto al desplazamiento del terreno.	13
Figura II.2 Función de Transferencia calculada del sismómetro Teledyne No. 56: a) amplitud normalizada de la respuesta en velocidad y b) ángulo de fase de la respuesta en velocidad respecto al desplazamiento del terreno.	18
Figura II.3a Comparación de las curvas de amplitud medida y calculada del sismómetro teledyne No.56.	19
Figura II.3b Comparación de las curvas de fase medida y calculada del sismómetro teledyne No. 56.	20
Figura II.4 Función de Transferencia teórica del filtro Butterworth de 5 polos: a) amplitud y b) fase.	22
Figura II.5 Curvas de amplitud medida de los filtros de la estación IA No. 103: a) canal vertical, b) canal horizontal 1 y c) canal horizontal 2.	23
Figura II.6 Comparación de las curvas de amplitud teórica y medida de los filtros de la estación IA No. 103: a) canal vertical, b) canal horizontal 1 y c) canal horizontal 2.	24
Figura II.7 Función de transferencia de una estación típica RESNOR, Ensenada (ENX).	28
Figura II.8a Comparación de las curvas de amplitud típica y teórica de una estación RESNOR.	30
Figura II.8b Comparación de las curvas de fase típica y teórica de una estación RESNOR.	31

CAPITULO III.

Página

Figura III.1	Mapa que muestra las principales fallas del Norte de Baja California, el área de estudio y las estaciones usadas en la determinación hipocentral.	37
Figura III.2	Distribución epicentral de los 60 eventos registrados en forma digital por las estaciones de RESNOR y seleccionados para el presente estudio.	43
Figura III.3	Comparación de las magnitudes reportadas por CALTECH y RESNOR de los 60 eventos seleccionados.	51
Figura III.4	Registros del evento 8301072202, estación ENX (N-S): a) sismograma RESNOR, b) aceleración del terreno y c) sismograma Wood-Anderson equivalente.	56
Figura III.5a	Registros del evento 8301072202, estación CBX (N-S): a) sismograma RESNOR, b) aceleración del terreno y c) sismograma Wood-Anderson equivalente.	57
Figura III.5b	Registros del evento 8301072202, estación CBX (E-O): a) sismograma RESNOR, b) aceleración del terreno y c) sismograma Wood-Anderson equivalente.	58
Figura III.6	Registros del evento 8301072202, estación SPX (E-O): a) sismograma RESNOR, b) aceleración del terreno y c) sismograma Wood-Anderson equivalente.	59
Figura III.7a	Registros del evento 8301072202, estación PBX (N-S): a) sismograma RESNOR, b) aceleración del terreno y c) sismograma Wood-Anderson equivalente.	60
Figura III.7b	Registros del evento 8301072202, estación PBX (E-O): a) sismograma RESNOR, b) aceleración del terreno y c) sismograma Wood-Anderson equivalente.	61
Figura III.8	Comparación de la magnitud reportada por CALTECH y la magnitud MLR obtenida a partir del sismograma Wood-Anderson equivalente para los 60 eventos seleccionados.	66
Figura III.9	Gráfica de las diferencias MCALTECH - MLR en función de la distancia epicentral a cada estación.	68
Figura III.10	Gráfica de las diferencias MCALTECH - MLR en función de la distancia epicentral a las estaciones ENX, CBX, SPX y PBX.	69

	Página
Figura III.11 Comparación de las magnitudes locales MLSM y MLR con la magnitud reportada por CALTECH. Los símbolos llenos (los círculos son de este estudio) indican datos obtenidos de estaciones ubicadas sobre roca sólida. Los símbolos restantes reportados por Munguía (1983), indican datos de estaciones ubicadas sobre sedimentos.	71
 CAPITULO IV.	
Figura IV.1 Espectros de desplazamiento del evento 8312021908 registrado en las estaciones ENX y SPX. Estos espectros fueron corregidos por efecto de instrumento y por factor de atenuación $Q = 300$.	80
Figura IV.2 Espectros de desplazamiento del evento 8501271506 registrado en las estaciones ENX y PBX. Estos espectros fueron corregidos por efecto de instrumento y por factor de atenuación $Q = 300$.	81
Figura IV.3 Relación entre el momento sísmico y la magnitud de los eventos estudiados (Δ) y los compilados (\diamond) de Thatcher (1972), Nava y Brune (1983), Castro (1983) y González (en preparación) (\circ).	89
Figura IV.4 Momento sísmico y radio de la fuente de los eventos estudiados (\odot) y los compilados (Δ) de Thatcher (1972), Nava y Brune (1983) y Castro (1983).	93

Lista de Tablas.

	Página
Tabla II.1 Funciones elementales propuestas por Healy y O'Neill (1977) para representar analíticamente la Función de Transferencia de un sistema sísmico.	15
Tabla II.2 Funciones elementales y parámetros determinados para representar analíticamente la Función de Transferencia del sismómetro Teledyne No. 56.	17
Tabla II.3 Amplificación teórica de los diez pasos de ganancia de las estaciones.	27
Tabla III.1 Estaciones usadas en la localización hipocentral.	39
Tabla III.2 Modelo de corteza para la Cordillera Peninsular del Sur de California y Norte de Baja California propuesto por Nava y Brune (1982).	40
Tabla III.3 Localización hipocentral de los eventos seleccionados para su estudio.	44
Tabla III.4 Magnitudes reportadas por CALTECH y RESNOR de los eventos analizados.	49
Tabla III.5 Magnitudes reportadas por CALTECH, magnitudes MLR estimadas y estaciones usadas en la estimación.	63
Tabla III.6 Magnitudes reportadas por CALTECH y magnitudes calculadas en la estación EGX.	73
Tabla IV.1 Parámetros espectrales y de fuente de los eventos estudiados.	86
Tabla IV.2 Parámetros de fuente de eventos ocurridos en la falla San Miguel y en el área de Pino Solo; compilados de Thatcher (1972), Nava y Brune (1983) y Castro (1983).	90

I. INTRODUCCION GENERAL.

Las fallas San Miguel, Vallecitos, Agua Blanca y Sierra Juárez representan las principales características tectónicas de las sierras peninsulares del Norte de Baja California (Figura I.1). La falla San Miguel ha sido una de las fallas más estudiadas presentando una orientación hacia el noroeste y caracterizada por una serie de fallas escalonadas (Shor y Roberts, 1958). Hacia el sur, termina en el Valle de la Trinidad, donde probablemente también termina la falla Agua Blanca. Entre esta falla y la porción central de la falla San Miguel se localiza la falla Tres Hermanas. Hacia el norte, la falla Vallecitos representa la continuación de la falla San Miguel con la misma orientación noroeste. Paralela a Vallecitos se encuentra la falla Calabazas.

La falla San Miguel se ha caracterizado durante las últimas décadas por una alta microsismicidad y por temblores de magnitud moderada (5 a 7). La actividad moderada está representada por dos eventos ocurridos en 1954 ($M=6.0$, $M=6.3$), y tres ocurridos en 1956 ($M=6.8$, $M=6.3$, $M=6.4$), (ver Figura I.1). Para estos últimos se definió una superficie de ruptura de al menos 19 km y se reportaron daños en poblados y ranchos próximos a la traza de la falla (Shor y Roberts, 1958).

Se han llevado a cabo varios estudios de la sismicidad

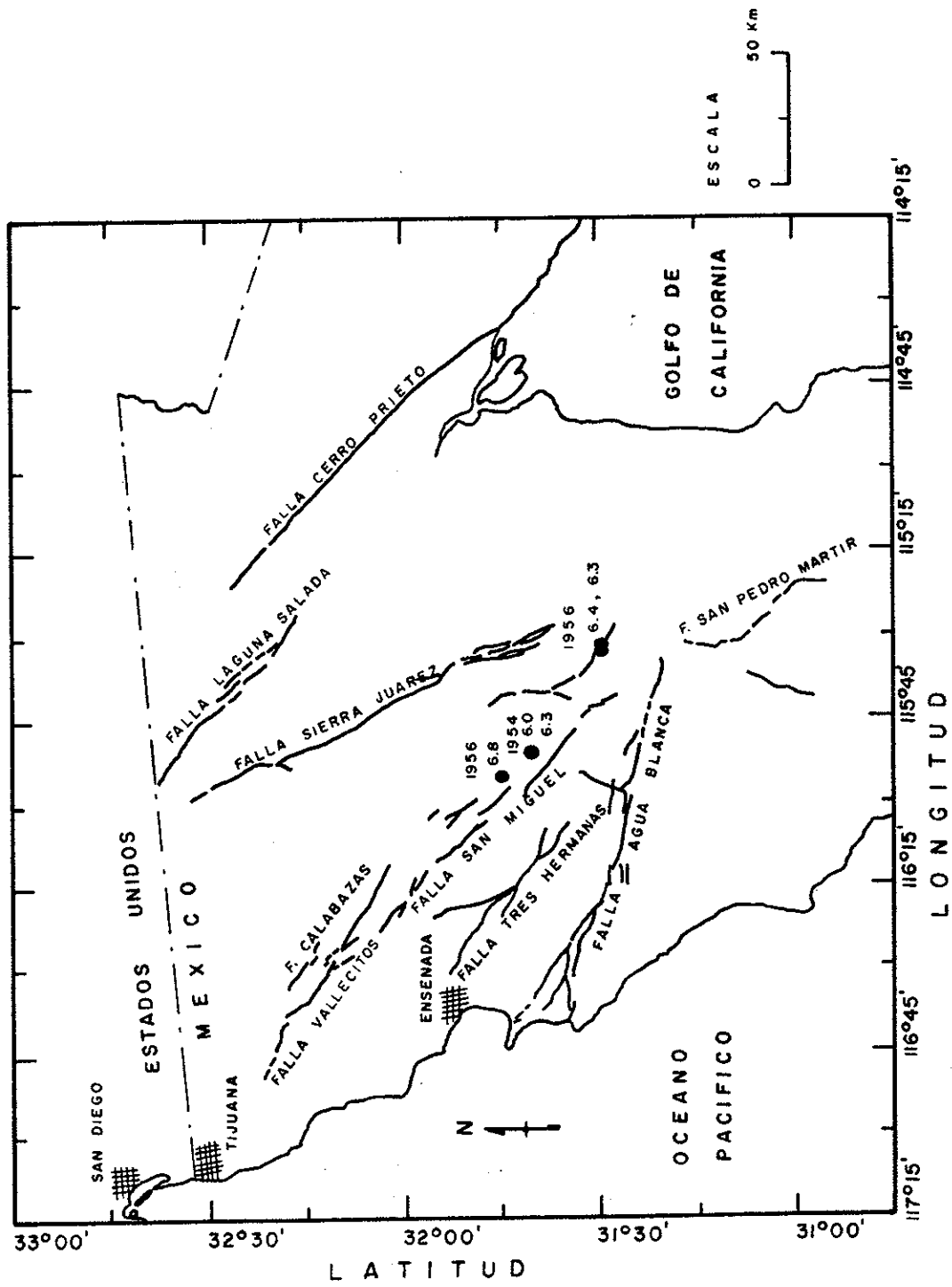


Figura I.1 Mapa que muestra las principales fallas del Norte de Baja California y los epicentros de los temblores de magnitud moderada ($M \geq 6$) asociados a la falla San Miguel.

asociada a la falla San Miguel. Entre ellos podemos mencionar el de Reyes y col. (1975), quienes reportan la microsismicidad de la falla para el periodo de diciembre de 1970 a diciembre de 1973, demostrando la actividad de la misma y resaltando el probable riesgo sísmico para las ciudades de Ensenada, Tijuana y San Diego. Soares (1980), y recientemente Rebollar y Reichle (1986) reportan actividad sísmica a profundidades de 1 a 19 km. Los mecanismos focales de algunos de los eventos indican un movimiento de rumbo lateral derecho y un fallamiento de tipo vertical, lo que concuerda con las evidencias superficiales del trazo de la falla reportadas por Shor y Roberts.

A partir de 1979 la región Norte de Baja California comenzó a instrumentarse con estaciones de telemetría digital. Las primeras estaciones fueron instaladas en el Valle de Mexicali (alrededor del campo geotérmico de Cerro Prieto, Medina y Duarte, 1979). Posteriormente la cobertura del área mejoró al instalarse estaciones en el llamado macizo rocoso de Baja California, dando lugar a la Red de Estaciones Sísmicas del Norte de Baja California (RESNOR). La operación de esta red ha permitido contar con datos digitales a distancias de la fuente sísmica de 30 a 140 km, presentando la oportunidad de efectuar un análisis espectral de la información registrada y determinar los parámetros de la fuente.

Los objetivos esenciales del presente trabajo de tesis

consisten en determinar (con el uso de los datos registrados por RESNOR) la magnitud local y los parámetros de la fuente, esto es: el momento sísmico, el radio de la fuente y la caída de esfuerzos para sismos asociados a las fallas San Miguel-Vallecitos.

El desarrollo de la tesis comprende los siguientes temas:

El Capítulo II abarca una breve descripción del funcionamiento de las estaciones del sistema RESNOR. Incluye un análisis de los elementos que determinan la función de transferencia de las estaciones: el sismómetro, el filtro y el factor de amplificación. Este análisis es realizado con el fin de obtener una expresión representativa de la función de transferencia de la estación. Para el sismómetro, se determinó una expresión analítica a partir de su función de transferencia medida. En el caso del filtro, se comparó la función de transferencia medida con la obtenida de la expresión teórica. La convolución, en el dominio de la frecuencia, de la función de transferencia de cada elemento multiplicada por el factor de amplificación correspondiente da como resultado la función de transferencia típica de una estación RESNOR. Las funciones de transferencia típica y teórica de una estación RESNOR son comparadas para determinar posibles diferencias.

El Capítulo III comprende la selección y análisis de los

datos de sismos ocurridos en las fallas San Miguel-Vallecitos, registrados en forma digital por estaciones de RESNOR, para el periodo comprendido entre marzo de 1982 y marzo de 1986. Cuando fué necesario, se hizo una relocalización del epicentro con el auxilio de lecturas de tiempos de arribo de estaciones de la red operada conjuntamente por CALifornia Institute of TECHNOlogy y United States Geological Survey (CALTECH/USGS); ubicadas a lo largo de la frontera México-Estados Unidos.

La comparación de las magnitudes reportadas por CALTECH y RESNOR permite establecer que las magnitudes publicadas en los boletines de RESNOR subestiman el tamaño real de los sismos, razón por la cual se decidió calcular la magnitud local de los eventos mediante el registro Wood-Anderson equivalente y la definición de magnitud local de Richter (1958). Finalmente se comparan las magnitudes de datos obtenidos de estaciones ubicadas sobre sedimentos, reportados por Munguía (1983), con las magnitudes de los datos reportados en el presente estudio, que provienen de estaciones ubicadas sobre roca sólida.

El Capítulo IV comprende el cálculo del momento sísmico, radio de la fuente y caída de esfuerzos del conjunto de datos usados en el Capítulo III. Se incluye un análisis del error estimado en los cálculos. La adición a los datos analizados de resultados reportados por otros autores permite cubrir un rango de magnitudes de 2.0 hasta 6.8. Con ello se proponen dos

relaciones empíricas entre la magnitud local y el momento sísmico estimado. La primera para magnitudes de 2.0 a 4.1, y la segunda para magnitudes de 4.1 a 6.8. Además se discute la variación del momento sísmico respecto a la caída de esfuerzos y la relación de este último parámetro con el radio de la fuente.

En el Capítulo V se resumen las conclusiones obtenidas en el presente estudio, que pueden servir de base para nuevos trabajos o para complementar el realizado a la fecha.

II. - FUNCION DE TRANSFERENCIA DE LAS ESTACIONES RESNOR.

II.1 Introducción.

En la actualidad existen redes sísmicas que transmiten en forma telemétrica la información detectada en las estaciones hasta un centro de procesamiento, lo que ha permitido gran rapidez en el procesamiento de la información. En la región norte de Baja California funciona la Red de Estaciones Sísmicas del NORTE de Baja California (RESNOR). Mediante la operación de esta red telemétrica se monitorea la actividad sísmica local generada en el área, lo que permite reportar la actividad sísmica registrada mediante la edición de un boletín y formar un banco de datos para su utilización posterior en trabajos de investigación.

Para calcular la magnitud local y los parámetros de fuente de los eventos registrados por las estaciones de RESNOR, (trabajo que será presentado en los Capítulos III y IV), fue necesario conocer a detalle la Función de Transferencia de las estaciones, con la finalidad de poder efectuar adecuadamente la corrección instrumental de los datos y recobrar el movimiento real del terreno. En este Capítulo se describen en forma breve las características de funcionamiento de las estaciones de RESNOR, se analizan las Funciones de Transferencia del

sismómetro y el filtro antialias, las que, aunadas al factor de amplificación total, determinan la Función de Transferencia de las estaciones. Finalmente, se determinan y comparan las Funciones de Transferencia típica y teórica para establecer posibles diferencias.

II.2 Descripción del funcionamiento de RESNOR.

Las estaciones que constituyen el sistema RESNOR envían las señales sísmicas digitales a través de enlaces de radio de cada estación al centro de procesamiento ubicado en la ciudad de Ensenada, B. C.. Para explicar el funcionamiento del sistema RESNOR Duarte (1983) lo subdivide en estaciones sísmicas, sistema de comunicaciones y sistema de captura y procesamiento de la información.

II.2.1 Estaciones sísmicas.

Cada estación consta de sensores que registran las componentes vertical y horizontales del movimiento del terreno. La señal proveniente de cada sensor pasa por una etapa preamplificadora con ganancia fija de 100 y luego por otra etapa de amplificación ajustable en 10 pasos, con ganancias desde 1/4 hasta 128, en incrementos de 6 db. La amplificación se selecciona de acuerdo al nivel de ruido del lugar. La señal

amplificada pasa por un filtro antialias tipo Butterworth de 5 polos con frecuencia de corte (f_c) a 15Hz. A continuación la señal pasa por un convertidor Analógico/Digital, el intervalo de muestreo depende del número de componentes del movimiento registradas. Es de 120 muestras por segundo si se registra una sola componente, de 60 muestras por segundo si se registran dos componentes, o de 40 muestras por segundo en caso de registrar las tres componentes. La señal binaria (12 bits) procedente del convertidor A/D pasa por un formateador que le adiciona bits de identificación de canal y de sincronía. La salida consiste en dos palabras serie en formato de transmisión asíncrona (Duarte, 1983). La señal ya serializada pasa al modulador de frecuencia (Frequency Shift Keying) convirtiendo los niveles binarios en los tonos correspondientes, y ya modulada, posteriormente es transmitida por radio hacia el centro de procesamiento.

II. 2. 2 Sistema de comunicaciones.

La información de las estaciones se transmite mediante enlaces de radio hasta una unidad de recepción. La red de enlaces de radio consta de estaciones concentradoras y estaciones retransmisoras. Las estaciones concentradoras reciben los datos provenientes de varias estaciones sísmicas y mezclan la información para su retransmisión a través de un solo canal de comunicación. Actualmente hay una estación

concentradora-repetidora ubicada a un lado del Observatorio Astronómico de San Pedro Mártir ($31^{\circ}02.7' N$, $115^{\circ}27.9' O$) y otra repetidora ubicada en el Cerro de las Animas ($31^{\circ}38.0' N$, $116^{\circ}33.0' O$). Esta última recibe la información sísmica proveniente de San Pedro Mártir y la retransmite hasta la unidad receptora localizada en la ciudad de Ensenada.

II.2.3 Sistema de captura y procesamiento de datos.

Al llegar la información a la unidad receptora, ésta separa y decodifica las componentes individuales de cada estación para efectuar su procesamiento. Las señales separadas y decodificadas siguen dos caminos independientes. En uno de ellos son convertidas de digital a analógico y registradas en tambores de movimiento helicoidal. En el otro, entran a un minicomputador PRIME 350 en el que después de sincronizar las señales mediante la inclusión de marcas de tiempo, se prueba con un algoritmo de detección si la información recibida en forma continua es señal sísmica. En caso afirmativo se procede a su almacenamiento en disco. Posteriormente, un lectorista revisa la información grabada y selecciona las señales sísmicas, identifica los tiempos de arribo de las fases sísmicas primarias y localiza los eventos registrados. Finalmente, se edita un boletín mensual de localizaciones hipocentrales preliminares y la información se clasifica y almacena en cinta magnética para su probable uso posterior. Un

mayor detalle acerca de la secuencia del procesamiento y de la programación implementada para ello se encuentra en Inzunza, (1986).

II.3 Elementos que determinan la Función de Transferencia.

Los elementos que determinan la función de transferencia (FT) de las estaciones son el sismómetro, el filtro antialias y la etapa de amplificación. El convertidor A/D tiene un comportamiento lineal desde frecuencia cero hasta más allá de la frecuencia de Nyquist; por tanto, solo se considera un factor de conversión de número de cuentas de salida del convertidor A/D respecto al máximo voltaje de entrada. El equipo de transmisión y de registro no afecta la función de transferencia.

A continuación se describe cada uno de los componentes mencionados y la forma de encontrar la expresión analítica para la FT de cada uno de ellos. Posteriormente se obtiene la FT total de una estación RESNOR.

II.3.1 Sismómetro.

El instrumento de detección utilizado en las estaciones de RESNOR es un sismómetro S-500 marca Teledyne. Este sismómetro

puede ser usado en posición vertical u horizontal y puede registrar la velocidad o la aceleración del terreno según se desee. En las estaciones de RESNOR es usado como sensor de velocidad. Tiene una respuesta que es plana de 1 Hz a 100 Hz, lograda mediante circuitos electrónicos (de acuerdo al manual proporcionado por el constructor); la constante de motor es: $G = 450 \text{ v-seg/m}$. A continuación se describe el procedimiento usado para determinar una expresión analítica de la FT medida de un sismómetro Teledyne.

- 1) La FT medida del sismómetro Teledyne No. 56 reportada por Vidal (1981), es la que se consideró para representarla analíticamente. Esta FT fue obtenida con dos métodos. El primero de ellos consistió en usar una señal pseudoaleatoria, los resultados obtenidos con este método comprenden un rango de frecuencias de 0.1 a 30 Hz. El segundo método consistió en usar ondas senoidales a frecuencias discretas de 0.1 a 200 Hz e indican una respuesta que es plana de 1 a 90 Hz, con pendientes de 18 db/octava a frecuencias menores de 1 Hz y de -20 db/octava a frecuencias mayores de 90 Hz. En base a que este segundo método abarca todo el ancho de banda del instrumento, sus resultados fueron considerados para su representación analítica mediante el cálculo de polos y ceros. En la Figura II.1 se

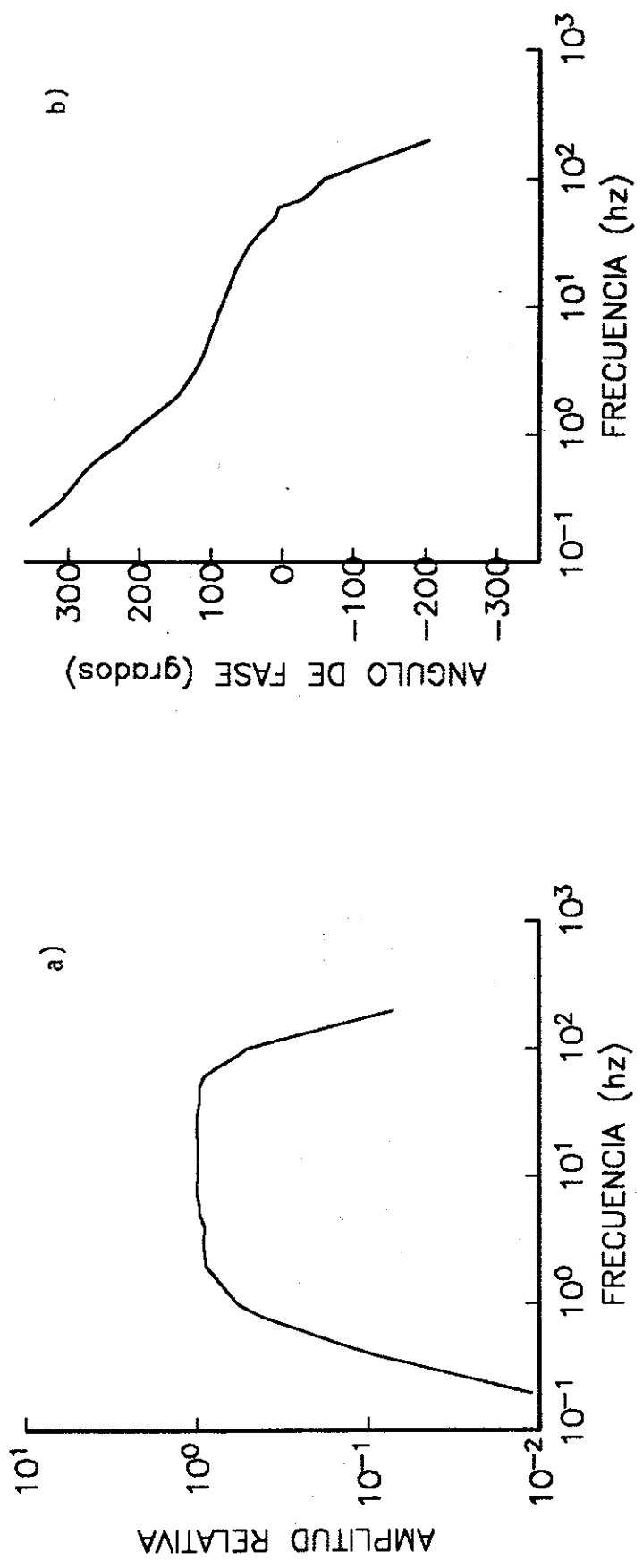


Figura II.1 Función de Transferencia medida del sismómetro Teledyne No. 56: a) amplitud normalizada de la respuesta en velocidad y b) ángulo de fase de la respuesta en velocidad respecto al desplazamiento del terreno.

muestra la FT medida, la curva de amplitud está normalizada respecto a los puntos donde la respuesta es plana.

- 2) Se aceptó que es válida la indicación de Healy y O'Neill (1977) para representar analíticamente la FT medida del sismómetro Teledyne No. 56. Esta indicación establece que la FT de un sistema sísmico (o de cada componente individual) puede representarse analíticamente mediante la combinación de las funciones elementales mostradas en la Tabla II.1. La FT del sistema (o de sus componentes) es el producto de las funciones elementales que representan a cada componente multiplicadas por la amplificación correspondiente de cada una de ellas, esto es:

$$F(\omega) = \frac{i^{1-n} \omega^l (C_1 \dots C_n)}{(\omega - \alpha_1) \dots (\omega - \alpha_n)} A_1 \dots A_n \quad 1)$$

donde α_j son los polos de $F(\omega)$, C_j son constantes reales asociados con cada polo, l es la pendiente de la respuesta a frecuencias bajas, $1-n$ es la pendiente de la respuesta a frecuencias altas, A_j son los factores de amplificación de cada componente del sistema y ω es

Tabla II.1 Funciones elementales propuestas por Healy y O'Neill (1977) para representar analíticamente la Función de Transferencia de un sistema sísmico.

EXPRESION COMPLEJA	RESPUESTA EN AMPLITUD	NUMERO DE POLOS	PENDIENTE A FRECS. BAJAS
$\frac{-\alpha_j}{\omega - \alpha_j}$	$\frac{\omega_0}{(\omega^2 + \omega_0^2)^{1/2}}$	1	0
$\frac{\omega}{\omega - \alpha_j}$	$\frac{\omega}{(\omega^2 + \omega_0^2)^{1/2}}$	1	1
$\frac{\alpha_j \alpha_k}{(\omega - \alpha_j)(\omega - \alpha_k)}$	$\frac{\omega_0^2}{[(\omega^2 - \omega_0^2)^2 + 4\beta^2 \omega_0^2 \omega^2]^{1/2}}$	2	0
$\frac{\omega^2}{(\omega - \alpha_j)(\omega - \alpha_k)}$	$\frac{\omega^2}{[(\omega^2 - \omega_0^2)^2 + 4\beta^2 \omega_0^2 \omega^2]^{1/2}}$	2	2
$\frac{i\omega^3}{(\omega - \alpha_j)(\omega - \alpha_k)}$	$\frac{\omega^3}{[(\omega^2 - \omega_0^2)^2 + 4\beta^2 \omega_0^2 \omega^2]^{1/2}}$	2	3

Funciones complejas de polo sencillo.

$$\alpha_j = i\omega_0$$

Funciones complejas de polos dobles.

$$\alpha_j = \omega_0(i\beta + (1-\beta)^{1/2})$$

$$\alpha_k = \omega_0(i\beta - (1-\beta)^{1/2})$$

la frecuencia angular.

- 3) Al superponer la curva de amplitud normalizada del sismómetro Teledyne No. 56 con la correspondiente curva de amplitud normalizada de las funciones elementales se determinó el mejor ajuste, obteniéndose de esta manera los siguientes parámetros: la frecuencia natural, el amortiguamiento, el número y tipo de polos y la pendiente a frecuencias bajas (en este caso menores a 1 Hz). Los parámetros obtenidos se muestran en la Tabla II.2

Mediante el uso del programa RESPONSE de Stewart y O'Neill (1980), modificado de acuerdo a las necesidades de este estudio, y con los parámetros anteriores se determinó primeramente la posición de los polos α_j , α_k y con ellos la forma compleja de las funciones elementales determinadas. El producto de estas funciones (ecuación 1), dió como resultado la función de transferencia del Teledyne No. 56 mostrada en la Figura II.2. Al comparar las curvas de amplitud y fase medidas con las obtenidas mediante las funciones elementales se aprecia un buen ajuste (Figuras II.3a y II.3b). En base a que las diferencias existentes son menores al 3% el ajuste se considera

Tabla II.2 Funciones elementales y parámetros determinados para representar analíticamente la Función de Transferencia del sismómetro Teledyne No. 56.

ELEMENTO	f (Hz)	β	n	1	FACTOR C PARA		EXPRESION COMPLEJA
					α _j	α _k	
FILTRO INTERNO (frecuencias bajas)	0.5	--	1	1	1	--	$\frac{-\alpha_j}{(\omega - \alpha_j)}$
SISMOMETRO	1.1	0.8	2	3	1	1	$\frac{i\omega^3}{(\omega - \alpha_j)(\omega - \alpha_k)}$
FILTRO INTERNO (frecuencias altas)	70.0	0.65	2	0	ω ₀	ω ₀	$\frac{\alpha_j \alpha_k}{(\omega - \alpha_j)(\omega - \alpha_k)}$
	130.0	0.65	2	0	ω ₀	ω ₀	
TOTAL			7	4			

1 - Exponente de la pendiente a frecuencias bajas.

β - Factor de amortiguamiento.

n - Número de polos.

f₀ - Frecuencia natural.
ω₀ = 2πf₀

α_j, α_k - Polos del elemento.

ω - Frecuencia angular.

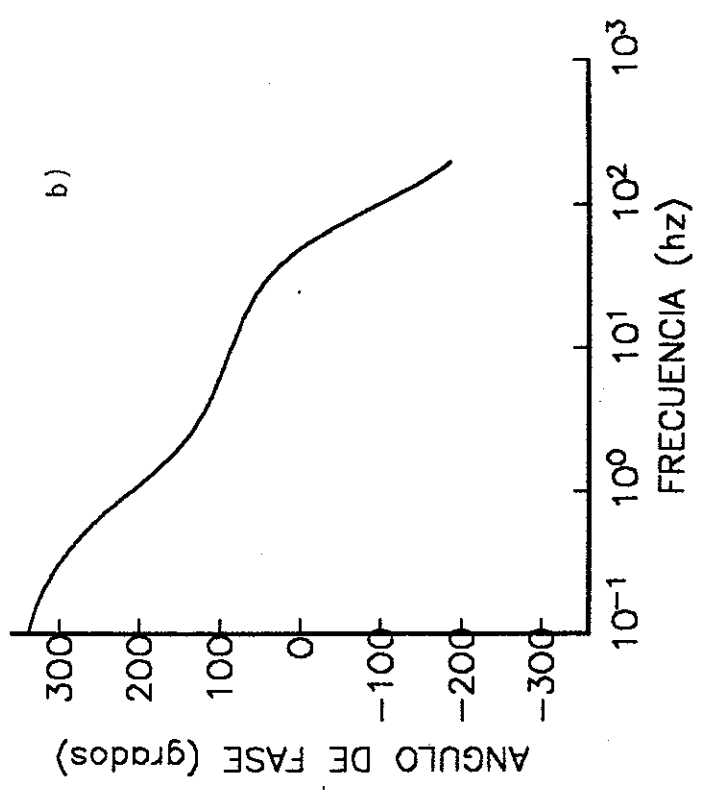
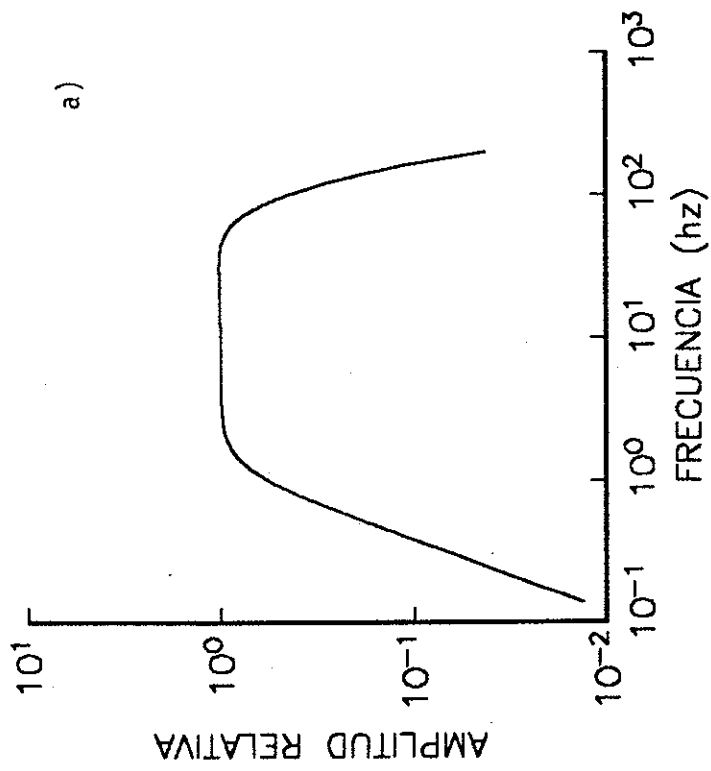


Figura II.2 Función de Transferencia calculada del sismómetro Teledyne No. 56: a) amplitud normalizada de la respuesta en velocidad y b) ángulo de fase de la respuesta en velocidad respecto al desplazamiento del terreno.

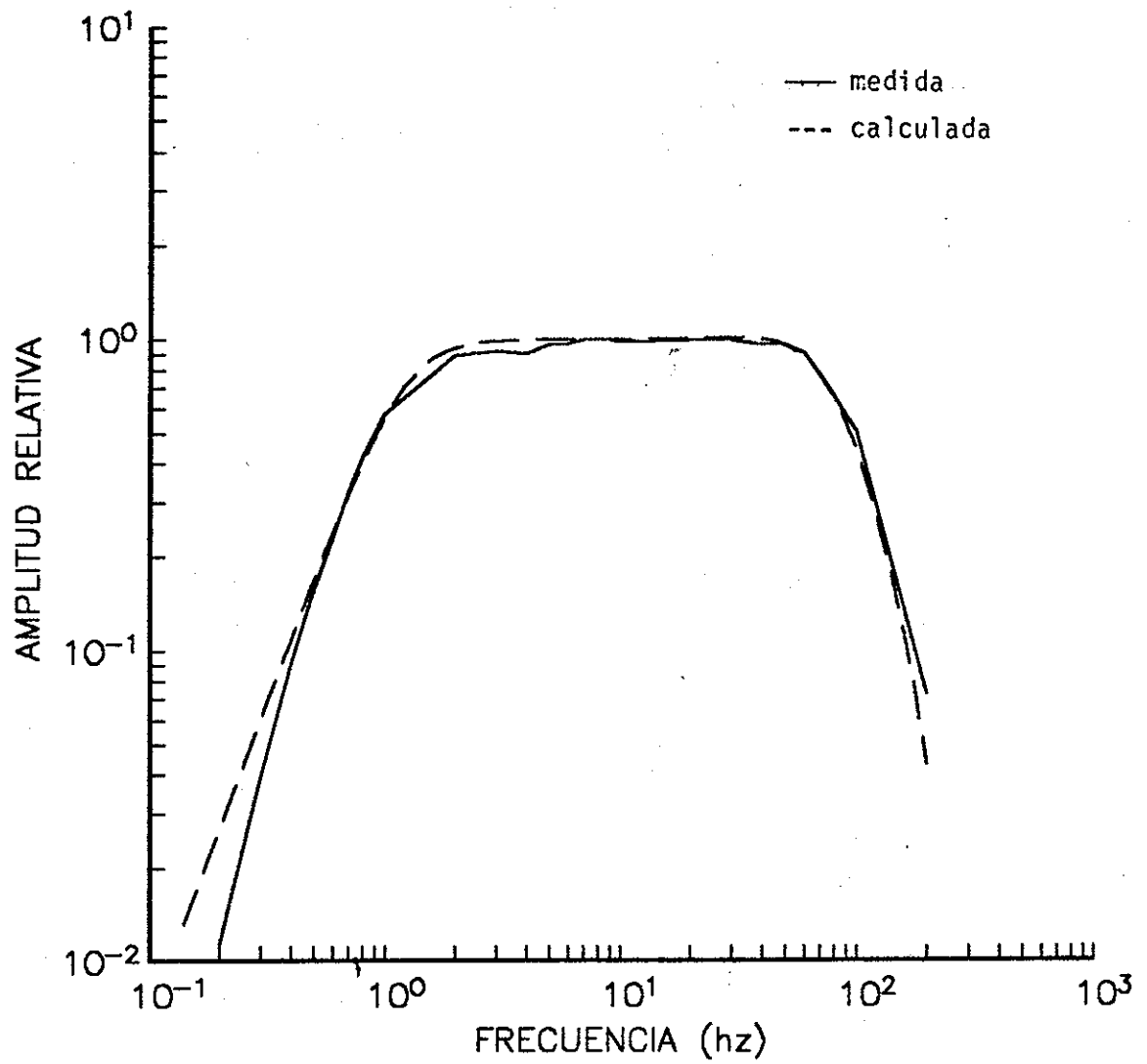


Figura II.3a Comparación de las curvas de amplitud medida y calculada del sismómetro Teledyne No. 56.

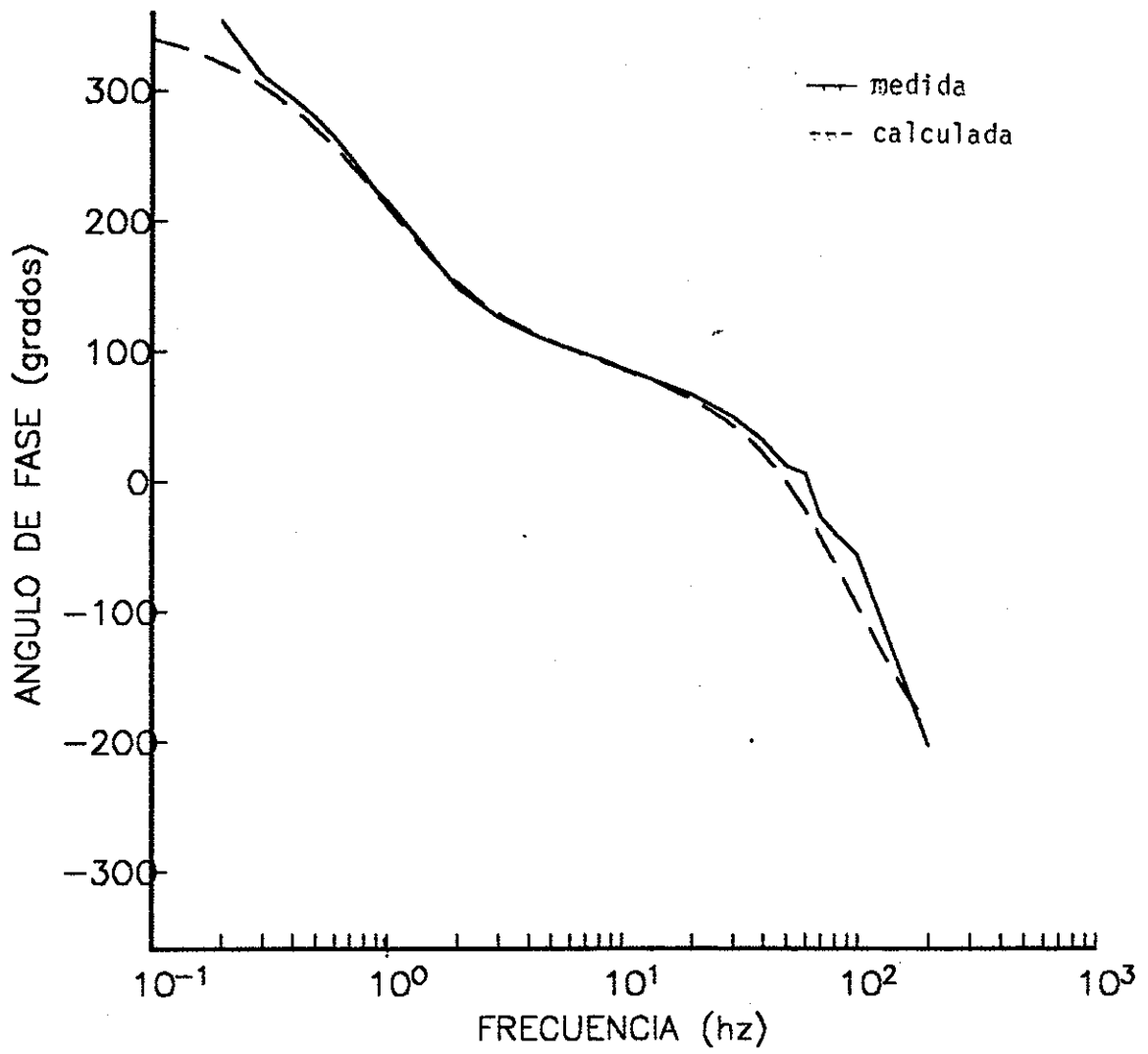


Figura II,3b Comparación de las curvas de fase medida y calculada del sismómetro Teledyne No. 56.

correcto.

II.3.2 Filtro Antialias.

El filtro antialias usado en las estaciones es un filtro tipo Butterworth de 5 polos con frecuencia de corte (f_c) a 15 Hz para las tres componentes. Con el fin de establecer las posibles diferencias entre la FT teórica del filtro y las FT medidas de los filtros de una estación, se procedió a la comparación de ambos.

La FT teórica del filtro se muestra en la Figura II.4. La FT medida de los filtros de la estación 1A No. 103 (obtenida por Navarro y Gálvez, comunicación personal) se presentan en la Figura II.5. La Figura II.6 muestra la comparación de las curvas de amplitud teórica y las medidas para cada canal. Esta comparación permite establecer diferencias que van de 0.5 db a 2 db aproximadamente. La diferencia mayor se observa para el canal H1 (2db) a frecuencias de 5 a 15 Hz. La pendiente a frecuencias mayores que la frecuencia de corte (15 Hz) practicamente es la misma para las curvas teórica y medida de cada canal. En base a que las diferencias observadas son menores a 3 db, se consideró aceptable trabajar con la FT teórica del filtro.

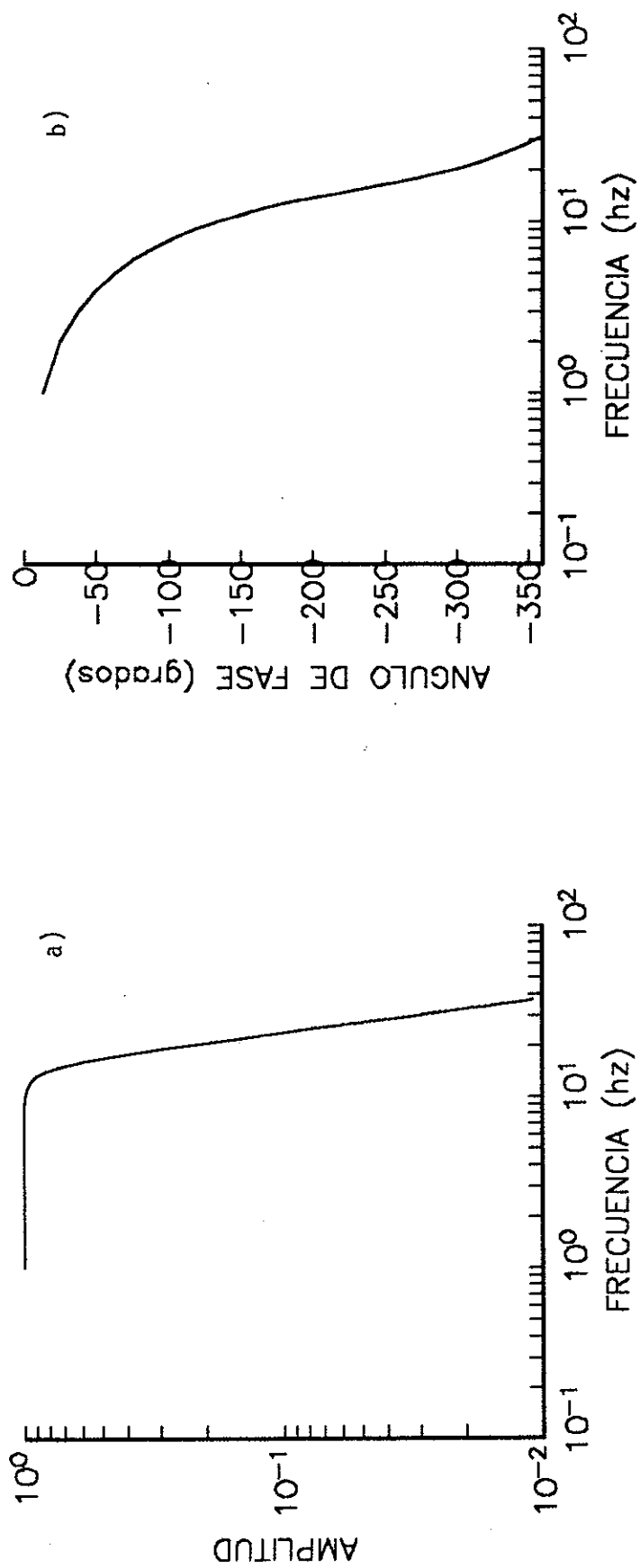


Figura II.4 Función de Transferecia teórica del filtro Butterworth de 5 polos: a) amplitud y b) fase.

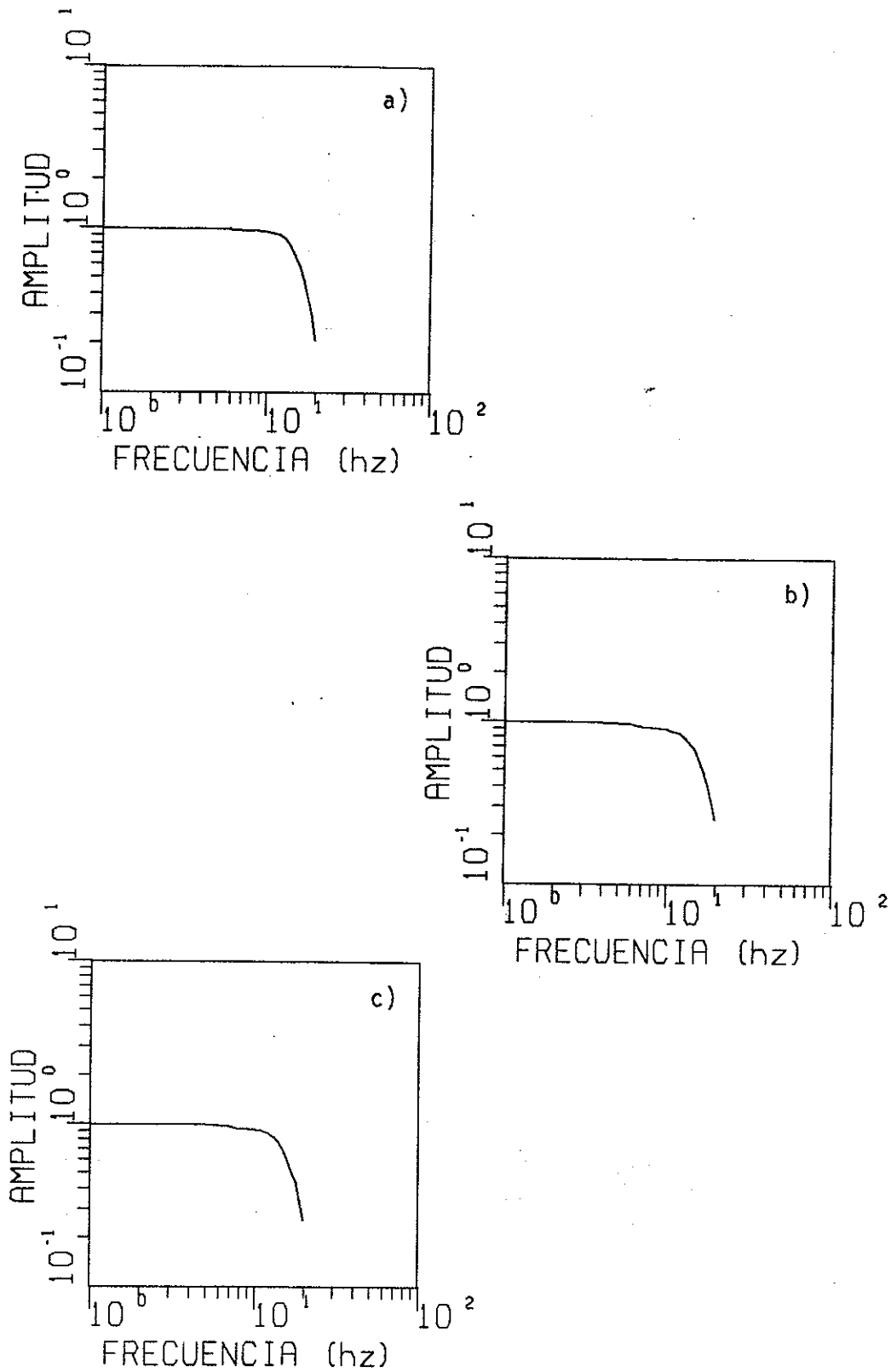


Figura II.5 Curvas de amplitud medida de los filtros de la estación 1A No. 103: a) canal vertical, b) canal horizontal 1 y c) canal horizontal 2.

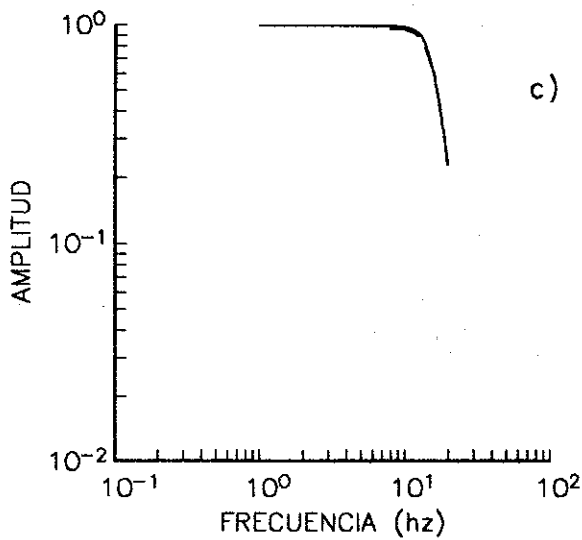
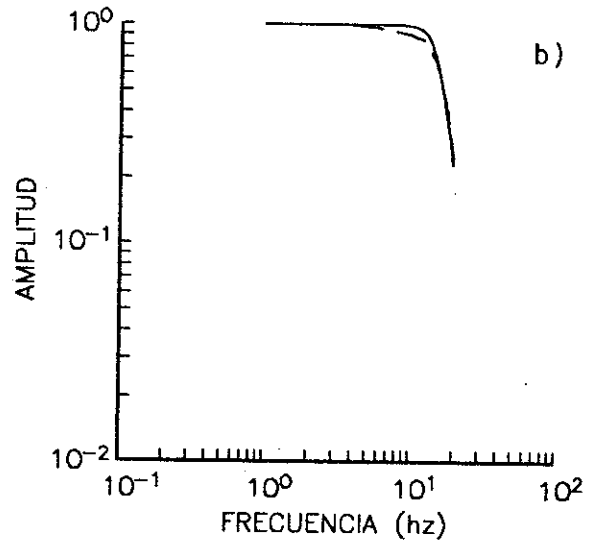
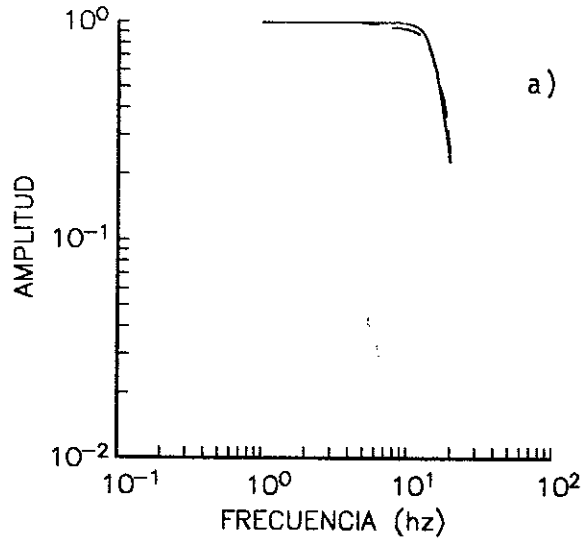


Figura II.6 Comparación de las curvas de amplitud teórica y medida de los filtros de la estación 1A No. 103: a) canal vertical, b) canal horizontal 1 y c) canal horizontal 2.

II. 3.3 Amplificación del sistema.

Como se indicó anteriormente, las estaciones tienen 10 pasos de amplificación variable (desde 1/4 a 128 en incrementos de 6 db de un paso a otro), los que al multiplicarse por la etapa preamplificadora (x100) resulta una amplificación variable total de 25 hasta 12800. Las amplificaciones usadas normalmente en las estaciones varían de 100 a 800, siendo 400 la amplificación mas frecuentemente usada. Además, al muestrearse la señal se debe considerar un factor de conversión de voltaje a número de cuentas, el cual va a depender del número de bits y del máximo voltaje de entrada que acepta el convertidor A/D. Este factor se determina de acuerdo a la relación propuesta por Stewart y O'Neil (1980).

$$F = \frac{2^{b-1} - 1}{V_{pp}/2} \quad 2)$$

En esta relación b es el número de bits y V_{pp} es el máximo voltaje de entrada. Los convertidores A/D de las estaciones RESNOR usan 12 bits y permiten un máximo voltaje de entrada de 20 volts, lo que da un factor de conversión de 204.7 cuentas/volt.

La amplificación total se obtiene al multiplicar la constante de motor del sismómetro (G), la amplificación correspondiente al paso de ganancia del amplificador, la

amplificación del filtro y el factor de conversión del convertidor A/D. En la tabla II.3 se da información de los pasos de amplificación de las estaciones y de la amplificación total de cada paso.

II.4 Función de Transferencia de una estación RESNOR.

II.4.1 Obtención de la función de transferencia.

La FT de una estación RESNOR resultó de efectuar el producto (en el dominio de la frecuencia) de la FT en desplazamiento del sismómetro Teledyne No. 56 y la FT del filtro, multiplicadas por la correspondiente amplificación. La FT obtenida fue denominada FT típica. Por ejemplo, la estación Ensenada (ENX) ha operado con un factor de 3.6846×10^5 cuentas/cm que resulta de multiplicar 4.50 volt-seg/cm (sismómetro) X 400 (amplificador) X 1 (filtro) X 204.7 cuentas/volt (convertidor A/D). Las curvas de amplitud y fase obtenidas se presentan en la Figura II.7

II.4.2 Funciones de transferencia típica y teórica de una estación RESNOR.

La comparación de las FT típica y teórica (normalizadas a 0 db a la frecuencia de 1 Hz) de una estación RESNOR se

Tabla II.3 Amplificación teórica de los diez pasos de ganancia de las estaciones.

Paso	Ganancia	X 100	Amplificación total (cuentas-seg/cm)
0	0.25	25	2.3028×10^4
1	0.50	50	4.6056×10^4
2	1.0	100	9.2112×10^4
3	2.0	200	1.8423×10^5
4	4.0	400	3.6846×10^5
5	8.0	800	7.3692×10^5
6	16.0	1600	1.4738×10^6
7	32.0	3200	2.9476×10^6
8	64.0	6400	5.9952×10^6
9	128.0	12800	1.1790×10^7

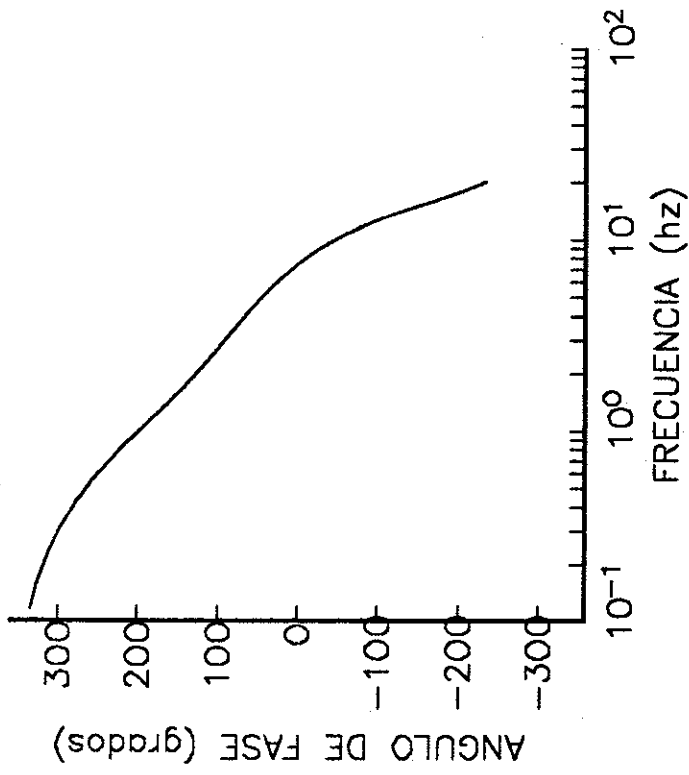
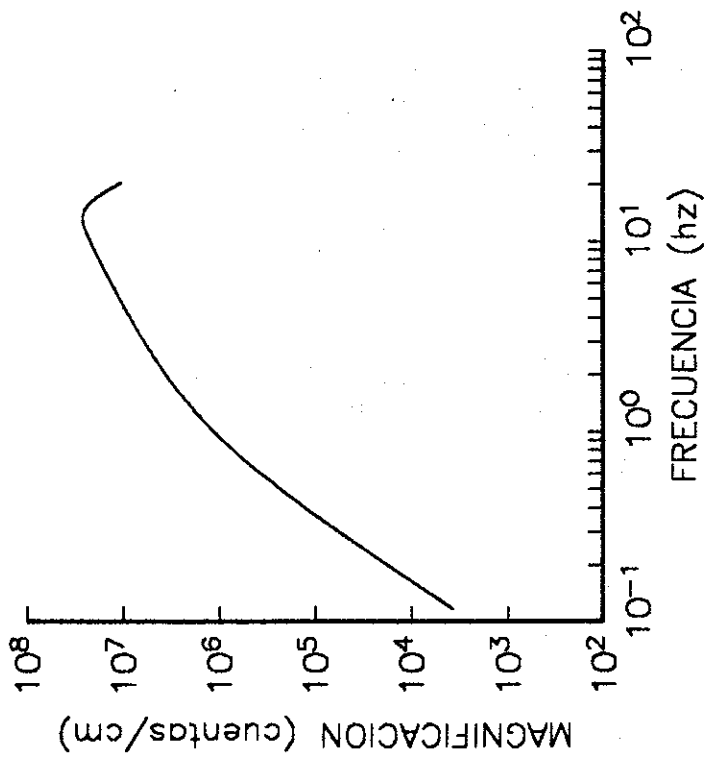


Figura II.7 Función de Transferencia de una estación típica RESNOR, Ensenada (ENX).

muestran en la figuras II.8a y II.8b. La FT teórica de una estación RESNOR fue obtenida al usar las FT teóricas del sismómetro (última expresión compleja de la tabla II.1), y del filtro. La comparación fue hecha por la observación de que la curva teórica de respuesta en velocidad (dominio de la frecuencia) para un sismómetro se comporta como un filtro pasa altas (1 Hz en adelante), mientras que el sismómetro Teledyne tiene una respuesta plana de 1 a 90 Hz. Las curvas de respuesta en amplitud (como era de esperarse) son muy similares. A frecuencias menores de 1.0 Hz, se observa una pendiente de 21 db/oct para el sismómetro Teledyne comparado con la pendiente teórica de 18 db/octava. A frecuencias mayores de 1.0 Hz las diferencias entre ambas curvas son menores a 3 db. De las curvas de respuesta en fase, se observa lo siguiente: hay una diferencia máxima de 80 grados a 0.1 Hz y una diferencia de 32 grados a 1.0 Hz. A frecuencias mayores de 1 Hz la máxima diferencia ocurre a 20 Hz y es de 33 grados.

El cálculo de magnitudes y la estimación de los parámetros de fuente que se presentarán en los Capítulos III y IV respectivamente, se hicieron en la banda de frecuencias (0.4 a 19 Hz) en que las curvas descritas son prácticamente iguales (figuras II.8a y II.8b).

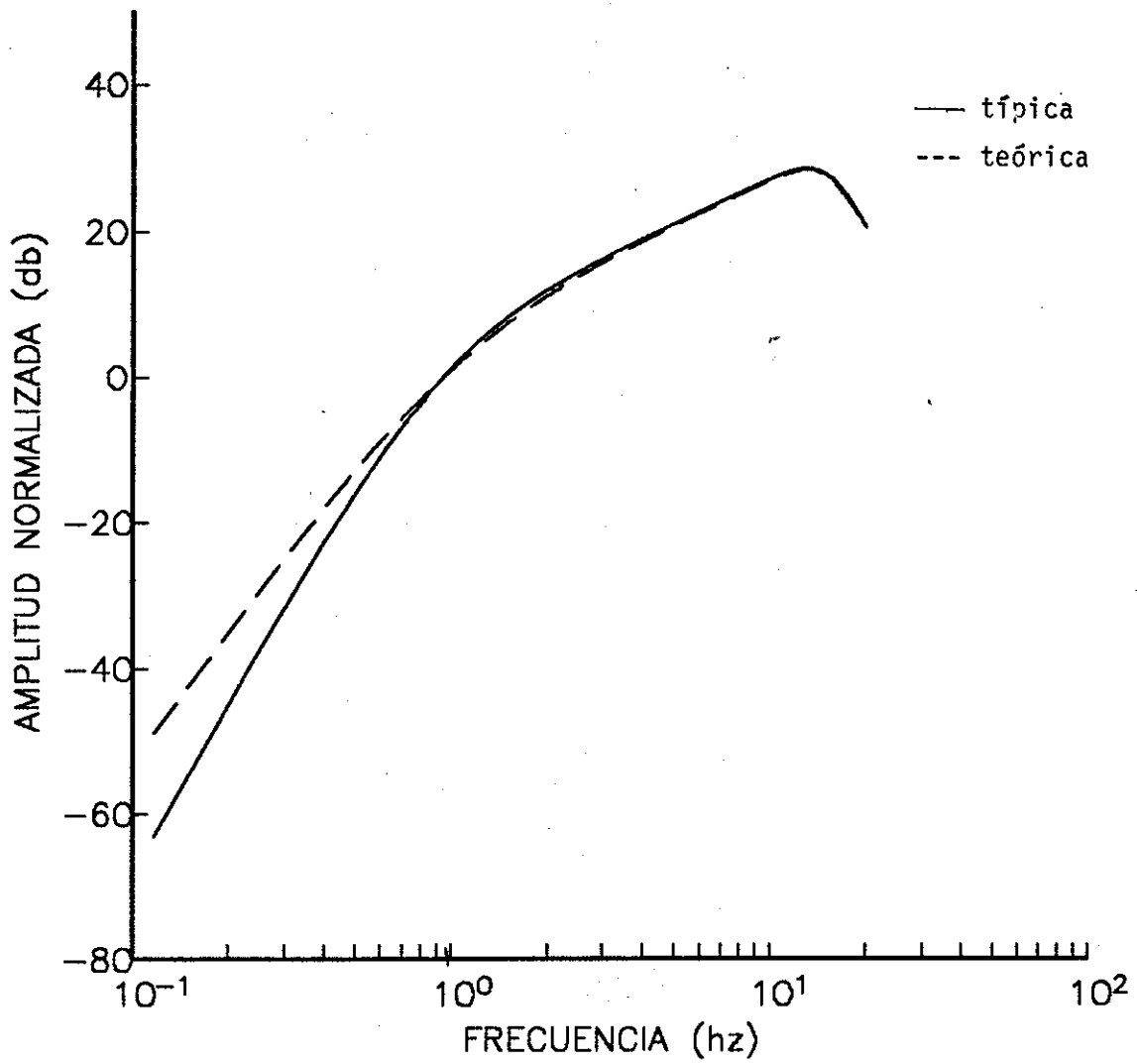


Figura II.8a. Comparación de las curvas de amplitud típica y teórica de una estación RESNOR.

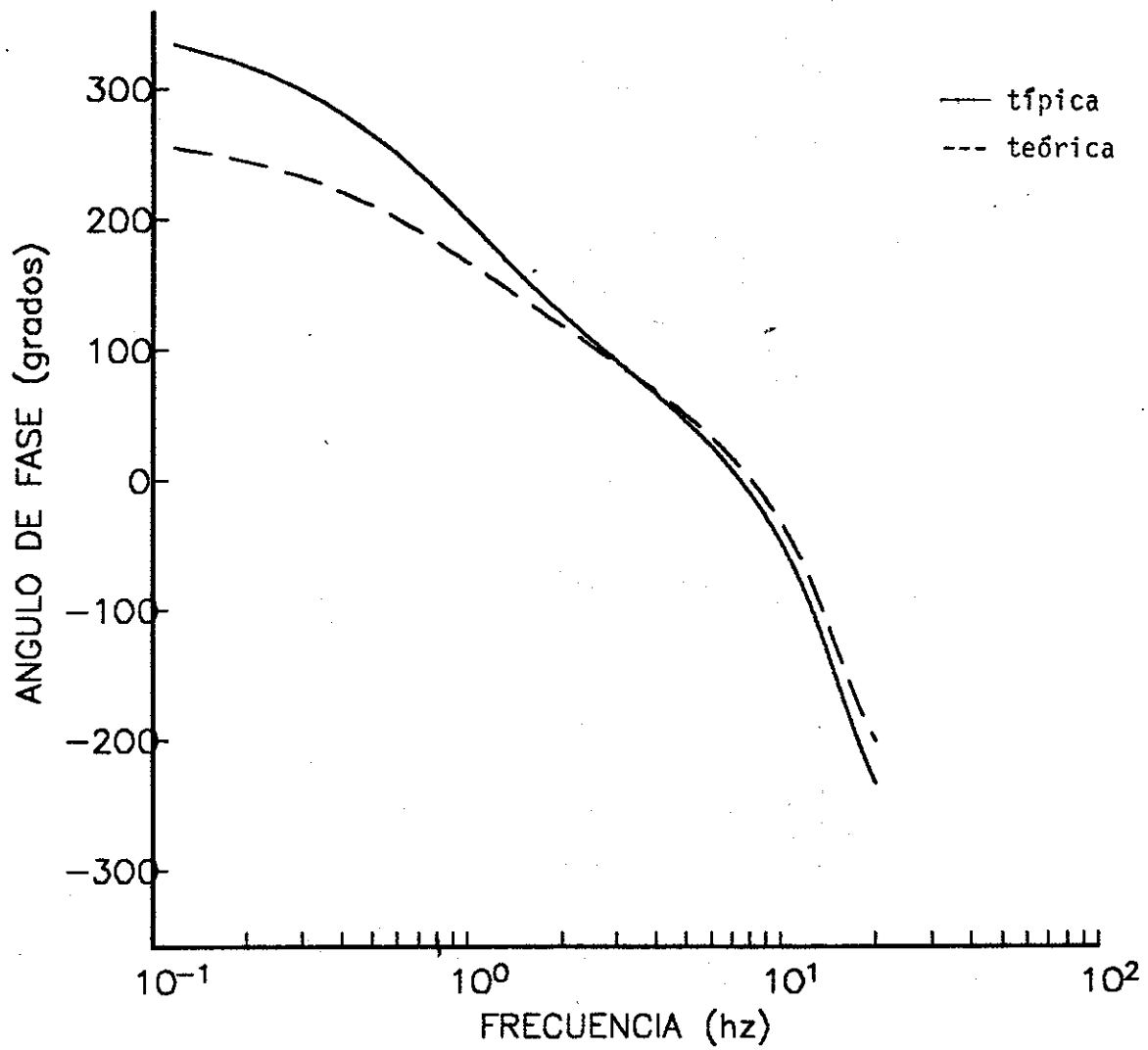


Figura II,8b Comparación de las curvas de fase típica y teórica de una estación RESNOR.

II.5 Discusión.

Las funciones elementales propuestas por Healy y O'Neill (1977) para representar analíticamente la FT de un sistema sísmico fueron adecuadas para representar la FT medida del sismómetro Teledyne No. 56. Las diferencias entre la FT medida y su representación analítica son de alrededor del 3%. Las curvas de amplitud medidas de los filtros antialias usados en la estación 1A No. 103 comparadas con la curva de amplitud teórica tienen diferencias menores a 3 db, razón por la cual fue aceptable trabajar con la FT teórica del filtro. La FT que resulta del producto de las FT del sismómetro y del filtro antialias multiplicada por la amplificación total, es representativa de una estación RESNOR y se le denominó FT típica. En forma similar se obtuvo la FT teórica de una estación, pero con las expresiones teóricas de sus elementos.

De la comparación de las FT típica y teórica de una estación RESNOR, no se observaron diferencias significativas en las curvas de amplitud. Sin embargo, existen diferencias en las curvas de fase, sobre todo a frecuencias menores de 1.0 Hz. Estas diferencias son explicables por el hecho de que para representar la FT típica de las estaciones se utilizaron 8 polos (3 polos del sismómetro Teledyne para frecuencias de 0.1 a 20 Hz y 5 polos del filtro), mientras que para la FT teórica de las estaciones se usaron 7 polos (2 polos del sismómetro y 5 polos del filtro).

III. DETERMINACION DE LA MAGNITUD LOCAL.

III.1 Introducción.

El cuantificar el tamaño de un temblor ha sido uno de los principales temas de investigación en sismología. Para ello se han desarrollado los conceptos de intensidad y magnitud de un temblor. La intensidad de un temblor es diferente de un sitio a otro y está descrita en función de los daños que sufren las obras realizadas por el hombre, de los efectos visibles en el terreno (fracturas, deslizamientos) así como de la conducta anómala del hombre y de los animales ante los temblores. La intensidad está sujeta a incertidumbres en las apreciaciones hechas por el observador. Sin embargo, no debe desdeñarse ya que el contar con una escala de intensidad ha sido de gran utilidad en la identificación de los efectos sísmicos en lugares donde no hay instrumentos, en la estimación de epicentros en forma aproximada y en la preparación de mapas isosísmicos de relevancia para el diseño de estructuras antisísmicas.

La magnitud esta relacionada directamente con la energía liberada por un temblor y surgió de la necesidad de poder asignar, a partir del registro de un temblor (sismograma), un

número único que represente la energía del mismo. Richter (1935,1958), mediante el estudio de eventos locales ocurridos en el sur de California, definió la magnitud local (ML) de un temblor registrado en una estación como: $ML = \log A(\Delta) - \log A_0(\Delta)$. En esta relación, $A(\Delta)$ es la máxima amplitud (en mm) del temblor registrado a la distancia epicentral Δ (en Km) en un sismógrafo Wood-Anderson (período natural = 0.8 seg, amortiguamiento = 0.8 y magnificación = 2800) y $A_0(\Delta)$ es una función que define la máxima amplitud de un temblor estándar a la distancia mencionada. La magnitud es independiente de la localización de las estaciones de registro, ya que la función $\log A_0(\Delta)$ corrige por efecto de la distancia epicentral, siendo la magnitud del temblor, en principio, la misma para cada estación. Las profundidades de los temblores estudiados por Richter variaron en un rango aproximado de 0 a 16 Km, por lo que los efectos debidos a las variaciones de la profundidad no influyeron significativamente en la determinación de la función $\log A_0(\Delta)$.

Entre los objetivos de una red sísmica están el determinar la localización hipocentral de los eventos registrados y estimar la magnitud correspondiente. Para ello se debe contar con una forma eficiente de determinar magnitudes. En particular, los datos de las estaciones de RESNOR permiten calcular una magnitud basada en la duración de la señal observada en el registro de un evento. Para la sismicidad

generada en el macizo rocoso de Baja California se usa la relación: $M = 1.21 \log_{10} T + 0.8$, y para la sismicidad del Valle de Mexicali la relación usada es: $M = 1.21 \log_{10} T + 0.5$ (Jacobo y González, 1980). En ambas relaciones T es la duración de la señal en segundos. Sin embargo, una comparación de las magnitudes reportadas por CALTECH y RESNOR para eventos ocurridos en el macizo rocoso y asociados a las fallas San Miguel y Vallecitos mostró que las magnitudes reportadas por RESNOR son menores hasta en 1.5 unidades (para valores mayores a 3) respecto a las magnitudes reportadas por CALTECH. La diferencia entre ambas magnitudes motivó la presente sección de la tesis, cuyo objetivo es volver a calcular la magnitud de los eventos registrados por RESNOR, pero ahora mediante el uso de las máximas amplitudes para, en base a los resultados obtenidos, determinar si las magnitudes reportadas por RESNOR están realmente subestimadas. Para ello, se seleccionó un conjunto de temblores generados por las fallas San Miguel y Vallecitos en el macizo rocoso de Baja California. Para estos sismos se calculó su magnitud local mediante la obtención de un sismograma Wood-Anderson equivalente y utilizando la definición de magnitud local propuesta por Richter (1935, 1958). Las magnitudes obtenidas, denominadas MLR (Magnitud Local de RESNOR), se compararon con las magnitudes reportadas por CALTECH y se realizó un breve análisis estadístico de las diferencias entre ambas magnitudes en base al cual se discute la validez de los resultados.

Las estaciones de RESNOR usadas en la estimación de magnitudes están ubicadas sobre roca sólida. Las magnitudes obtenidas de eventos registrados en estas estaciones, así como las magnitudes estimadas de datos del Sur de California y Norte de Baja California reportados por Munguía (1983) (de estaciones ubicadas sobre sedimentos) se compararon con las magnitudes reportadas por CALTECH para ver el posible efecto de la distancia y de la geología local del sitio de registro en la estimación de magnitudes.

III.2 Area de estudio y determinación hipocentral de los eventos seleccionados.

El área de estudio del presente trabajo, enmarcada en el mapa de la Figura III.1, incluye las fallas San Miguel y Vallecitos, dos de las fallas más activas de la sierra peninsulares de Baja California. Se ha puesto énfasis en el estudio de sismos atribuidos a estas fallas, por ello, se seleccionaron 60 eventos ocurridos de marzo de 1982 a marzo de 1986 que reunieran los siguientes requisitos: 1) de magnitud mayor o igual a 2.0, 2) con distribución homogénea a lo largo de la zona de estudio y 3) que hubieran sido registrados en forma digital en las estaciones de RESNOR. Las localizaciones hipocentrales de los eventos seleccionados se consultaron en los catálogos de sismicidad de CALTECH, el boletín de

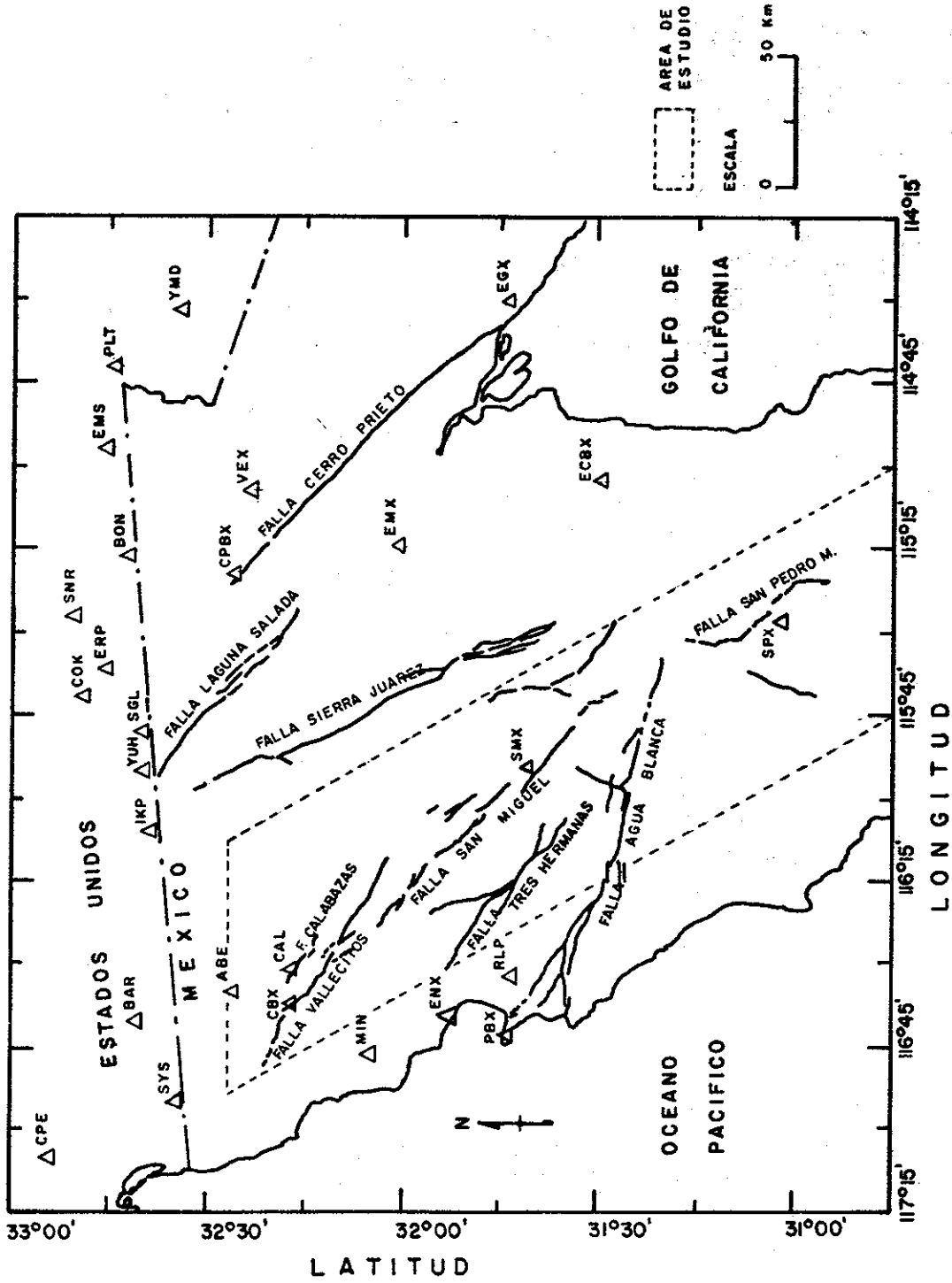


Figura III.1 Mapa que muestra las principales fallas del Norte de Baja California, el área de estudio y las estaciones usadas en la determinación hipocentral.

sismicidad de RESNOR, el boletín de localización preliminar de epicentros (PDE) del USGS, y las reportadas en un estudio de sismicidad realizado en el área por Rebollar y Reichle (1986). Cuando las diferencias en las localizaciones epicentrales reportadas en los boletines y en el estudio mencionados eran mayores a 10 Km o bien cuando la localización disponible no había sido hecha con una buena cobertura azimutal de estaciones se procedió a la relocalización de estos eventos.

III.2.1 Eventos relocalizados.

Del total de eventos considerados fue necesario relocalizar 25 de ellos. Para tal efecto se consideraron lecturas de tiempos de arribo de estaciones de CALTECH/USGS ubicadas a lo largo de la frontera México-Estados Unidos, de estaciones de RESNOR y para algunos de ellos se consideraron lecturas de estaciones temporales operadas en la zona de estudio a finales de 1982 y principios de 1983 (Rebollar y Reichle, 1986). Las coordenadas de las estaciones se proporcionan en la Tabla III.1 y su ubicación correspondiente en el mapa de la Figura III.1. En la relocalización de los eventos se utilizó el programa de localización HYP0/1 (Lee y Lanr, 1972) con el modelo de corteza de Nava y Brune (1982) (Tabla III.2) y una relación $v_p/v_s = 1.75$ derivada del modelo.

Tabla III.1 Estaciones usadas en la localización hipocentral.

CODIGO	NOMBRE	LATITUD (N)	LONGITUD (O)	RED SISMICA
ENX	ENSENADA	31° 53.00	116° 39.70	RESNOR
VEX	VERACRUZ	32° 21.67	115° 06.32	"
SPX	S. P. MARTIR	31° 02.70	115° 27.90	"
CBX	CERRO BOLA	32° 18.82	116° 39.78	"
EMX	EL MAYOR	31° 59.30	115° 14.54	"
EGX	EL GOLFO	31° 42.61	114° 28.67	"
PBX	PUNTA BANDA	31° 44.17	116° 42.74	"
CPBX	CERRO PRIETO	32° 25.06	115° 18.24	"
ECBX	EL CHUNERO	31° 28.32	115° 03.07	"
SMX	SAN MIGUEL	31° 41.28	115° 54.22	"
BAR	BARRET	32° 40.80	116° 40.30	CALTECHI
CPE	CAMP ELLIOT	32° 52.80	117° 06.00	"
COK	COOK RANCH	32° 50.95	115° 43.61	"
BON	BONS CORNER	32° 41.67	115° 16.11	"
IKP	INKOPAH	32° 38.93	116° 06.48	"
ERP	ERNIE'S P.	32° 44.61	115° 39.76	"
EMS	EAST MESA	32° 44.48	114° 59.27	"
SGL	MOUNT SIGNAL	32° 38.75	115° 43.52	"
YUH	YUHA DESERT	32° 38.86	115° 55.30	"
PLT	PILOT KNOB	32° 43.87	114° 43.76	"
YMD	YUMA DESERT	32° 33.28	114° 32.68	"
SYS	SAN YSIDRO	32° 34.78	116° 54.67	"
SNR	SCHAFNER R.	32° 51.71	115° 26.21	"
CAL	CALABAZAS	32° 17.57	116° 31.53	TEMPORAL
ABE	ABEJAS	32° 25.10	116° 36.84	"
MINI	LA MINA	32° 03.20	116° 46.95	"
RLP	R. PALOMAS	31° 41.32	116° 30.55	"

Tabla III.2 Modelo de corteza para la Cordillera Peninsular del Sur de California y Norte de Baja California propuesto por Nava y Brune (1982).

Profundidad (Km)	V_p (Km/seg)	V_s (Km/seg)	Espesor (Km)	ρ (gr/cm ³)
0				
5	5.6	3.2	5	2.5
20	6.6	3.8	15	2.8
42	7.0	4.0	22	2.9
	8.0	4.6	∞	3.4

Parámetros:

- V_p - velocidad de las ondas P.
- V_s - velocidad de las ondas S.
- ρ - densidad.

III.2.2 Eventos no relocalizados.

No se relocalizaron treinta y cinco eventos para los cuales se consideró como localización hipocentral más aceptable la que cumplía alguno de los siguientes criterios en orden de importancia:

- 1) Cuando en la localización de los epicentros se utilizaron lecturas de estaciones instaladas temporalmente en el área de estudio y lecturas de estaciones de RESNOR (8 eventos).
- 2) Cuando el hueco azimutal del evento con las estaciones de RESNOR era menor o igual a 180° . En caso contrario se comparaban las localizaciones de CALTECH y RESNOR, y si la resultante vectorial de la diferencia entre latitudes y longitudes no excedía de $5'$, se tomaba cualesquiera de ellas (20 eventos).
- 3) Cuando los eventos solo fueron localizados por CALTECH (7 eventos).

III.2.3 Discusión.

La mayoría de los 60 eventos considerados se concentran en la parte central de la zona de estudio, observándose una

disminución en su distribución al norte y sur de la misma, como se aprecia en la Figura III.2. La localización hipocentral, el hueco azimutal de las estaciones y los parámetros estadísticos obtenidos de HYPO71 se presentan en la Tabla III.3. Es de hacer notar que debido a la carencia de una estación cercana a los epicentros no fue posible determinar con precisión la profundidad de la mayoría de los eventos. Las distancias mínimas epicentro-estación oscilan entre los 30 y 60 Km, por lo cual un total de 26 eventos fueron localizados a profundidad fija. En estudios anteriores realizados en el área por Reyes y col. (1975), Soares (1980) y Rebollar y Reichle (1986) se ha encontrado que la profundidad de la sismicidad generada en el área varía de 0 a 20 Km, rango que se ha utilizado para fijar la profundidad de los eventos mencionados. Aunque se procuró mejorar la cobertura del área con estaciones de CALTECH/USGS, RESNOR y estaciones temporales, puede apreciarse que esta cobertura no mejoró sustancialmente ya que a excepción de la estación SPX, la mayoría de las estaciones están ubicadas al norte del lugar de ocurrencia de los eventos (ver Figura III.1). Aunque existe la estación SMX en la parte central, ésta estuvo generalmente fuera de operación en el intervalo de tiempo considerado.

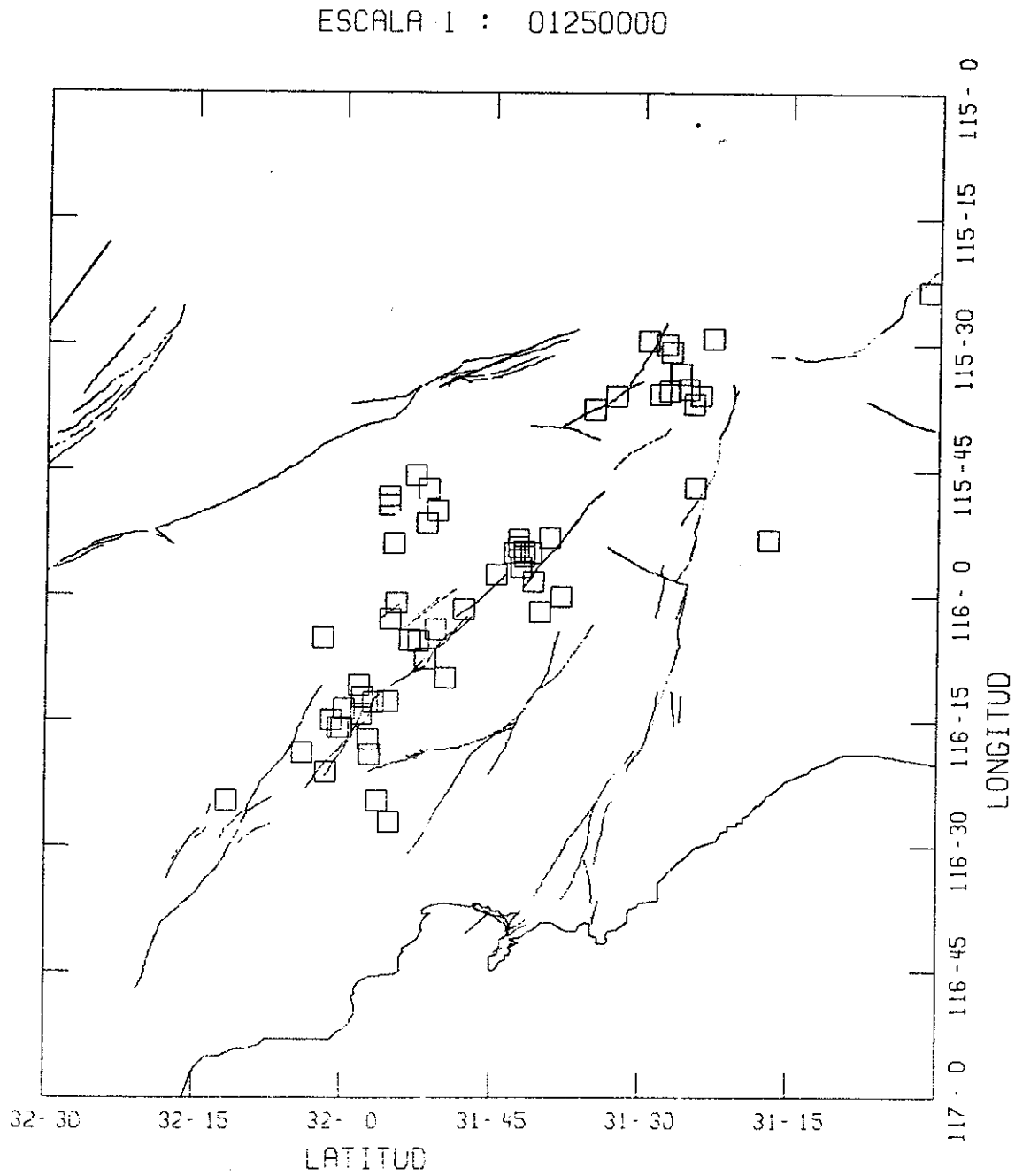


Figura III.2 Distribución epicentral de los 60 eventos registrados en forma digital por las estaciones de RESNOR y seleccionados para el presente estudio.

Tabla III.3 Localización hipocentral de los eventos seleccionados para su estudio.

No	FECHA	ORIGEN	LAT N	LONG O	PROF	NF	GAP	DMIN	RMS	ERI	ERZ
1	820307	1716	31-40.77	115-58.34	10.00*	15	142	68.7	0.44	1.1	1.8
2	821213	1600	31-28.18	115-35.91	10.00	10	246	109.8	0.30	4.6	5.0
3	821214	1715	31-34.67	115-37.75	5.43						
4	821215	0553	31-27.01	115-30.94	14.00	6	249	118.0	0.22	8.4	14.1
5	821215	1536	31-32.54	115-36.12	4.90						
6	821218	1539	31-26.20	115-33.56	15.00*	6	210	44.5	0.04	4.3	0.0
7	830107	2202	31-27.57	115-30.02	15.00*	5	221	46.2	0.19	3.6	0.0
8	830117	0500	31-29.36	115-29.62	20.00*	10	221	44.6	0.38	5.4	0.0
9	830126	1105	31-17.06	115-53.31	13.23	10	180	22.2	0.18	1.5	4.4
10	830126	1903	31-27.25	115-35.55	15.00*	6	199	14.4	0.18	2.3	0.0
11	830309	0908	31-24.03	115-36.06	15.00*	6		41.6	0.11	2.6	0.0
12	830402	1408	31-55.34	116-12.63	6.00						
13	830504	1544	31-37.99	116-00.15	17.70	10	138	66.3	0.18	0.9	1.8
14	830521	1210	31-42.34	115-54.16	15.00*	8		74.6	0.14	1.8	0.0
15	830521	2041	31-41.77	115-55.32	15.00	18	124	73.0	0.24	0.9	2.9
16	830604	2154	31-25.29	115-35.29	13.22	8	124	43.4	0.07	0.7	1.0
17	830707	0931	31-24.58	115-47.02	8.00*	8	183	50.6	0.30	1.7	
18	830719	1036	31-55.39	115-49.09	18.00	8	222	80.0	0.50	1.2	1.4
19	830731	2215	31-54.58	116-00.96	4.24	8	205	61.2	0.16	1.3	2.2
20	830818	2117	31-44.60	115-57.50	10.00	12	178	68.3	0.25	1.9	3.6
21	830828	0423	31-54.86	115-53.81	6.00						
22	830912	1715	31-55.24	116-02.86	6.00						
23	830929	0200	31-58.31	116-10.75	8.00*	6	294	47.0	0.25	5.0	
24	831011	1035	32-11.64	116-24.50	6.00						
25	831020	0715	31-42.04	115-56.60	13.52	7		4.0	0.12	2.4	1.7
26	831105	0210	31-58.00	116-12.10	8.00*	8	194	46.0	0.25	2.4	
27	831111	0059	31-52.39	116-05.48	6.00						
28	831129	1102	31-39.13	115-53.05	8.00*	14	142	78.0	0.48	0.7	1.6
29	831202	0147	31-24.70	115-37.02	5.00*	10	293	110.0	0.20	3.7	8.7
30	831202	1908	31-47.86	115-01.67	8.00*	8	194	61.0	0.10	1.1	

Tabla III.3 (continuación).

NO	FECHA	ORIGEN	LAT N	LONG O	PROF	RF GAP	DMIN	RMS	ERR	ERR
31	840110	1660	31-42.30	115-53.32	6.00					
32	840131	2252	32-00.06	116-15.74	6.00					
33	840214	0641	31-59.75	116-13.52	16.00	15	105	43.1	0.46	1.6
34	840215	2257	32-00.37	116-15.72	8.00*	6	284	40.5	0.27	7.2
35	840219	0709	31-41.08	115-54.89	17.71	10	125	1.0	0.17	1.4
36	840227	1955	32-01.56	116-21.05	6.00					
37	840302	2259	31-56.88	116-12.71	15.84	12	105	43.0	0.64	2.6
38	840302	2344	31-58.04	116-14.15	22.00	8	191	41.3	0.34	4.3
39	840419	1831	31-40.06	116-01.95	10.00*	8	280	64.2	0.38	4.2
40	840421	0602	31-57.17	116-19.00	17.36	12	127	33.5	0.27	1.5
41	840503	0126	31-57.34	116-17.15	3.52	11	157	36.0	0.31	1.3
42	840606	0549	31-26.11	115-33.48	15.00*	8	267	115.8	0.42	6.5
43	840624	1208	31-55.55	115-48.13	16.74	8	224	81.4	0.20	3.3
44	840928	1310	32-04.00	116-18.76	6.00					
45	841129	1555	31-51.67	116-07.55	15.88	12	232	50.7	0.31	2.6
46	841202	2138	32-01.08	116-14.80	8.00*	8	172	42.2	0.49	1.5
47	850127	1506	31-55.25	116-27.02	8.00*	8	170	26.7	0.60	3.1
48	850314	0434	31-42.79	115-54.88	8.00*	8	164	73.5	0.14	1.4
49	850326	1426	31-56.40	116-24.53	6.00					
50	850401	1257	31-50.67	116-04.02	8.00*	8	181	56.7	0.26	1.3
51	850406	0151	32-01.94	116-05.08	26.34					
52	850409	0321	31-01.10	115-23.63	6.00*	6	295	106.5	0.27	2.0
53	850601	0116	31-53.27	116-05.37	8.00*	8	173	54.4	0.34	2.4
54	850604	1837	31-50.58	115-49.89	8.00*	7	168	57.9	0.16	1.6
55	850926	2157	31-24.85	115-29.24	6.00					
56	851227	1951	31-49.60	116-09.76	6.00					

Tabla III.3 (continuación).

No	FECHA	ORIGEN	LAT N	LONG O	PROF	NE GAP	DMIN	RMS	ERRH	ERRZ
57	260223	2055	26.91	31-41.74	115-54.64	8	196	74.4	0.21	2.7
58	260228	1514	05.48	31-51.45	115-47.19	8	220	83.1	0.19	1.6
59	260228	1524	40.02	31-52.76	115-45.65	8	224	85.5	0.25	3.0
60	260302	2333	24.08	31-51.64	115-51.31					

* Eventos localizados a profundidad fija.

III. 3 Comparación entre las magnitudes de CALTECH y las magnitudes de RESNOR.

Durante el proceso de selección de los eventos, se observó que las magnitudes reportadas por CALTECH y RESNOR para un mismo evento eran diferentes. CALTECH reporta alguna de las siguientes magnitudes.

- 1) Magnitud local ML, estimada de acuerdo a la fórmula de Richter.
- 2) Magnitud MH, calculada de las amplitudes medidas en las componentes horizontales del tambor de registro (Helicorder). Estos registros son obtenidos de sismómetros modificados para simular la respuesta de instrumentos Wood-Anderson (Norris y col. 1986).
- 3) Magnitud MD, calculada en base a la duración de la señal.
- 4) Magnitud MC, calculada a partir del decaimiento de las amplitudes de las ondas de coca. La descripción de la metodología para calcular MC y la comparación de esta magnitud con ML y MD se encuentra en Johnson (1979).

Para magnitudes mayores a 3 las magnitudes reportadas son

principalmente ML aunque en ocasiones se reportan magnitudes MH. Para sismos de magnitud menor a 3 se reportan normalmente las magnitudes MC o MD.

Para eventos ocurridos en el Valle de Mexicali RESNOR calcula una magnitud basada en la duración del registro mediante la siguiente relación:

$$M = 1.21 \log_{10} T + 0.5 \quad 1)$$

y para eventos ocurridos en el macizo rocoso de Baja California, en el que está comprendida el área de estudio, la magnitud de los eventos se determina de acuerdo a la relación:

$$M = 1.21 \log_{10} T + 0.8 \quad 2)$$

En ambas relaciones empíricas T es la duración de la señal sísmica en segundos. Las magnitudes reportadas por CALTECH y RESNOR de los eventos seleccionados para este estudio se muestran en la Tabla III.4 y su gráfica correspondiente en la Figura III.3. En esta gráfica se aprecia un sesgo de los puntos respecto a la recta que representa la igualdad entre ambas magnitudes. Para valores de magnitud entre 2.0 y 2.8 los puntos están próximos a la recta, mientras que todos los valores de magnitud mayor a 2.8 están por debajo de esta recta.

Tabla III.4 Magnitudes reportadas por CALTECH y RESNOR de los eventos seleccionados.

EVENTO	MAGNITUD CALTECH	MAGNITUD RESNOR
8203171716	3.3	---
8212131600	3.8	2.8
8212141715	4.1	2.9
8212150553	4.0	2.6
8212151536	3.8	---
8212181539	3.5	2.5
8301072202	3.3	2.7
8301170500	3.8	2.8
8301261105	3.1	2.9
8301261903	3.3	2.5
8303090908	3.0	2.4
8304021408	3.2	2.6
8305041544	3.3	2.6
8305211210	3.2	2.6
8305212041	4.0	3.1
8306042154	3.5	2.3
8307070931	2.1	2.5
8307191036	2.7	2.5
8307312215	2.6	2.4
8308182117	4.2	2.9
8308280423	3.4	2.5
8309121715	2.0	2.4
8309290200	2.3	2.3
8310111835	2.3	2.2
8310200713	3.2	2.4
8311050210	2.7	2.4
8311110059	2.9	2.5
8311291102	3.8	2.6
8312020147	3.3	2.7
8312021908	3.2	2.6
8401101600	2.4	2.4
8401312252	2.6	2.3
8402140641	3.5	2.8
8402152257	2.2	1.9
8402190709	2.5	2.3
8402271955	2.2	2.1
8403022259	3.4	2.3
8403022344	2.3	2.2
8404191831	2.81	2.3
8404210602	3.9	2.4
8405030126	3.2	2.4
8406060549	3.9	2.6
8406241208	4.1	2.5
8409281310	2.0	2.1
8411291555	3.6	2.7

Tabla III.4 (continuación).

EVENTO	MAGNITUD CALTECH	MAGNITUD RESNOR
8412022138	2.4	2.2
8501271506	3.4	2.5
8503140434	2.5	2.5
8503261426	2.3	2.5
8504011257	2.6	2.5
8504060151	2.5	2.4
8504090321	2.9	2.6
8506010116	2.7	2.3
8506041837	3.0	2.4
8509262157	2.8	2.7
8512271951	2.4	2.6
8602232055	2.3	2.5
8602281514	2.5	2.6
8602281524	2.4	2.6
8603022323	2.3	2.5

1 USGS (PDE) reporta ML = 3.0.

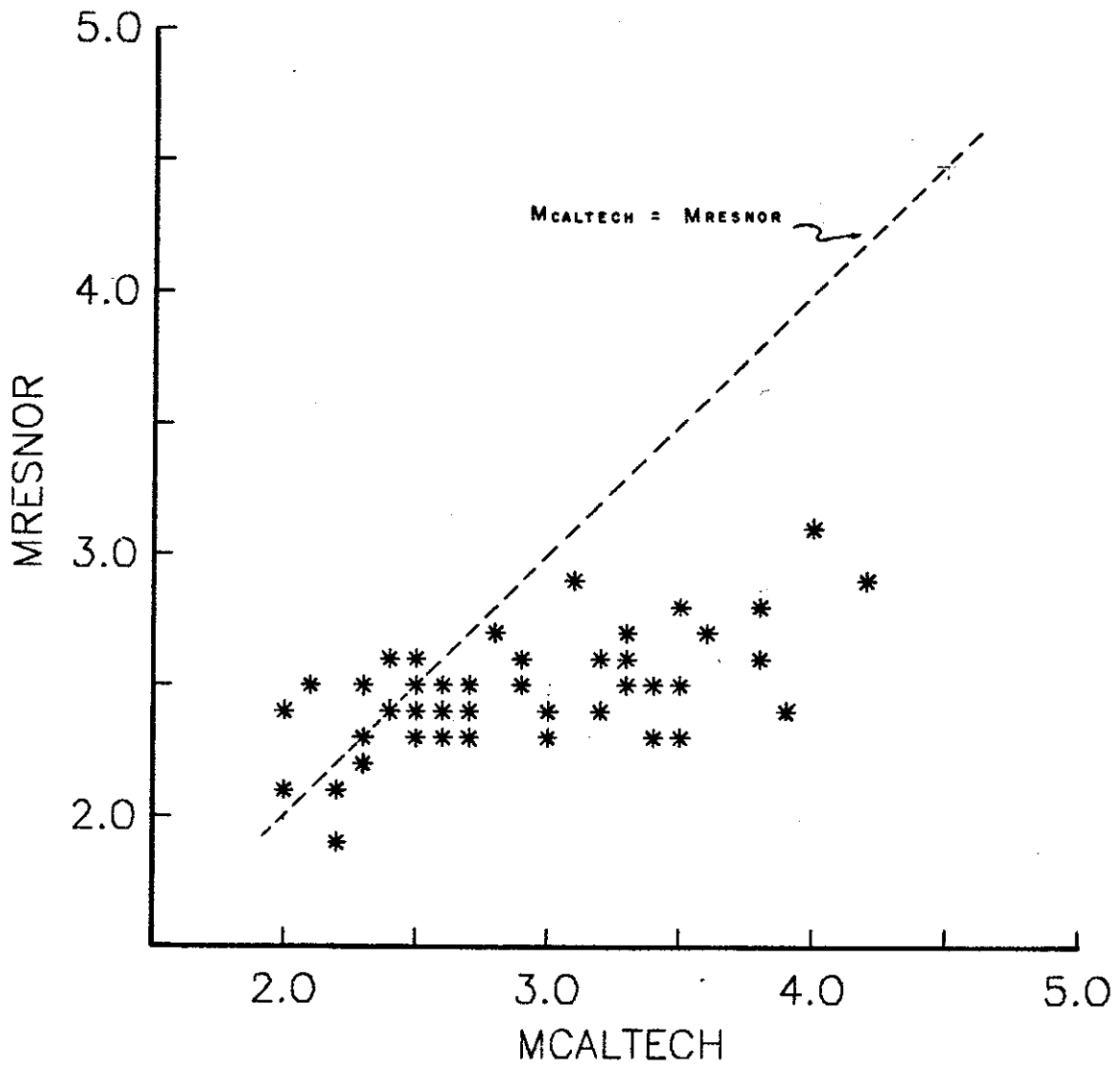


Figura III.3 Comparación de las magnitudes reportadas por CALTECH y RESNOR de los 60 eventos seleccionados.

En las relaciones empíricas 1) y 2) la única diferencia está en el sumando de ambas relaciones (0.3). No existe, además, una referencia que explique el origen de la relación 2) usada en la estimación de magnitudes para eventos del macizo rocoso. Con respecto a la relación 1), esta fue determinada por Jacobo y González (1980) utilizando datos de una red analógica local instalada en el Valle de Mexicali, región cuyas características geológicas son diferentes a las del macizo rocoso de Baja California. Su resultado, sin embargo, sólo es válido para eventos de magnitud entre 2.0 y 3.0. El uso de relaciones muy similares para dos áreas geológicamente diferentes y para un rango de magnitudes más amplio del utilizado en la determinación de la relación 1) explica el comportamiento observado en la Figura III.3.

Por lo anterior se decidió: 1) calcular la magnitud local de los eventos seleccionados de acuerdo al procedimiento descrito en la sección precedente, 2) comparar las magnitudes obtenidas con las magnitudes de CALTECH y 3) hacer un análisis de las diferencias entre las magnitudes mencionadas y discutir sobre la validez de los resultados.

III.4 Cálculo de la magnitud local y comparación con las magnitudes reportadas por CALTECH.

Para calcular la Magnitud Local a partir de sismogramas de RESNOR se corrigieron estos por efecto de instrumento, se obtuvo un sismograma Wood-Anderson equivalente y se usó la definición de magnitud local de Richter. El proceso para el cálculo de la magnitud se detalla a continuación.

III.4.1 Corrección instrumental de los datos.

La corrección por instrumento (en el dominio de la frecuencia) consiste en dividir el espectro $S(\omega)$ de la señal obtenida a la salida del instrumento entre su función de transferencia $H(\omega)$. De esta operación se obtiene el espectro $E(\omega)$ de la señal de entrada al sistema de registro. En este caso se obtuvo el espectro $S_V(\omega)$ mediante la Transformada de Fourier del sismograma registrado en las estaciones de RESNOR (4096 muestras) y se consideró la Función de Transferencia $H_G(\omega)$ de las estaciones, descrita en el Capítulo II (Figura II.7). El espectro de desplazamiento $E_d(\omega)$ se obtuvo de acuerdo a:

$$E_d(\omega) = \frac{S_V(\omega)}{H_G(\omega)} \quad 3)$$

Al efectuar este cálculo no se presentó inestabilidad en ninguno de los casos analizados. El espectro corregido en aceleración se obtuvo por derivación, proceso que en el dominio de la frecuencia equivale a multiplicar las amplitudes espectrales por el cuadrado de la frecuencia angular, Esto es:

$$E_a(\omega) = \omega^2 E_d(\omega) \quad 4)$$

Finalmente, el cálculo de la Transformada Inversa de Fourier del espectro de aceleración da como resultado el acelerograma corregido por instrumento, esto es, la aceleración del terreno. Para evitar la contaminación por ruido de baja frecuencia, el acelerograma obtenido fue filtrado con una ventana de PARZEN en el rango de frecuencias de 0.5 a 19 Hz. Antes de filtrar el acelerograma, se hizo un corrimiento previo del mismo para que al pasar por el filtro el desfazamiento resultante fuera cero.

III.4.2 Cálculo de la magnitud a partir del sismograma Wood-Anderson equivalente.

Para calcular la magnitud local (MLR) se obtuvo el sismograma Wood-Anderson (W-A) equivalente de cada una de las componentes horizontales registradas para cada evento. Para ello se convolucionó el acelerograma corregido con la respuesta

instrumental de un sismógrafo W-A. Un ejemplo ilustrativo del proceso anterior se presenta con el evento No. 8 de la Tabla III.3 (7 de enero de 1983). Este evento fue registrado en las estaciones ENX, CBX, SPX y PBX. El sismograma RESNOR, la aceleración del terreno y el sismograma W-A equivalente, obtenidos para cada estación se muestran en las Figuras III.4 a III.7. Como lo observaron Kanamori y Jennings (1978), el sismograma W-A equivalente resulta ser similar al sismograma obtenido con sensores de velocidad (ver sección II.3.1 para información del sensor de las estaciones RESNOR). En general se conservan las formas de onda del sismograma RESNOR, aunque las máximas amplitudes pueden no corresponder a las máximas amplitudes del sismograma W-A.

A partir del sismograma W-A obtenido, el procedimiento para el cálculo de la magnitud consiste en medir la máxima amplitud en el sismograma y aplicar la fórmula de Richter (1935, 1958): $M = \log A(\Delta) - \log A_0(\Delta)$. Esto es, al logaritmo de la máxima amplitud $A(\Delta)$ medida en mm se le resta el logaritmo de la amplitud de un sismograma producido por un sismo estándar a la distancia epicentral Δ correspondiente. Los valores utilizados de $\log A_0(\Delta)$ fueron los que determinó Richter para distancias de 25 a 600 Km. La función $\log A_0(\Delta)$ fue supuesta válida para la región en base a lo siguiente: 1) que las características geológicas de la corteza para el norte de Baja California y para el Sur de California son similares y

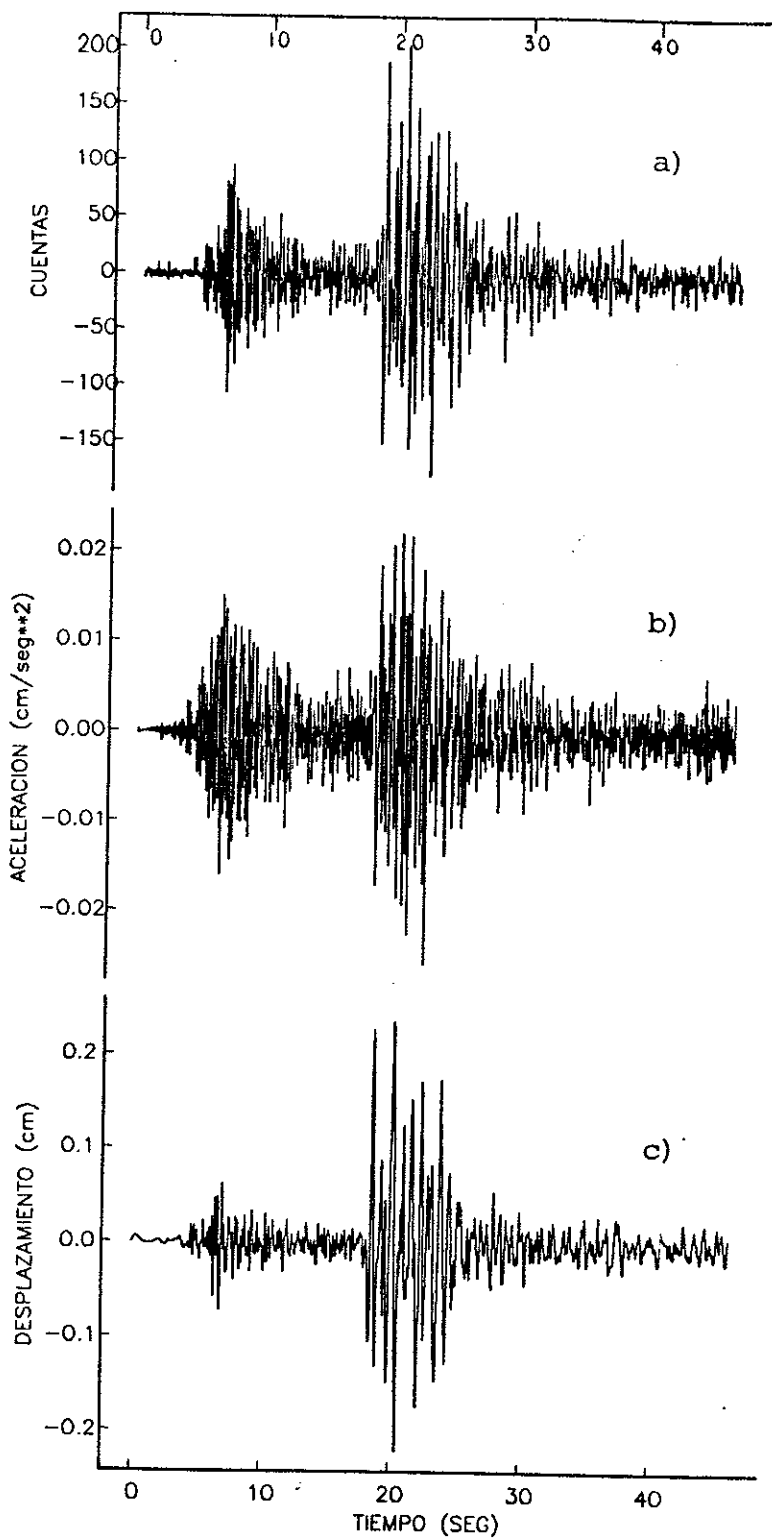


Figura III.4 Registros del evento 8301072202, estación ENX (N-S): a) sismograma RESNOR, b) aceleración del terreno y c) sismograma Wood-Anderson equivalente.

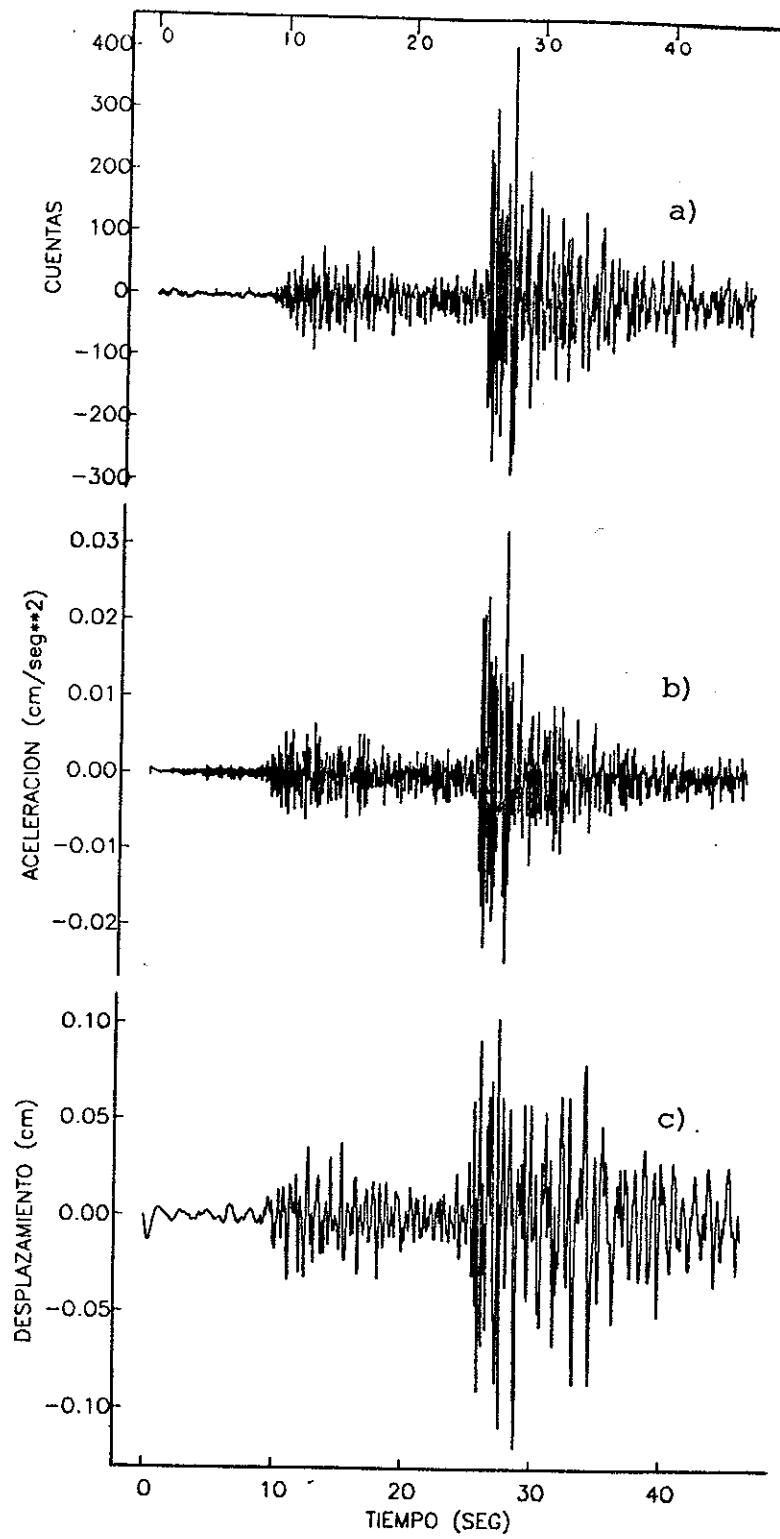


Figura III.5a Registros del evento 8301072202, estación CBX (N-S): a) sismograma RESNOR, b) aceleración del terreno y c) sismograma Wood-Anderson equivalente.

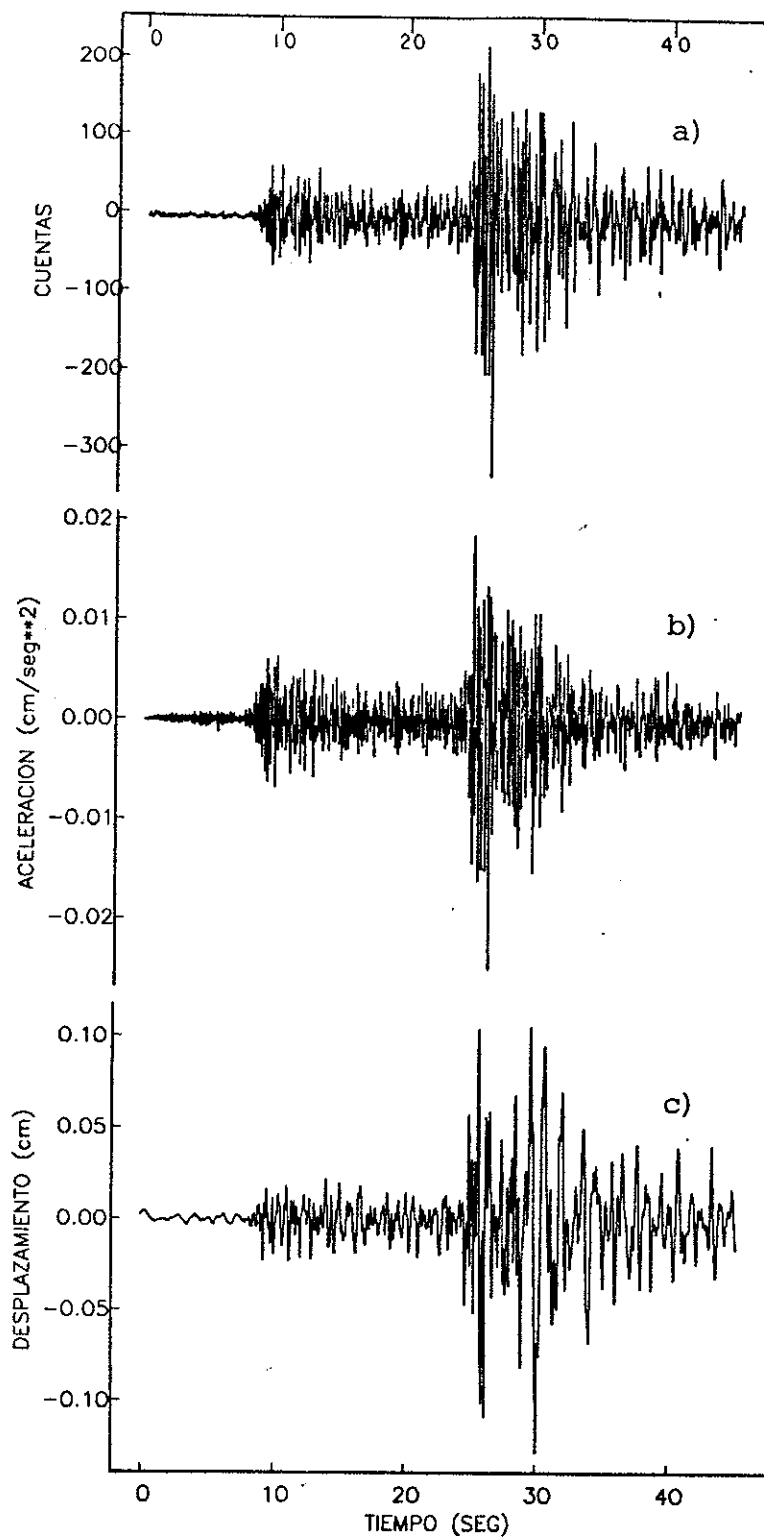


Figura III.5b Registros del evento 8301072202, estación CBX (E-O): a) sismograma RESNOR, b) aceleración del terreno y c) sismograma Wood-Anderson equivalente.

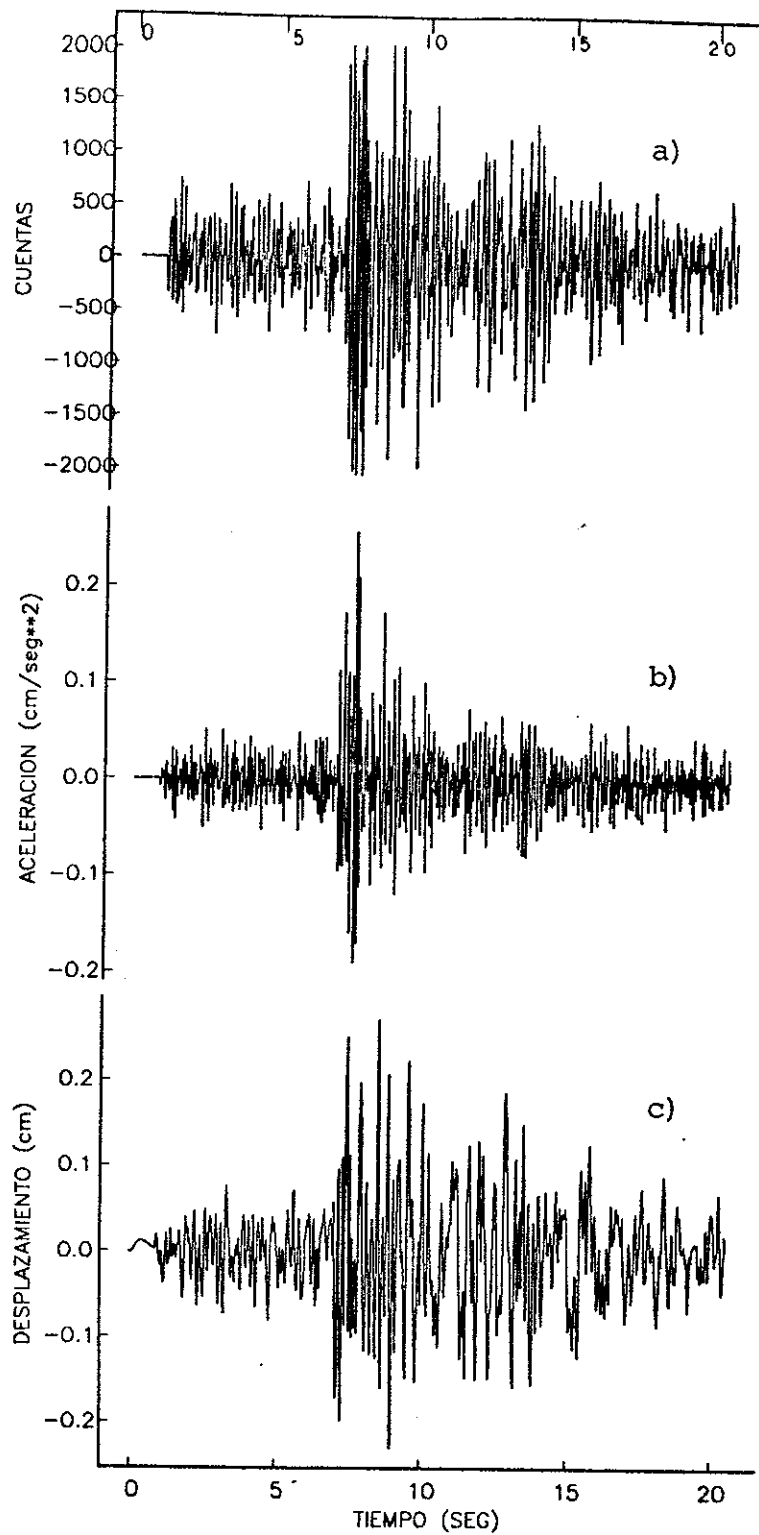


Figura III.6 Registros del evento 8301072202, estación SPX (E-O): a) sismograma RESNOR, b) aceleración del terreno y c) sismograma Wood-Anderson equivalente.

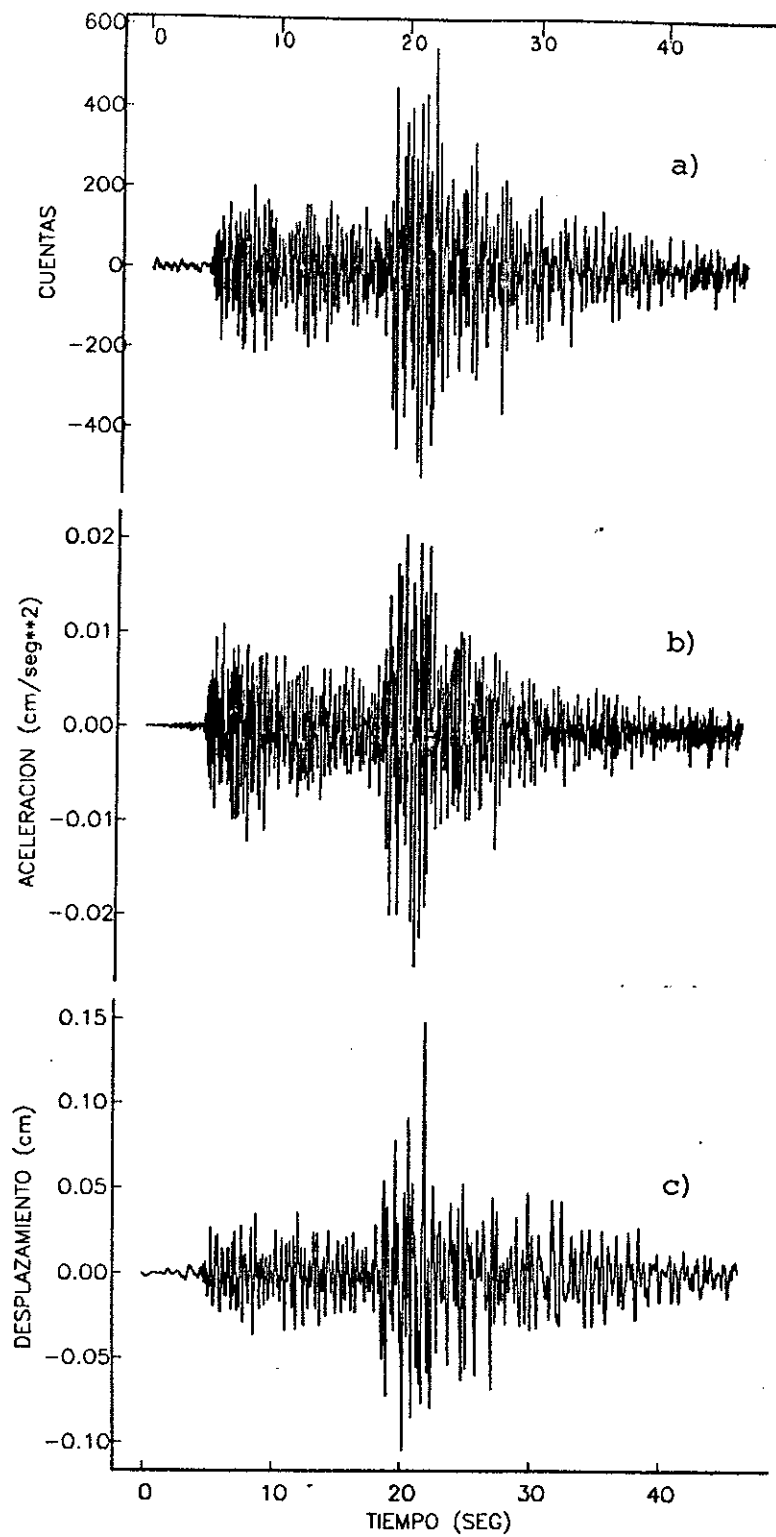


Figura III.7a Registros del evento 8301072202, estación PBX (N-S): a) sismograma RESNOR, b) aceleración del terreno y c) sismograma Wood-Anderson equivalente.

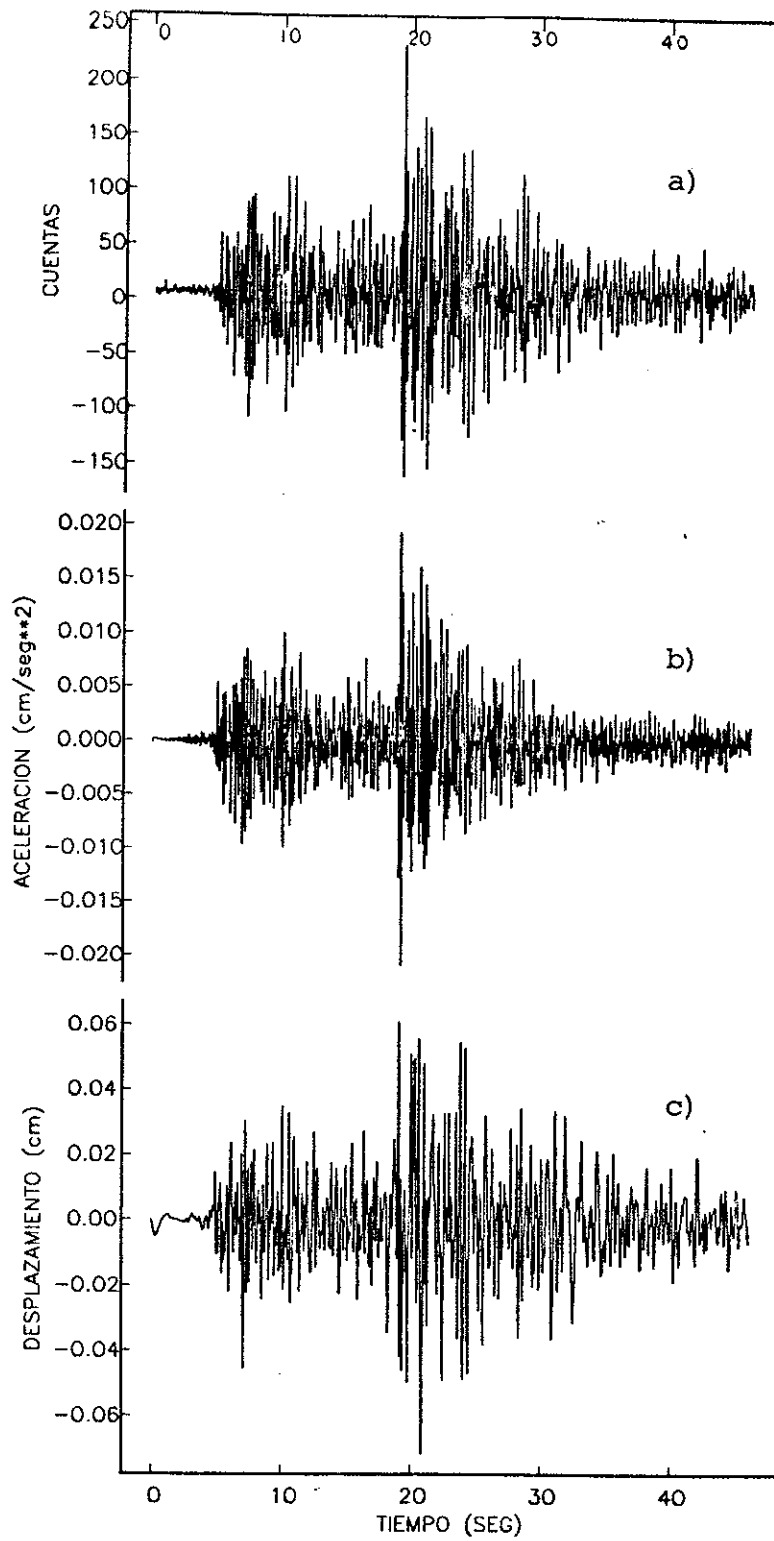


Figura III.7b Registros del evento 8301072202, estación PBX (E-O): a) sismograma RESNOR, b) aceleración del terreno y c) sismograma Wood-Anderson equivalente.

2) que el rango de profundidades de los eventos analizados en este estudio (0 a 20 km) coincide también con el rango de profundidades de los eventos estudiados por Richter. Los resultados obtenidos para el presente ejemplo se resumen en la tabla siguiente:

Estación	Amp n-s	MLR n-s	Amp e-o	MLR e-o	MLR Prom
ENX	2.37	3.47	----	----	3.47
CBX	1.20	3.33	1.28	3.36	3.34
SPX	----	----	2.72	2.99	2.99
PBX	1.49	3.27	0.71	2.95	3.11
		PROMEDIO GLOBAL			3.23
		MAGNITUD CALTECH			3.3

La magnitud local de la estación es el promedio aritmético de las magnitudes calculadas en las 2 componentes horizontales, y finalmente la magnitud local del evento es el promedio aritmético de la magnitud estimada en las cuatro estaciones.

Las magnitudes locales obtenidas para el total de eventos analizados se presentan en la Tabla III.5; la gráfica comparativa de MCALTECH y MLR se muestra en la Figura III,8. En esta gráfica no se aprecia el sesgo observado en la Figura III.3 y todos los puntos fluctúan alrededor de la recta que representa la igualdad entre las dos magnitudes, con una desviación estándar de ± 0.20 . Esta desviación estándar y el doble de la misma se indican en la Figura III.8 mediante líneas

Tabla III.5 Magnitudes reportadas por CALTECH, magnitudes MLR estimadas y estaciones usadas en la estimación.

EVENTO	CALTECH	MLR	ESTACION (DISTANCIA EN KM)	
8203071716 (1)	3.3	3.24	CBX (96.0)	SPX (85.2)
8212131600 (1)	3.8	3.82	ENX (110.7)	PBX (109.7)
8212141715	4.1	4.05	ENX (103.5)	PBX*(104.2)
8212150553	4.0	3.59	ENX (118.7)	PBX (117.8)
8212151536	3.8	3.69	ENX (107.3)	PBX (107.4)
8212181539	3.5	3.44	ENX (115.6)	CBX (142.4)
8301072202	3.3	3.23	PBX (114.3)	ENX*(119.7)
8301170500	3.8	3.61	SPX*(46.1)	CBX (145.3)
8301261105	3.1	3.63	CBX (143.4)	PBX (119.0)
8301261903	3.3	3.28	CBX (135.6)	PBX (118.8)
8303090908	3.0	2.99	ENX (112.0)	PBX (93.0)
8304211408	3.2	3.25	SPX (47.0)	CBX (139.0)
8305041544	3.3	3.45	ENX (113.9)	PBX (110.7)
8305211210	3.2	3.37	ENX*(42.8)	PBX*(111.8)
8305212041	4.0	3.80	SPX (120.3)	CBX (60.8)
8306042154	3.5	3.37	ENX (70.3)	PBX (51.7)
8307070931	2.1	2.34	SPX (82.1)	CBX*(98.7)
8307191036	2.7	2.92	CBX*(96.5)	PBX*(70.6)
8307312215	2.6	2.71	PBX (76.8)	SPX (84.1)
8308280423	3.4	3.34	SPX*(84.2)	
8309121715	2.0	2.16	ENX (114.0)	CBX (141.8)
8309290200	2.3	2.44	SPX (43.3)	PBX (112.2)
8310111835	2.3	2.28	ENX (98.4)	CBX (130.2)
8310200713	3.2	3.48	PBX (95.2)	
8311050210	2.7	2.40	ENX (79.9)	CBX (90.7)
8311110059	2.9	2.65	SPX*(102.9)	PBX (87.1)
8311291102	3.8	3.69	ENX (61.4)	CBX (76.8)
			SPX*(107.8)	PBX (68.6)
			ENX (72.4)	CBX (84.7)
			PBX*(79.6)	
			ENX (58.2)	CBX*(72.6)
			PBX (66.1)	
			ENX (46.6)	CBX (59.3)
			PBX (56.8)	
			ENX (41.8)	CBX (27.2)
			PBX (58.2)	
			ENX (71.0)	CBX (96.1)
			PBX (73.0)	
			CBX (58.1)	SPX (123.8)
			PBX (54.6)	
			ENX (50.8)	CBX (67.2)
			PBX (59.0)	
			ENX (78.0)	CBX (103.8)
			SPX (78.2)	PBX (79.0)

Tabla III.5 (continuación).

EVENUTO	CALTECH.	MLR	ESTACION (DISTANCIA EN KM)	
8312020147	3.3	2.76	CBX (140.6)	PBX (110.0)
8312021908	3.2	3.30	ENX (60.7)	CBX (82.8)
			SPX (99.1)	PBX (65.1)
8401101600	2.4	2.56	ENX (75.8)	CBX (99.5)
			SPX (83.5)	PBX (78.1)
8401312252	2.6	2.77	ENX (39.9)	CBX (51.2)
			SPX (130.2)	PBX (51.7)
8402140641	3.5	3.51	SPX (127.7)	
8402152257	2.2	2.26	ENX (40.1)	CBX (50.9)
			PBX (52.0)	
8402190709	2.5	2.74	ENX (74.0)	CBX (99.3)
			SPX (82.8)	PBX (75.7)
8402271955	2.2	2.16	ENX (33.3)	CBX (43.4)
			PBX (46.9)	
8403022259	3.4	3.39	ENX (43.1)	CBX (58.7)
			PBX (52.8)	ECBX (121.9)
			EMX (91.7)	
8403022344	2.3	2.16	ENX (41.3)	CBX (55.6)
			SPX (125.7)	PBX (51.8)
8404191831	2.8	2.77	ENX (67.6)	CBX (96.8)
			PBX (67.8)	
8404210602	3.9	4.04	SPX (129.1)	
8405030126	3.2	3.29	CBX (53.3)	SPX (127.5)
			PBX (47.1)	ECBX (128.6)
			EMX* (98.6)	SMX* (46.7)
8406060549	3.9	3.80	ENX (115.8)	CBX (142.8)
8406241208	4.1	3.84	SPX* (101.4)	PBX* (90.1)
8409281310	2.0	1.95	ENX (38.7)	CBX (42.9)
			PBX (52.6)	
8411291555	3.6	3.58	ENX (50.7)	CBX (71.3)
			PBX (57.2)	
8412022138	2.4	2.35	CBX (51.1)	PBX (54.0)
8501271506	3.4	3.01	ENX (24.6)	PBX (35.6)
8503140434	2.5	2.58	ENX (73.2)	CBX (97.1)
			PBX (75.6)	ECBX (86.1)
8503261426	2.3	2.11	CBX (47.8)	PBX (36.5)
8504011257	2.6	2.63	ENX (56.4)	CBX* (76.6)
			PBX (62.2)	
8504060151	2.5	2.78	ENX (56.9)	PBX (67.8)
8504090321	2.9	3.24	ENX (153.9)	CBX (187.3)
			PBX (148.5)	
8506010116	2.7	2.74	ENX (54.1)	CBX (71.8)
			PBX (61.3)	
8506041837	3.0	2.87	ENX (78.6)	CBX (94.2)
8509262157	2.8	3.17	ENX* (124.5)	PBX (122.7)
8512271951	2.4	2.17	ENX (47.6)	PBX (52.9)

Tabla III.5 (continuación).

EVEN TO	CALTECH	MLR	ESTACION (DISTANCIA EN KM)	
8602232055	2.3	2.19	ENX* (67.9)	CBX* (92.4)
			SPX (89.4)	PBX (70.5)
8602281514	2.5	2.34	ENX (82.8)	CBX (96.9)
			SPX (95.1)	PBX (88.6)
8602281524	2.4	2.15	ENX (85.2)	CBX (97.8)
			SPX (96.6)	PBX (91.4)
8603022333	2.3	2.13	ENX (76.3)	CBX (91.3)
			SPX (97.7)	PBX (82.3)

(1) Para estos eventos, todas las estaciones registraron solo la componente n-s.

* Estaciones en donde se usó una componete para la estimación.

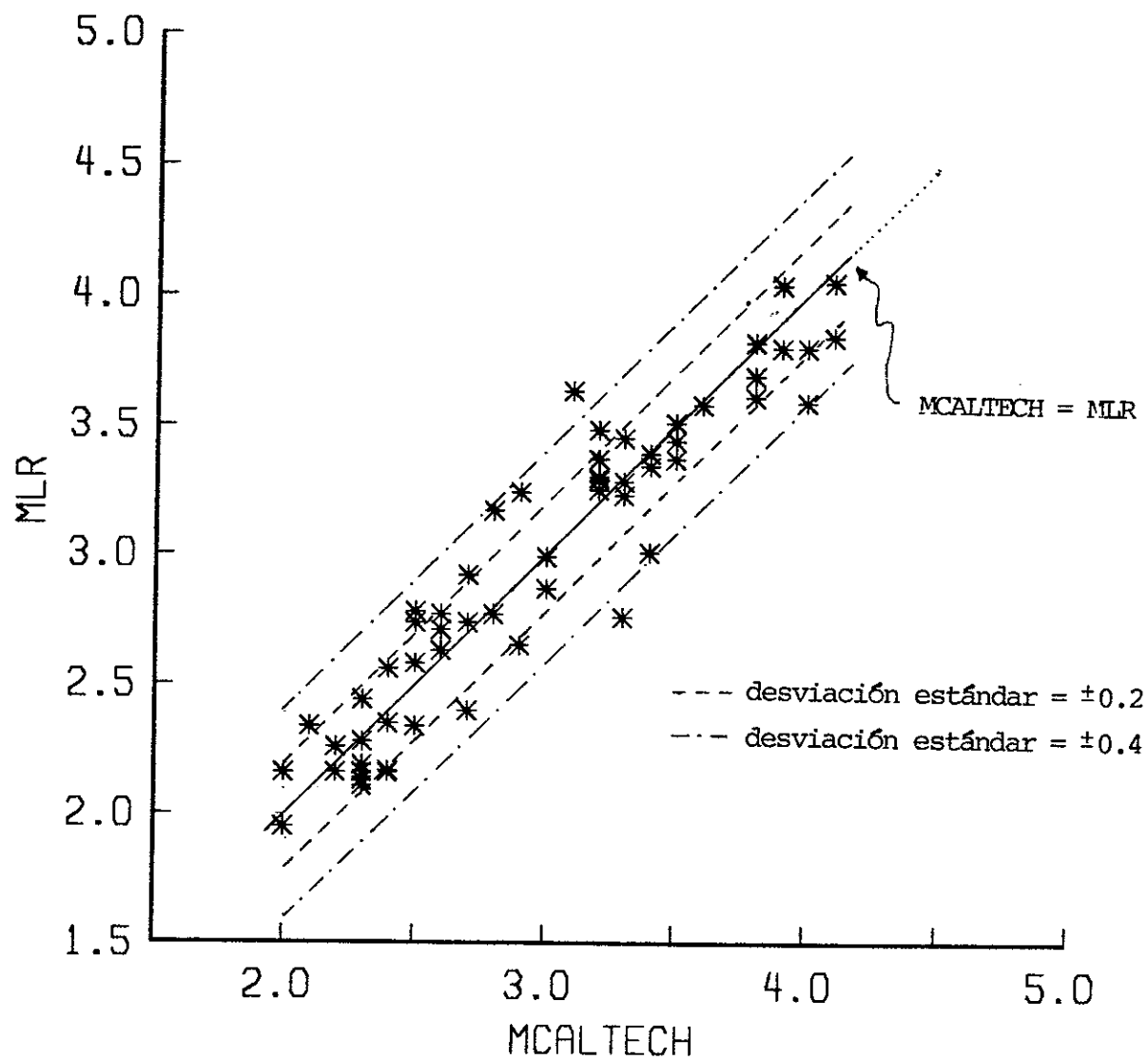


Figura III.8 Comparación de la magnitud reportada por CALTECH y la magnitud MLR obtenida a partir del sismograma Wood-Anderson equivalente para los 60 eventos seleccionados.

punteadas. El mismo comportamiento es observado en la Figura III.9, en la cual se muestran las diferencias MCALTECH - MLR obtenidas para cada estación y graficadas como función de la distancia epicentral. No se aprecia ninguna tendencia en los puntos de esta figura, en ella se indican la desviación estándar (± 0.25) y el doble de la misma con las líneas punteadas. La estadística de las diferencias para cada estación (ENX, CBX, SPX y PBX) están indicadas en la gráfica de la Figura III.10.

Es posible que la dispersión observada en las Figuras III.8 a III.10 se deba en parte a la imprecisión que existe en la localización epicentral de los eventos considerados. La máxima diferencia permitida entre las localizaciones de CALTECH, RESNOR y las relocalizaciones obtenidas fue de 10 km. De acuerdo a la curva de atenuación de Richter, errores de ± 10 Km en la distancia epicentral pueden dar lugar a errores promedio hasta de ± 0.3 unidades de magnitud, a distancias de entre 20 y 50 Km. A medida que la distancia aumenta este error disminuye, y así para distancias epicentrales que van de 50 a 140 Km el error máximo promedio en las estimaciones de magnitud puede ser de ± 0.1 .

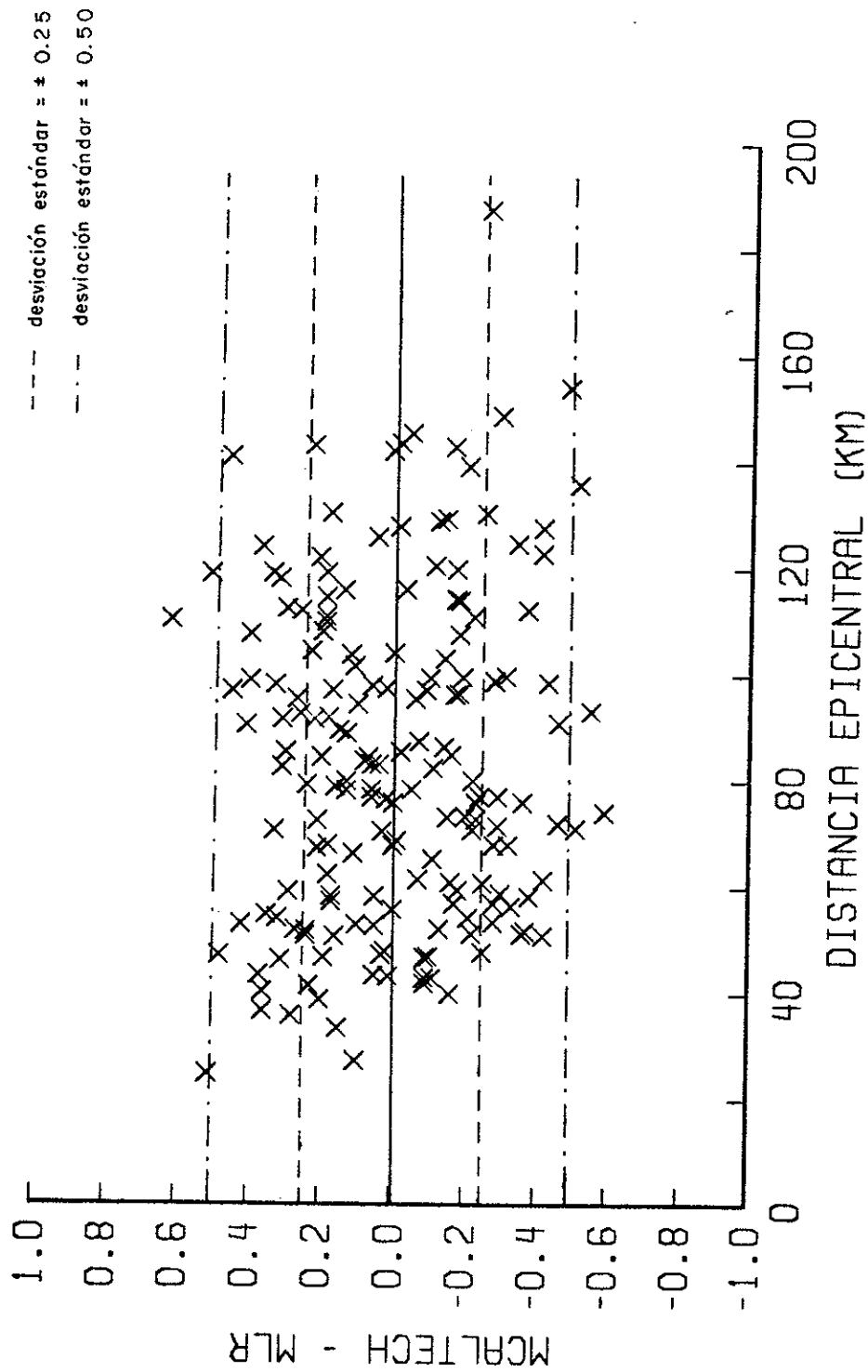


Figura III.9 Gráfica de las diferencias MCALTECH - MLR en función de la distancia epicentral a cada estación.

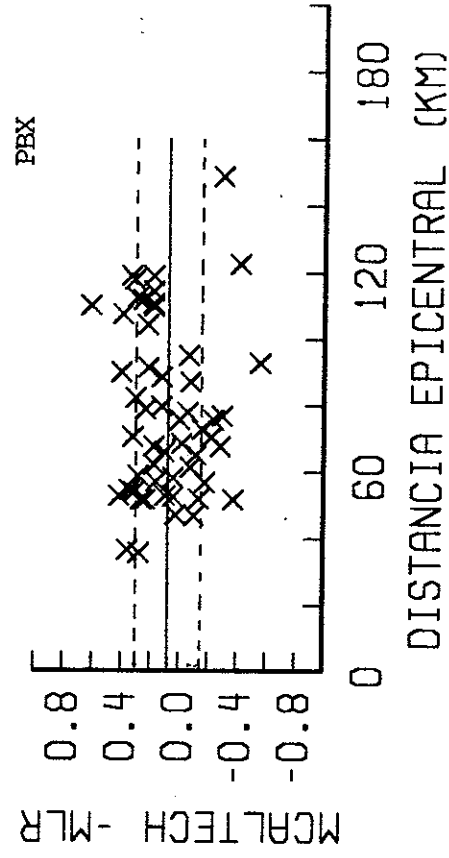
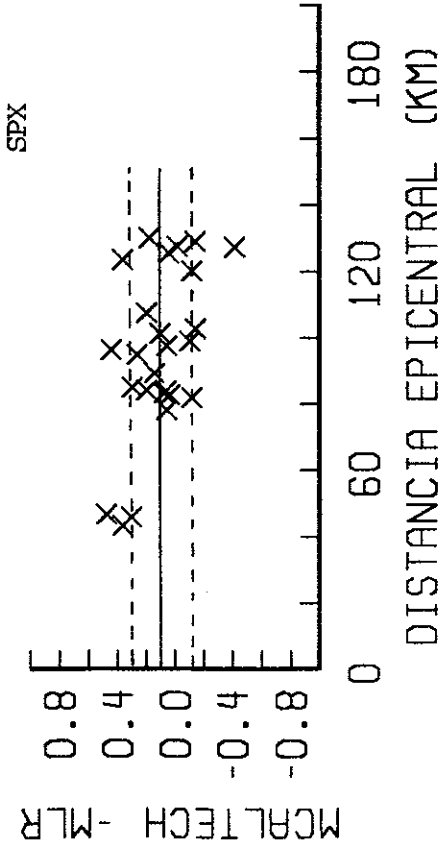
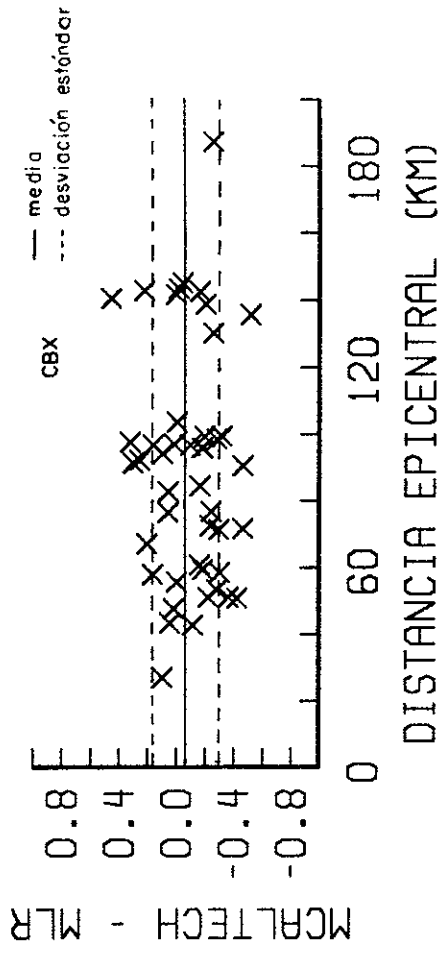
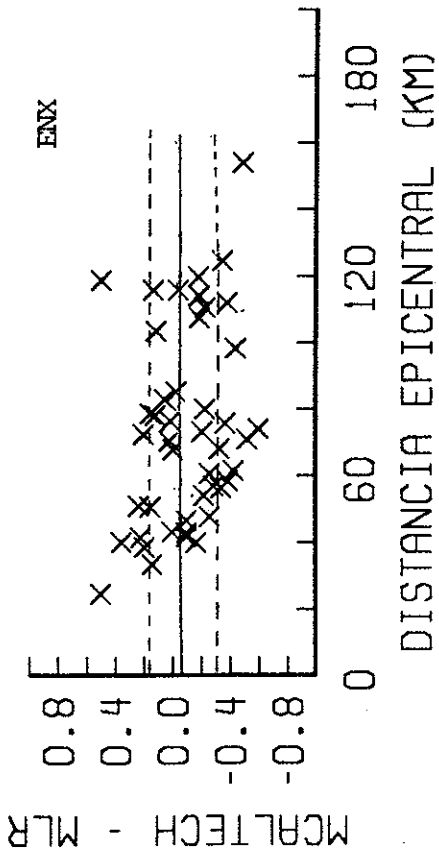


Figura III.10 Gráfica de las diferencias MCALTECH - MLR en función de la distancia epicentral a las estaciones ENX, CBX, SPX y PBX.

III.5 Comparación de magnitudes de eventos registrados en estaciones ubicadas sobre roca sólida y sobre sedimentos respecto a las magnitudes reportadas por CALTECH.

Para ver el posible efecto del sitio y la distancia en la estimación de magnitudes, los valores de magnitud determinados en este estudio y los reportados por Munguía (1983) fueron comparados con las correspondientes estimaciones de magnitud hechas por CALTECH generalmente con eventos registrados en estaciones ubicadas a distancias de 100 a 300 Km. Las magnitudes MLR estimadas en este estudio se calcularon usando datos de estaciones ubicadas sobre roca sólida, a excepción de la estación EGX ubicada sobre sedimentos, y en un rango de distancia epicentral de 30 a 140 Km. Las magnitudes MLSM (near-source Strong Motion magnitudes) reportadas por Munguía (1983) para eventos ocurridos en el Sur de California y Norte de Baja California fueron calculadas en forma similar a las magnitudes MLR usando datos de estaciones ubicadas sobre sedimentos y en algunos casos sobre roca sólida. El rango de magnitudes reportado comprende de 3.0 a 6.6 a distancias epicentrales de 1 a 60 Km.

La gráfica comparativa de las magnitudes MLR y MLSM con respecto a las magnitudes reportadas por CALTECH (MCALTECH) es mostrada en la Figura III.11. Puede observarse en esta figura

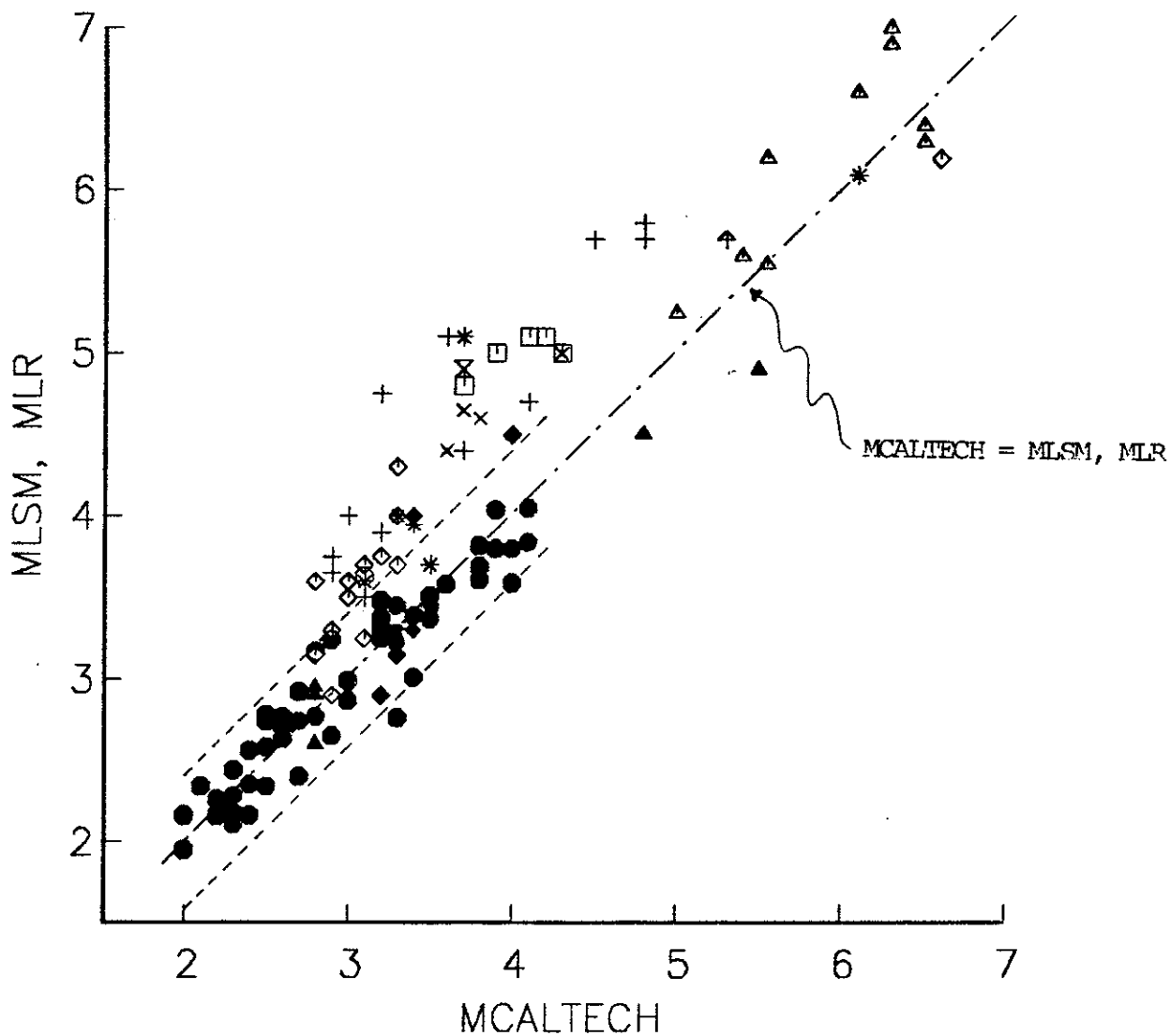


Figura III.11 Comparación de las magnitudes locales MLSM y MLR con la magnitud reportada por CALTECH. Los símbolos llenos (los círculos son de este estudio) indican datos obtenidos de estaciones ubicadas sobre roca sólida. Los símbolos restantes reportados por Munguía (1983), indican datos de estaciones ubicadas sobre sedimentos.

que las magnitudes de eventos registrados sobre roca sólida fluctúan alrededor de la recta que representa la igualdad entre magnitudes (desviación estándar de ± 0.4), y que las magnitudes de eventos registrados sobre sedimentos se localizan arriba de la recta mencionada, siendo esto más evidente para valores de magnitud de 3.0 a 4.8.

El hecho de que las magnitudes MLSM sean mayores a las magnitudes MCALTECH lo explica Munguía (1983) en términos de una combinación del alto contenido de frecuencias en el espectro de la fuente y de una amplificación de las ondas de corte debido a los sedimentos. En cambio las magnitudes MLR y MCALTECH tienden a ser iguales, lo cual se explica por el hecho de que en la región aquí estudiada no hay sedimentos que amplifiquen la señal sísmica. Una observación que concuerda con la apreciación de Munguía es que las magnitudes MLR estimadas en la estación EGX (ubicada sobre sedimentos) siempre fueron mayores a las magnitudes MCALTECH (ver Tabla III.6), aunque desafortunadamente solo 5 eventos fueron registrados por esta estación.

III.6 Discusión y conclusiones.

Las magnitudes reportadas actualmente por CALTECH y RESNOR para eventos del macizo rocoso de Baja California son

Tabla III.6 Magnitudes reportadas por CALTECH, y magnitudes calculadas en la estación EGX.

EVENTO	CALTECH,	E G X
8308182117	4.2	4.71*
8401312252	2.6	3.53
8403022259	3.4	3.67
8405030126	3.2	3.63
8504090321	2.9	3.34

* Se usó solo la componente n-s.

diferentes. Las magnitudes reportadas por RESNOR son menores hasta en 1.5 unidades para valores de magnitud mayores a 3.0. La diferencia entre estas magnitudes se explica en base a las razones siguientes: 1) el uso por parte de RESNOR de una relación prácticamente igual a la propuesta por Jacobo y González (1980) para eventos del Valle de Mexicali, región de características geológicas diferentes a las del macizo rocoso de Baja California, y 2) el rango de magnitudes inadecuado (de 3.0 en adelante) en que es usada esta relación. Por estas razones se calculó la magnitud local de los eventos mediante la obtención de un sismograma Wood-Anderson equivalente y el uso de la definición de magnitud local de Richter. Se usó la función $\log A_0(\Delta)$ determinada por Richter bajo las siguientes consideraciones: 1) las características geológicas de la cordillera Peninsular del Sur de California y del Norte de Baja California son similares, y 2) que la profundidad de los eventos ocurridos en el macizo rocoso tienen el mismo rango de variación (0 a 20 Km) que los estudiados por Richter.

Al comparar las magnitudes MLR con las magnitudes reportadas por CALTECH se observa un buen grado de similitud entre ellas, obteniéndose una desviación estándar respecto a la línea de igualdad entre ambas magnitudes de ± 0.20 en el rango de magnitudes de 2.0 a 4.1. El análisis estadístico de las diferencias MCALTECH - MLR, tanto general como de cada estación, no reveló ninguna sistematicidad en los valores de

magnitud MLR obtenidos. En base a que RESNOR usa una relación inadecuada para la estimación de magnitudes y que existe un buen ajuste entre las magnitudes MLR y las magnitudes reportadas por CALTECH; se concluye que RESNOR subestima el tamaño real de los eventos ocurridos en el macizo rocoso de Baja California. Se recomienda, por tanto, usar el método de este estudio para estimar rutinariamente las magnitudes de los eventos ocurridos en la región mencionada.

La comparación de magnitudes estimadas en estaciones ubicadas sobre sedimentos y sobre roca sólida, en las regiones del Sur de California y Norte de Baja California, evidenció el efecto de amplificación de las ondas sísmicas debida a los sedimentos, produciendo valores de magnitud mayores a las reportadas a distancias más lejanas y en condiciones geológicas diferentes. Esta situación no se presenta cuando los datos se obtienen de estaciones ubicadas sobre roca sólida. En este caso los resultados son muy similares a los obtenidos a distancias más lejanas, lo cual hace evidente el efecto de la geología local en el sitio de registro.

IV. PARAMETROS DE FUENTE.

IV.1 Introducción.

La mayoría de los temblores se producen por un movimiento repentino de los bloques de una falla. El proceso de fallamiento se representa mediante una dislocación de corte en un medio elástico, la cual es equivalente a un doble par de fuerzas (Burridge y Knopoff, 1964). El parámetro que escala la intensidad de las fuerzas del doble par es el momento sísmico. Otros parámetros igualmente importantes del proceso sísmico son la caída de esfuerzos y la dimensión de la fuente. La caída de esfuerzos de corte es una diferencia entre el esfuerzo acumulado en la región antes de la ocurrencia del temblor y el esfuerzo remanente después de haber ocurrido el temblor. La dimensión de la fuente es un parámetro que proporciona información acerca del tamaño de la superficie de ruptura asociada a la ocurrencia del temblor. Estos parámetros pueden ser determinados en forma sencilla a partir del modelo de fuente sísmica propuesto por Brune (1970, 1971). Este modelo predice un espectro de amplitud de las ondas sísmicas formado por una parte plana a frecuencias bajas y un decaimiento de las amplitudes a frecuencias altas. La parte plana del espectro es directamente proporcional al momento sísmico. La frecuencia a partir de la cual empieza el decaimiento de las amplitudes se

denomina frecuencia de esquina y es inversamente proporcional al radio de la fuente (el modelo de Brune supone una geometría circular para la ruptura de la falla). La caída de esfuerzos se obtiene en función del momento sísmico y el radio de la fuente.

Por lo anterior, el contar con registros digitales de un temblor permite hacer un análisis espectral y determinar los parámetros de la fuente que lo originó. Varios autores han reportado parámetros de fuente para sismos originados por la falla San Miguel. Thatcher (1972) por ejemplo, determinó parámetros de fuente para temblores de la región en base a eventos registrados a distancias de alrededor de 300 km y reporta momentos sísmicos en un rango que va de 5.7×10^{21} din-cm a 2.4×10^{25} din-cm, y caídas de esfuerzos de 1 a 100 bares. Otro ejemplo es el de Nava y Brune (1983) quienes estimaron los parámetros de fuente del temblor ocurrido el 17 de julio de 1975 (ML=5.1) en el área de Pino Solo (zona próxima a la falla San Miguel). Para este sismo los autores reportan valores del momento sísmico de 3.4×10^{23} din-cm y caídas de esfuerzos de 7.9 bares. En otro estudio, Castro (1983) mediante sismogramas sintéticos de las ondas Love y Rayleigh, estimó el momento sísmico para los temblores ocurridos en la falla San Miguel en 1954 (M=6.3) y 1956 (M=6.8). Para el temblor de 1954 reporta un momento sísmico de 2.59×10^{25} din-cm y una caída de esfuerzos promedio de 9.87 bares. Para el

temblor de 1956 reporta un momento sísmico de 8.2×10^{25} din-cm y una caída de esfuerzos promedio de 51.74 bares.

Los parámetros de fuente mencionados anteriormente fueron determinados para eventos de magnitud mayor a 4.0 y registrados a distancias epicentrales de alrededor de 300 km. En este estudio se cuenta con registros de eventos de magnitud 2.0 a 4.1, distribuidos homogéneamente en la zona de estudio y registrados a distancias epicentrales que varían entre 30 y 140 km. El objetivo de este Capítulo consiste en determinar los parámetros de fuente a partir de estos datos y combinar los resultados con los de Thatcher (1972), Nava y Brune (1983) y Castro (1983), para establecer los parámetros de fuente en un rango de magnitudes de 2.0 a 6.8.

IV.2 Análisis de los datos.

IV.2.1 Determinación de los parámetros espectrales.

El espectro de desplazamiento de las componentes horizontales registradas para los eventos seleccionados (principalmente en las estaciones ENX, CBX, SPX y PBX) fueron corregidos por efecto de instrumento de acuerdo al procedimiento descrito en la sección III.4.1. Adicionalmente, el espectro se corrigió por un factor de atenuación Q .

independiente de la frecuencia. Un valor promedio de 300 fue asignado a Q en base a los valores reportados para el área por Thatcher (1972) ($Q = 300$), Castro (1983) ($Q = 350$), y Rebollar (1984) Q de 240 a 350 para la Bahía de Ensenada (área adyacente a San Miguel).

Al espectro que resultó de la suma vectorial de los espectros de amplitud de la onda S calculados para cada una de las componentes horizontales se le ajustaron dos rectas: la primera para obtener el nivel espectral a frecuencias bajas, y la segunda para obtener la pendiente de decaimiento de las amplitudes del espectro a frecuencias altas; la intersección de estas dos rectas define la frecuencia de esquina del espectro. En algunos casos el ajuste de las rectas fue sencillo, mientras que en otros no lo fue, ya que al corregir por Q la pendiente de decaimiento de las amplitudes del espectro, a frecuencias mayores de alrededor de 6.0 Hz no quedaba bien definida. Esto último se manifestó sistemáticamente en registros de la estación SPX. Ejemplos de espectros obtenidos para los eventos No. 31 (2 de diciembre de 1983) y No. 48 (27 de enero de 1985) de la Tabla III.1 se muestran en las Figuras IV.1 y IV.2 respectivamente. El problema de la definición de la pendiente de decaimiento en algunos de los espectros puede deberse a una baja razón entre la señal y el ruido propio del sitio de registro.

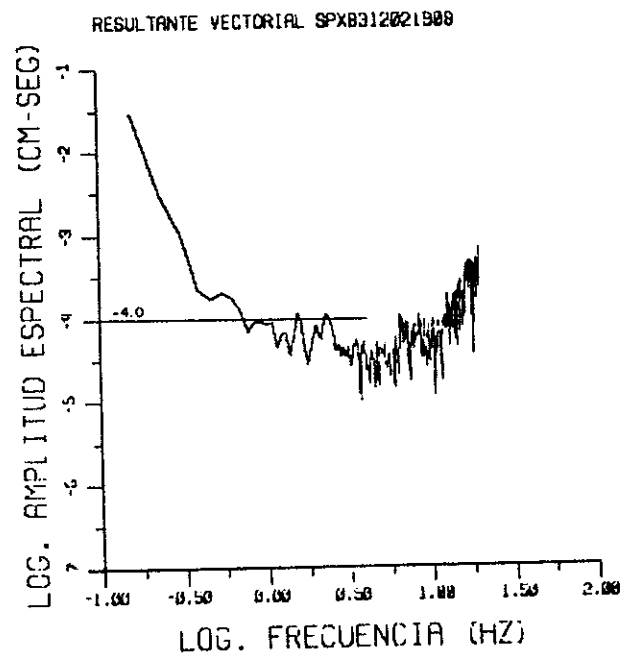
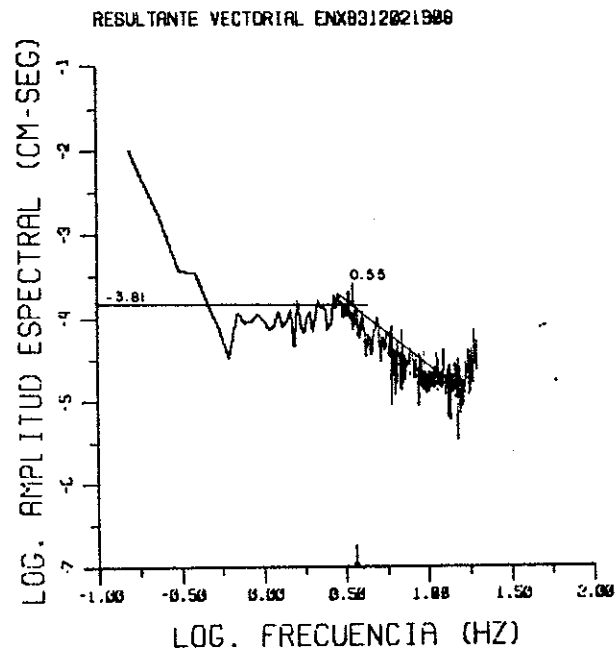


Figura IV.1 Espectros de desplazamiento del evento 8312021988 registrado en las estaciones ENX y SPX. Estos espectros fueron corregidos por efecto de instrumento y por factor de atenuación $Q = 300$.

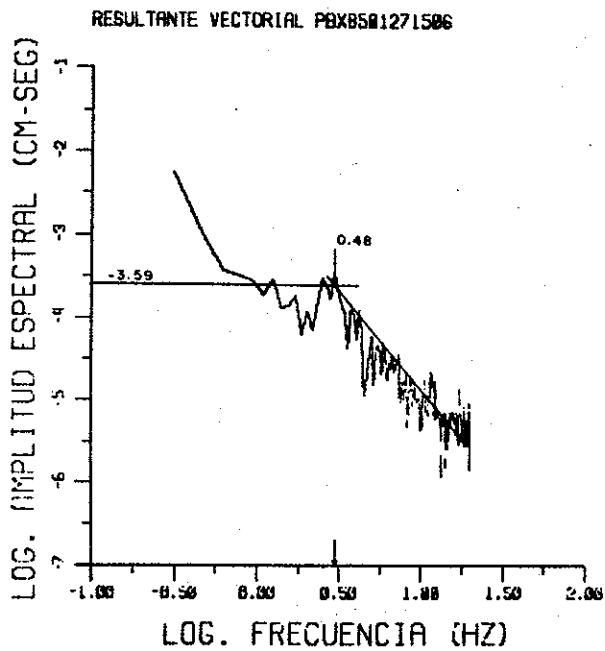
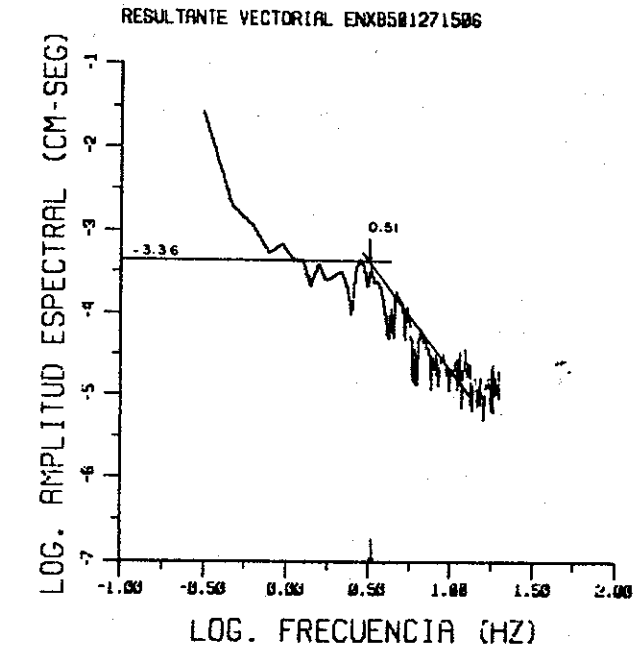


Figura IV.2 Espectros de desplazamiento del evento 8501271506 registrado en las estaciones ENX y PBX. Estos espectros fueron corregidos por efecto de instrumento y por factor de atenuación $Q = 300$.

IV.2.2 Determinación de los parámetros de fuente.

Con las mediciones espectrales realizadas, se obtuvieron los parámetros de fuente de acuerdo a las relaciones derivadas del modelo de fuente sísmica propuesto por Brune (1970, 1971):

Momento sísmico..

$$M_0 = \frac{4 \pi \rho V_s^3 \Omega_0 R}{K R_{\theta\phi}} \quad 1)$$

Radio de la fuente..

$$r = 0.372 V_s / f_0 \quad 2)$$

Caída de esfuerzos..

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

Los términos involucrados en las relaciones anteriores son: la densidad ($\rho = 2.7 \text{ gr/cm}^3$), la velocidad de las ondas S ($V_s = 3.3 \text{ Km/seg}$), el nivel espectral estimado (Ω_0), la frecuencia de esquina (f_0), y la distancia hipocentral (R), determinada mediante la diferencia de tiempos (S-P) medidos de los sismogramas, ya que no se conoce con precisión la profundidad de los eventos. El producto $K R_{\theta\phi} = 1.2$ resulta de multiplicar el factor de amplificación en la superficie libre (K) de las ondas SH por el valor raíz cuadrático medio de la esfera focal ($R_{\theta\phi} = 0.6$). Se ha supuesto un valor de 2.0 para la amplificación de las ondas SH en la superficie libre.

Una fuente de error en la estimación del momento sísmico lo constituye el uso de un valor constante para corregir los eventos analizados por el efecto del patrón de radiación. Para corregir adecuadamente por este efecto es necesario tener una localización hipocentral precisa y un conocimiento adecuado sobre el mecanismo de falla de cada uno de los eventos analizados. Sin embargo, debido a lo usualmente inapropiado de la distribución de estaciones sísmicas en la región de los epicentros, como en el presente caso (ver Figura III.1), reunir ambos requisitos resulta muy difícil. Por esta razón puede ser más riesgoso calcular la corrección por el patrón de radiación con información imprecisa para cada evento que usar un valor promedio para todos los eventos. Además, cuando un sismo es detectado por estaciones a diferentes azimuts, el momento sísmico que se reporta es el que resulta de promediar las estimaciones individuales por estación, reduciendo de esta manera el error asociado con las estimaciones de cada estación.

IV.2.3 Estimación del error asociado al momento sísmico.

En este estudio, siempre que 2 o más estaciones registraron un mismo evento, se estimaron el momento sísmico promedio y el error en la determinación de este parámetro, de acuerdo al procedimiento de Archuleta y col. (1982). Este procedimiento consiste en calcular el nivel espectral promedio (normalizado a 10 Km para efectos de comparación con otros

resultados) mediante la siguiente relación:

$$\langle \Omega_o \rangle = \text{antilog} \left[\frac{1}{NE} \sum_{i=1}^{NE} \log(\Omega_o R_i / 10) \right] \quad 4)$$

El nivel espectral promedio sustituido en la ecuación 1) da como resultado el momento sísmico promedio (al que se quitó la normalización). El siguiente paso consiste en estimar la desviación estándar del momento sísmico promedio, o bien de su equivalente, el nivel espectral promedio (Priestley y col., 1985):

$$\text{d.e.}(\log \langle \Omega_o \rangle) = \left[\frac{1}{NE-1} \sum_{i=1}^{NE} [\log \Omega_{oi} - \log \langle \Omega_o \rangle]^2 \right]^{1/2} \quad 5)$$

y finalmente el factor multiplicativo del error del nivel espectral (y en consecuencia del momento sísmico), se obtiene mediante la siguiente relación:

$$E \Omega_o = \text{antilog} (\text{d. e.} \log \langle \Omega_o \rangle) \quad 6)$$

La razón de proceder así es porque los errores asociados con Ω_o están logaritmo-normalmente distribuidos (Archuleta y col., 1982).

Los parámetros espectrales, los parámetros de fuente y el factor multiplicativo del error del momento sísmico para 53

eventos se resumen en la Tabla IV.1. No se reportan los parámetros de fuente de los 60 eventos analizados, debido a la baja relación señal a ruido, que hizo difícil la interpretación del espectro.

IV.3 Relación entre momento sísmico y magnitud.

La figura IV.3 muestra los momentos sísmicos graficados en función de las magnitudes locales correspondientes. La figura incluye, además, los momentos y magnitudes estimadas para 8 réplicas del sismo de mayo 8 de 1985 (ML=5.1), ocurrido en Pino Solo, B. C. (González, en preparación), así como los momentos sísmicos reportados por Thatcher (1972), Nava y Brune (1983) y Castro (1983) para temblores ocurridos en la zona de estudio (Tabla IV.2). En esta figura se ve claramente que los datos graficados exhiben dos tendencias lineales en los rangos de magnitud que van de 2.0 a 4.1 y de 4.1 a 6.8. Un ajuste mínimo cuadrático (ponderado por el factor multiplicativo del error EMO) para eventos cuya magnitud (MLR) esta entre 2.0 y 4.1 da la siguiente relación.

$$\log M_0 = (1.06 \pm 0.01) MLR + 17.57 \pm 0.04 \quad 7)$$

Así mismo un ajuste mínimo cuadrático de los resultados de Thatcher (1972), Nava y Brune (1983) y Castro (1983) para

Tabla IV.1 Parámetros espectrales y de fuente de los eventos seleccionados.

EVENTO	EST.	LAMP (cm-seg)	LFREC. (Hz)	MOMENTO (din-cm)	RADIO (cm)	C.ESF. (bares)	N.E.P.(10) (cm-seg)	DES. EST.	E Mo	MOMENTO PROM. (din-cm)
8203071716	CBX	-4.06	0.81	0.8155E+21	19589.4	47.46				
8212131600	ENX PBX	-3.30 -3.69	0.45 0.57	0.6301E+22 0.2440E+22	44876.8 34042.5	30.50 27.05	0.3528E-02	0.2914E+00	1.956	0.3921E+22
8212141715	ENX PBX	-2.92 -3.47	0.29 0.57	0.1437E+23 0.4049E+22	64866.7 34042.5	23.03 44.90	0.6863E-02	0.3889E+00	2.449	0.7626E+22
8212150553	ENX PBX	-3.67 -3.65	0.45 0.48	0.2574E+22 0.2675E+22	44876.8 41881.5	12.46 15.93	0.2361E-02	0.1186E-01	1.028	0.2624E+22
8212151536	ENX PBX	-3.28 -3.70	0.24 0.49	0.7989E+22 0.2455E+22	72781.6 40928.1	9.07 15.67	0.3985E-02	0.3623E+00	2.383	0.4429E+22
8212181539	ENX CBX PBX	-3.76 -3.74 -4.07	0.33	0.2293E+22 0.2677E+22 0.1878E+22	59159.1	4.85	0.1689E-02	0.2114E+00	1.627	0.1877E+22
8301072202	ENX CBX SPX PBX	-3.96 -3.95 -4.15 -4.16	0.39	0.1359E+22 0.1661E+22 0.3851E+21 0.8575E+21	51525.5	4.35	0.8361E-03	0.2819E+00	1.914	0.9291E+21
8301170500	CBX PBX	-3.57 -3.07		0.4104E+22 0.1624E+22			0.2323E-02	0.2847E+00	1.926	0.2582E+22
8301261105	CBX PBX	-3.71 -3.97	0.77 0.85	0.2538E+22 0.9937E+21	21479.4 17865.8	112.07 76.24	0.1429E-02	0.2880E+00	1.941	0.1588E+22
8301261903	ENX CBX SPX PBX	-3.77 -3.80 -4.22 -4.13	0.52 0.52	0.1999E+22 0.2289E+22 0.2901E+21 0.8659E+21	38196.3 38196.3	15.69 17.97	0.9318E-03	0.4138E+00	2.588	0.1036E+22
8303090908	ENX CBX SPX PBX	-4.05 -4.20 -4.79 -4.52	0.32 0.67	0.1073E+22 0.9396E+21 0.7954E+20 0.3662E+21	68537.1 27840.9	2.12 20.79	0.3725E-03	0.5288E+00	3.314	0.4148E+21
8304021408	ENX CBX PBX	-3.89 -3.76 -4.07	0.54	0.8041E+21 0.1395E+22 0.4706E+21	36477.2	7.25	0.7272E-03	0.2359E+00	1.722	0.8001E+21
8305041544	ENX CBX SPX PBX	-3.88 -4.00 -3.93 -4.12	0.70 0.58	0.9992E+21 0.1034E+22 0.1037E+22 0.5750E+21	25236.1 33267.6	27.20 12.29	0.7973E-03	0.1254E+00	1.335	0.8860E+21
8305211210	CBX SPX PBX	-3.96 -4.24 -3.91	0.72	0.1124E+22 0.5131E+21 0.9983E+21	24100.3	31.20	0.7487E-03	0.1836E+00	1.526	0.8320E+21
8305212041	SPX	-3.60		0.2240E+22						
8306042154	ENX CBX SPX	-3.67 -3.73 -3.68		0.2574E+22 0.2773E+22 0.1155E+22			0.1818E-02	0.2109E+00	1.625	0.2020E+22
8307070931	ENX CBX	-4.68 -4.98		0.2124E+21 0.1419E+21			0.1562E-03	0.1238E+00	1.330	0.1736E+21
8307191036	ENX CBX	-4.20 -4.11		0.5626E+21 0.7968E+21			0.6022E-03	0.1066E+00	1.278	0.6692E+21
8307312215	ENX CBX PBX	-4.45 -4.50 -4.57	0.78	0.2310E+21 0.2566E+21 0.1992E+21	28998.5	12.14	0.2049E-03	0.5524E-01	1.136	0.2277E+21
8308280423	ENX CBX	-4.10 -3.92		0.6000E+21 0.1222E+22			0.8283E-03	0.1801E+00	1.514	0.9116E+21
8309121715	ENX CBX	-4.97 -4.96		0.6975E+20 0.9484E+20			0.7319E-04	0.9436E-01	1.243	0.8133E+20
8309290200	ENX PBX	-4.63 -4.68	0.38	0.1212E+21 0.1368E+21	33267.6	1.44	0.1155E-03	0.3528E-01	1.085	0.1284E+21
8310111835	ENX CBX PBX	-4.74 -4.45 -4.91	0.62	0.9249E+20 0.2405E+21 0.7248E+20	30340.4	1.45	0.1055E-03	0.2754E+00	1.886	0.1172E+21
8310200713	ENX CBX PBX	-3.81 -4.10 -4.16		0.1284E+22 0.8500E+21 0.5061E+21			0.7754E-03	0.1705E+00	1.481	0.8617E+21

Tabla IV.1 (continuación).

EVEN TO	EST. LAMP (cm-seg)	LFREC. (Hz)	MOMENTO (din-cm)	RADIO (cm)	C.ESF. (bores)	N.E.P. (10) (cm-seg)	DES. EST.	EMo	MOMENTO PROM. (din-cm)
8311050210	ENX -4.99 CBX -4.71 PBX -4.95	0.60	0.5292E+20 0.1426E+21 0.7204E+20	31770.3	1.95				
						0.7344E-04	0.2203E+00	1.661	0.8161E+20
8311110059	ENX -4.46 CBX -4.45 PBX -4.60	0.76 0.62 0.78	0.2182E+21 0.2942E+21 0.1702E+21	21979.7 30340.4 20990.5	8.66 4.61 8.05				
						0.1972E-03	0.1199E+00	1.318	0.2192E+21
8311291102	ENX -3.30 CBX -3.43 PBX -3.95	0.51	0.4380E+22 0.4009E+22 0.1001E+22	39086.1	32.09				
						0.2339E-02	0.3596E+00	2.289	0.2599E+22
8312021908	ENX -3.81 CBX -3.96 SPX -4.00 PBX -4.02	0.55 0.45 0.86	0.1022E+22 0.9973E+21 0.1061E+22 0.6813E+21	35646.9 44876.8	9.87 4.83				
				17459.1	56.00	0.8337E-03	0.8971E-01	1.229	0.9265E+21
8401101600	ENX -4.50 CBX -4.69 PBX -4.70	0.80 0.79	0.2594E+21 0.2203E+21 0.1744E+21	20045.7 20512.7	14.09 11.17				
						0.1936E-03	0.8673E-01	1.221	0.2152E+21
8401312252	ENX -4.31 CBX -4.36 PBX -4.50	0.70	0.2271E+21 0.2530E+21 0.1805E+21	25236.1	6.18				
						0.1962E-03	0.7494E-01	1.188	0.2181E+21
8402140641	SPX -4.01		0.1325E+22						
8402152257	ENX -5.12 CBX -4.75 PBX -5.00	0.72 0.77 0.75	0.3720E+20 0.1831E+21 0.5350E+20	24180.3 21479.4 22491.7	1.16 4.55 2.06				
						0.5307E-04	0.2243E+00	1.676	0.5898E+20
8402190709	ENX -4.45 LUX -4.60 PBX -4.61		0.2816E+21 0.2124E+21 0.2058E+21						
						0.2877E-03	0.7501E-01	1.189	0.2309E+21
8402271955	ENX -4.68 CBX -4.89 PBX -4.90		0.8943E+20 0.6663E+20 0.7297E+20						
						0.6817E-04	0.6544E-01	1.163	0.7576E+20
8403022344	ENX -5.00 CBX -5.04 PBX -5.16	0.66 0.67	0.5172E+20 0.6262E+20 0.4442E+20	27670.8 27840.9	1.07 1.39				
						0.4715E-04	0.7474E-01	1.188	0.5240E+20
8404191831	ENX -4.28 PBX -4.82		0.3978E+21 0.1539E+21						
						0.2226E-03	0.2917E+00	1.957	0.2474E+21
8405030126	PBX -3.82 SMX -4.17	0.63 0.37	0.8023E+21 0.3798E+21	29649.8 59953.8	6.93 1.86				
						0.2592E-03	0.2269E+00	1.696	0.5520E+21
8409281310	ENX -5.36 CBX -5.25	0.72 0.72	0.1713E+20 0.3310E+20	24100.3 24100.3	0.54 1.83				
						0.2142E-04	0.2023E+00	1.593	0.2381E+20
8411291555	ENX -3.67 CBX -3.32 PBX -3.75	0.68 0.69 0.75	0.1315E+22 0.4012E+22 0.1221E+22	26425.4 25823.9 22491.7	31.19 101.92 46.95				
						0.1674E-02	0.2894E+00	1.947	0.1861E+22
8412022138	CBX -4.56 PBX -4.97		0.1793E+21 0.6688E+20						
						0.9854E-04	0.3828E+00	2.008	0.1895E+21
8501271506	ENX -3.36 PBX -3.59	0.51 0.48	0.1713E+22 0.1169E+22	39086.1 41881.5	12.55 6.96				
						0.1273E-02	0.1173E+00	1.318	0.1415E+22
8503140434	ENX -4.70 CBX -4.95 PBX -4.90		0.1619E+21 0.1101E+21 0.1089E+21						
						0.1149E-03	0.9103E-01	1.233	0.1277E+21
8503261426	ENX -4.57 CBX -4.98 PBX -5.10	0.52 0.69 0.63	0.9120E+20 0.7297E+20 0.3117E+20	38196.3 25823.9 29649.8	0.72 1.85 0.52				
						0.5326E-04	0.2461E+00	1.762	0.5919E+20
8504011257	ENX -4.58 CBX -4.60 PBX -4.92	0.73 0.80	0.1759E+21 0.2173E+21 0.9113E+20	23551.7 20045.7	5.89 11.88				
						0.1364E-03	0.1968E+00	1.573	0.1516E+21
8504060151	ENX -4.55 CBX -4.05 PBX -4.57		0.1935E+21 0.6596E+21 0.2112E+21						
						0.2698E-03	0.2971E+00	1.982	0.2590E+21
8506010116	ENX -4.47 CBX -4.40 PBX -4.77	0.60	0.2855E+21 0.3372E+21 0.1211E+21	31770.3	4.68				
						0.1829E-03	0.2224E+00	1.669	0.2032E+21

Tabla IV.1 (continuación).

EVENTO	EST. LAMP. (cm-seg)	LFREC. (Hz)	MOMENTO (din-cm)	RADIO (cm)	C.ESF. (bores)	N. E. P (10) (cm-seg)	DES. EST.	E Mo	MOMENTO PROM. (din-cm)
8506041837	CBX -4.55		0.2915E+21						
8509262157	ENX -4.39 PBX -4.44	0.70	0.5195E+21 0.5536E+21	25236.1	14.14				
8512271951	ENX -4.51 PBX -5.21	0.72	0.1819E+21 0.3959E+20	24100.3	5.60	0.4826E-03	0.1956E-01	1.046	0.5363E+21
8602232055	ENX -4.00		0.1286E+21						
8602201514	ENX -4.92 CBX -5.05 PBX -5.10		0.1061E+21 0.9457E+20 0.7650E+20						
8603022333	ENX -5.04 PBX -5.13	0.75 0.83	0.8132E+20 0.7404E+20	22491.7 18707.0	3.13 4.95	0.8240E-04 0.6982E-04	0.7213E-01 0.2804E-01	1.181 1.069	0.9157E+20 0.7759E+20

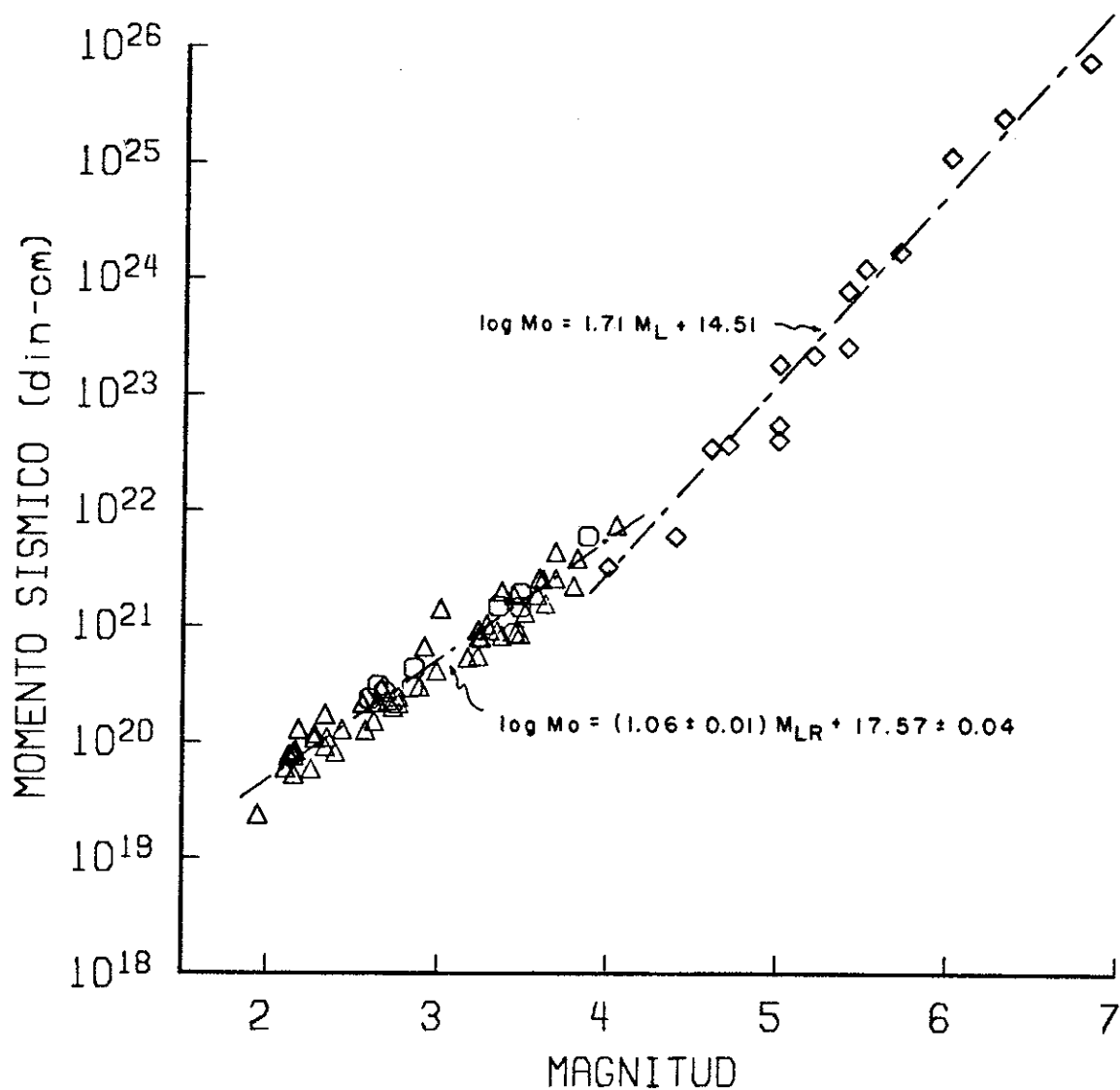


Figura IV.3 Relación entre el momento sísmico y la magnitud de los eventos estudiados (Δ) y los compilados (\diamond) de Thatcher (1972), Nava y Brune (1983), Castro (1983) y González (en preparación) (\circ).

Tabla IV.2 Parámetros de fuente de eventos ocurridos en la falla San Miguel y en el área de Pino Solo compilados de Thatcher (1972), Nava y Brune (1983) y Castro (1983).

Fecha	Hora GMT	Localización	ML	Mo din-cm x 10 ²¹	r km	$\Delta\sigma$ bar
Oct.. 24 1954	0944	31° 35 N 116° 03 O	6.0	11700.0	6.45	17.0
Oct.. 24 1954	1121	31° 24 N 116° 00 O	5.4	820.0	5.65	2.0
Oct.. 24 1954	1406	31° 24 N 116° 00 O	4.7	38.0	1.25	8.3
Nov.. 12 1954	1226	31° 56 N 116° 01 O	6.3	26000.0	27.50	1.1
Feb.. 09 1956	1432	31° 54 N 115° 51 O	6.8	24200.0	12.40	9.9 *
Feb.. 09 1956	1848	31° 45 N 115° 55 O	5.7	1780.0	9.50	14.0
Feb.. 10 1956	0418	31° 35 N 115° 40 O	5.0	41.0	9.40	51.7 *
Feb.. 10 1956	1510	31° 45 N 115° 55 O	5.0	55.0	1.15	13.0
Feb.. 10 1956	1812	31° 45 N 115° 55 O	5.5	1260.0	2.45	40.0
Feb.. 11 1956	0624	31° 35 N 115° 40 O	5.4	2640.0	1.05	98.0
Feb.. 11 1956	1659	31° 35 N 115° 40 O	4.6	35.0	1.30	6.1
Feb.. 13 1956	0744	31° 35 N 115° 40 O	4.4	6.1	1.55	0.7
Feb.. 14 1956	1418	31° 30 N 115° 30 O	5.0	187.0	3.35	2.1
May.. 31 1961	0723	31° 58 N 116° 18 O	4.0	5.7	1.40	0.9
Sep.. 21 1967	0001	31° 25 N 115° 57 O	5.2	224.0	1.65	21.0
Jul.. 17 1975	1824	31° 49 N 115° 51 O	5.1	340.0	5.30	7.9 +

* Parámetros determinados por Castro (1983).

+ Parámetros del temblor de Pino Solo determinados por Nava y Brune (1983).

valores de magnitud (ML) entre 4.1 y 6.8 da la siguiente relación.

$$\log M_o = 1.71 ML + 14.51 \quad 8)$$

Es importante hacer dos observaciones sobre las relaciones empíricas entre el momento sísmico y la magnitud local determinadas:

- 1) Para magnitudes mayores a 4.1, los momentos sísmicos fueron estimados de datos registrados a distancias de alrededor de 300 km, distancias a las que puede haber predominio de componentes de baja frecuencia en los sismogramas, mientras que los registros de eventos de magnitud entre 2.0 y 4.1 fueron obtenidos a distancias más cortas (de 30 a 140 km) y con un contenido mayor de frecuencias altas..
- 2) El cambio en la pendiente y en la ordenada al origen de las rectas ajustadas a los puntos, implica una curvatura positiva de la relación entre el momento sísmico y la magnitud..

El cambio en la pendiente de las rectas ajustadas en diferentes rangos de magnitud es una observación que hizo

primeramente Bakun (1984) en estudios de temblores de la región central de California. En la literatura existen publicadas varias relaciones empíricas Mo-ML para diferentes regiones sísmicas de California. Sin embargo, en la obtención de estas relaciones se usaron predominantemente datos de magnitudes menores que alrededor a 5.0 (Johnson y Mc Evilly, 1974; Bakun y Lindh, 1977; Archuleta y col. 1982; entre otros), o datos de magnitudes mayores que 5.0 (Thatcher y Hanks, 1973), razón por la cual no se había observado antes el cambio de pendiente en gráficas Mo-ML. Hanks y Boore (1984), en un análisis de las relaciones empíricas existentes para la región central de California, apoyan con resultados teóricos este comportamiento, y proponen que este fenómeno se debe a la diferencia en el contenido de frecuencias radiadas por fuentes de sismos grandes y pequeños, así como a las limitaciones de tipo instrumental.

IV.4 Momento sísmico, radio de la fuente y caída de esfuerzos.

La Figura IV.4 es una gráfica compuesta de los parámetros de fuente: momento sísmico, radio de la fuente y caída de esfuerzos obtenidos del análisis de los sismos seleccionados, además de los resultados compilados de Thatcher (1972), Nava y Brune (1983) y Castro (1983) para sismos pertenecientes al área de estudio. Aunque existen pocos puntos, puede observarse de la gráfica que para valores de momento sísmico M_0 entre $2 \times$

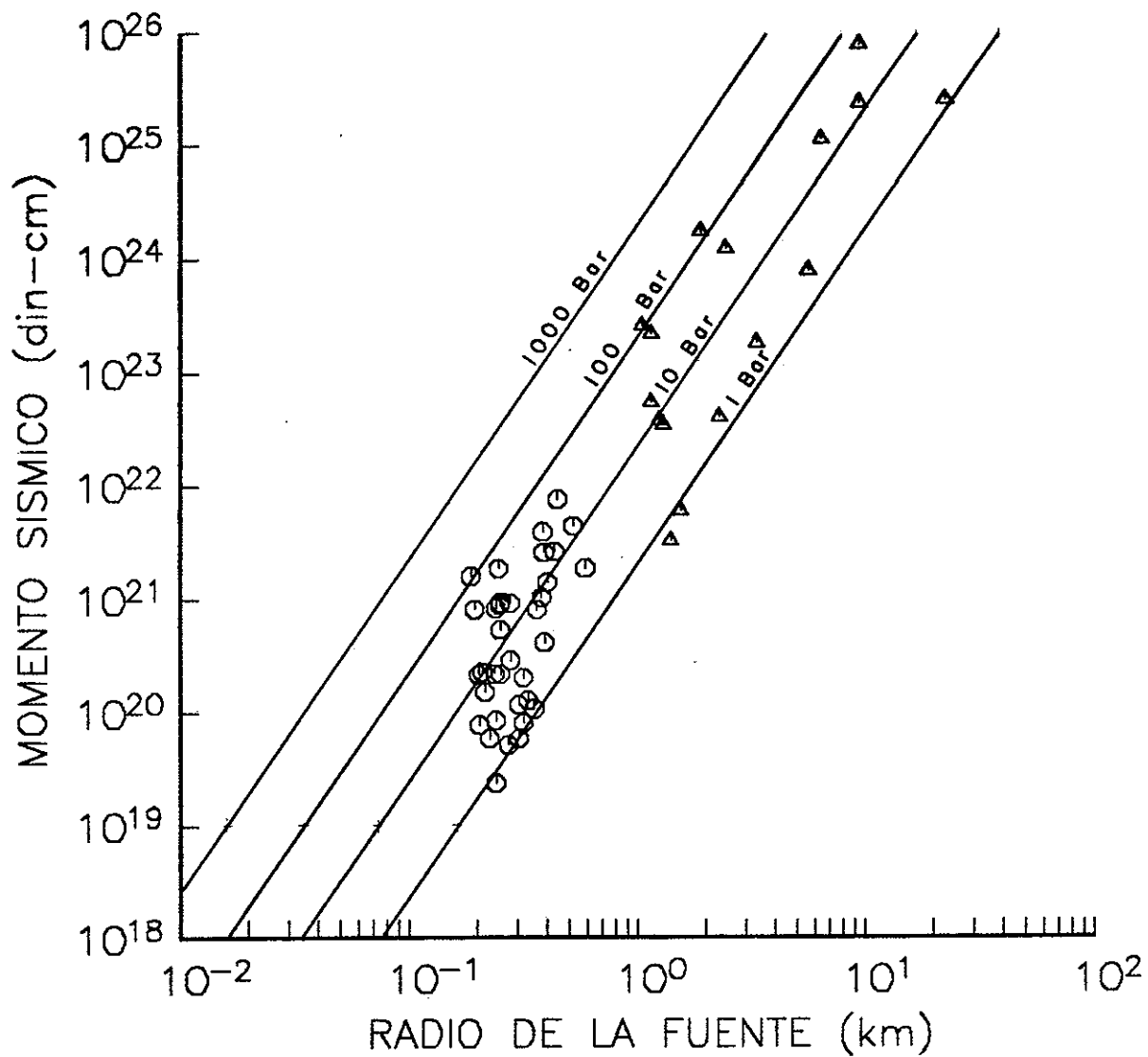


Figura IV.4 Momento sísmico y radio de la fuente de los eventos estudiados (O) y los compilados (Δ) de Thatcher (1972), Nava y Brune (1983) y Castro (1983).

10^{21} a 1×10^{26} din-cm la caída de esfuerzos oscila entre 1 a 100 bar, mientras que para valores menores a 2×10^{21} din-cm la caída de esfuerzos disminuye al disminuir el momento sísmico, tendiendo a mantenerse aproximadamente constante el radio de la fuente.

En general, las caídas de esfuerzos obtenidas no son altas si las comparamos por ejemplo con las reportadas por Munguía (1983) para los eventos del enjambre de Victoria de marzo de 1978 (1bar a 2.5 kilobar). Por otro lado, el comportamiento observado en la gráfica para temblores pequeños ha sido también observado para otras áreas como es el caso de la región central de California. Igual comportamiento se observa en los resultados reportados por Rebollar (1985) para temblores del enjambre de la Bahía de Ensenada (valores de magnitud de 1.7 a 2.3) ocurrido en octubre de 1981.

La explicación de la disminución del momento sísmico conforme disminuye la caída de esfuerzos para temblores pequeños (magnitudes menores a 3) puede consistir en un efecto de complejidad en la fuente (ver Archuleta y col., 1982), o bien a que probablemente la frecuencia de esquina del espectro para temblores pequeños se encuentre enmascarada debido a una baja relación señal a ruido de los registros, predominando, por lo tanto, el ruido en los espectros y dando lugar a que se mida la frecuencia de esquina del espectro de ruido y no del

espectro de la señal. Esta segunda alternativa explicaría porque la frecuencia de esquina (o el radio de la fuente) se mantiene constante para el caso de sismos pequeños.

IV.5 Discusión y conclusiones.

Del análisis efectuado para la estimación del momento sísmico y la relación de este parámetro con la magnitud local, se observó que para el área de estudio esta relación no es lineal en el intervalo de magnitudes $2.0 \leq ML \leq 6.8$. Se proponen, por tanto, dos relaciones empíricas obtenidas de un ajuste mínimo cuadrático de los datos, la primera de ellas es:

$$M_0 = (1.06 \pm 0.01)MLR + 17.57 \pm 0.04$$

válida para eventos de magnitud 2.0 a 4.1. La segunda relación obtenida es:

$$M_0 = 1.71 ML + 14.51$$

válida para eventos de magnitud entre 4.1 y 6.8. La no linealidad de la relación entre el momento sísmico y la magnitud se ha reportado también para la región central de California (Bakun, 1984), además de estar apoyado este comportamiento entre los dos parámetros por los resultados de

un estudio teórico de Hanks y Boore (1984).

Para eventos pequeños (magnitud menor a 3), se observó que la caída de esfuerzos disminuye al disminuir el momento sísmico tendiendo a mantenerse constante el radio de la fuente. Este comportamiento puede ser debido a complejidad de la fuente o a una interpretación incorrecta de la frecuencia de esquina del espectro, ocasionada por la baja relación señal a ruido predominante en los registros.

V. DISCUSION, CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.

Se expone a continuación un resumen general de las discusiones conclusiones y sugerencias de los capítulos que conforman esta tesis. Este resumen es considerado conveniente ya que los resultados de cada capítulo fueron usados en el análisis efectuado en los capítulos precedentes. Los puntos en que se ha dividido el resumen son los siguientes:

1) La Función de Transferencia típica de una estación RESNOR que resultó del producto de la Función de Transferencia del sismómetro Teledyne No. 56 y de los filtros antialias de la estación 1A No. 103, escalados por la amplificación total, es representativa de las estaciones RESNOR. Esta Función de Transferencia, comparada con la Función de Transferencia teórica, no mostró diferencias significativas en las curvas de amplitud. Sin embargo, existen diferencias en las curvas de fase, sobre todo a frecuencias menores de 1.0 Hz. Estas diferencias son explicables por ser mayor el número de polos usado en la representación analítica de la Función de Transferencia típica que el número de polos usado en la Función de Transferencia teórica.

2) La Función de Transferencia típica de cada estación sísmica fue utilizada para corregir los datos analizados en los

Capítulos III y IV por efecto de instrumento. Esta Función de Transferencia se consideró válida para las tres componentes de cada estación. Sin embargo, lo anterior no necesariamente es cierto ya que puede haber variaciones en el funcionamiento de los elementos que determinan la Función de Transferencia de las estaciones. Para conocer estas variaciones, es necesario obtener la Función de Transferencia medida de las estaciones mediante una calibración que debe realizarse en forma sistemática y periódica. Algunas sugerencias para efectuar la calibración se presentan en el Apéndice A.

3) Los valores de magnitud local (MLR) obtenidos a partir de registros digitales de RESNOR para eventos ocurridos en el macizo rocoso de Baja California, son similares a los valores de magnitud reportados por CALTECH en el rango de 2.0 a 4.1. La desviación estándar estimada es de ± 0.20 . El análisis estadístico de las diferencias entre ambas magnitudes no reveló ninguna tendencia en los valores de magnitud obtenidos. La dispersión de los puntos puede deberse a la imprecisión existente en la localización epicentral de los eventos (máximo de 10 km) y/o a que no se corrigieron los datos por la Función de Transferencia medida de la estación. Una cobertura homogénea y azimutal de estaciones en el área estudiada permitiría una mejor localización hipocentral de los eventos registrados.

4) En base a que RESNOR usa una relación inadecuada para la estimación de magnitudes de los eventos ocurridos en el macizo rocoso de Baja California y de que las magnitudes MLR estimadas son similares a las magnitudes reportadas por CALTECH, se concluye que RESNOR subestima el tamaño real de los eventos ocurridos en el área mencionada. El método utilizado en el cálculo de las magnitudes MLR se recomienda utilizarlo para estimar rutinariamente la magnitud de los eventos registrados en estaciones de la red RESNOR.

5) La comparación de las magnitudes estimadas de sismogramas registrados en estaciones ubicadas sobre sedimentos y sobre roca sólida para temblores ocurridos en las regiones del Sur de California y Norte de Baja California, evidenció el efecto de la amplificación de las ondas sísmicas debida a los sedimentos (Munguía 1983). Los valores de magnitud obtenidas son mayores que los reportados por CALTECH, estimados de registros de estaciones ubicadas a distancias más lejanas y en condiciones geológicas diferentes. Si los sismogramas fueron registrados en estaciones ubicadas sobre roca sólida (como los utilizados en este estudio), las magnitudes obtenidas resultaron ser similares (desviación estándar de ± 0.20) a las reportadas por CALTECH. Los resultados anteriores proporcionan evidencia del efecto de la geología local en el sitio de registro.

6) Para el área de estudio, se proponen dos relaciones empíricas entre el momento sísmico y la magnitud. La primera de ellas es:

$$M_0 = (1.06 \pm 0.01)MLR + 17.57 \pm 0.04$$

obtenida a partir de los datos analizados y válida para eventos de magnitud 2.0 a 4.1. La segunda relación obtenida es:

$$M_0 = 1.71 ML + 14.51$$

obtenida a partir de los resultados reportados por Thatcher (1972), Nava y Brune (1983) y Castro (1983) y válida para eventos de magnitud 4.1 a 6.8. Estas relaciones empíricas constituyen otra forma de cuantificar los temblores ocurridos en el área.

7) Se observó que para eventos pequeños, la caída de esfuerzos disminuye al disminuir el momento sísmico tendiendo a mantenerse constante el radio de la fuente. Esto puede ser debido a una interpretación incorrecta de la frecuencia de esquina del espectro, ya que en los registros de eventos pequeños predomina una baja relación señal a ruido. Para corroborar esta aseveración sería conveniente hacer un análisis espectral del ruido del lugar y efectuar la deconvolución del espectro del ruido con el espectro de la señal para comprobar

si existe algún cambio en la frecuencia de esquina del espectro resultante.

REFERENCIAS.

Archuleta, R. J., E. Cranswick, C. Mueller y P. Spudich.
1982. Source parameters of the 1980 Mammoth Lakes,
California, earthquake sequence. J. Geophys. Res., 87,
4595-4607.

Bakun, W. H. y A. G. Lindh 1977. Local magnitudes, seismic
moments, and coda durations for earthquakes near Oroville,
California. Bull. Seismol. Soc. Am., 67, 615-629.

Bakun, W. H. 1984. Seismic moments, local magnitudes and
coda-duration magnitudes for earthquakes in Central
California. Bull. Seismol. Soc. Am., 74, 439-458.

Brune, J. N. 1970. Tectonic stress and the spectra of
seismic shear waves from earthquakes. J. Geophys. Res.,
75, 4997-5009.

Brune, J. N. 1971. Correction. J. Geophys. Res., 75, 5002

Burridge, R. y L. Knopoff. 1964. Body force equivalents for
seismic dislocations. Bull. Seismol. Soc. Am. 54,
1875-1888.

Castro, R. Raúl. 1983. Source parameters and propagation path effects for earthquakes in the Baja California Norte and Imperial Valley regions. Master of Science thesis, University of California, San Diego.

Duarte, C. 1983. Desarrollo de la Red Sísmica del Norte de Baja California (RESNOR). Informe técnico de circulación interna. Departamento de Geofísica, CICESE.

González Escobar, Mario. En preparación. Estudio del evento principal y réplicas del temblor de Pino Solo del 8 de mayo de 1985.

Hanks, T. C. y D. M. Boore. 1984. Moment-magnitude relations in theory and practice. J. Geophys. Res., 89, 6229-6235.

Healy, J. H. y M. E. O'Neill. 1977. Calibration of seismographic systems: USGS stations in the Central California network. U. S. Geol. Surv., Open file report 77-736

Inzunza Romero, Luis. 1986. Desarrollo de un sistema de procesamiento de datos para la Red Sísmica del Norte de Baja California RESNOR. Tesis profesional, ESCM UABC, Ensenada B.C.

- 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. I. CEDAR: An approach to the computer automation of short-period local seismic networks. II. Seismotectonics of the Imperial Valley of Southern California. Ph. D. Thesis, California Institute of Technology, Pasadena.
- Johnson, L. R. y T. V. Mc Evilly 1974. Near-field observations and source parameters of Central California earthquakes. Bull. Seismol. Soc. Am., 64, 1855-1886.
- Kanamori, H. y P. C. Jennings. 1978. Determination of local magnitude, M_L , from strong-motion acelerograms. Bull. Seism. Soc. Am. 68, 471-485.
- Lee, W. y J. Lahr. 1972. HYPO 71: a computer program for determining hypocenter, magnitude, and first motion pattern of local earthquakes. U. S. Geol. Surv., Open file report.
- Medina, M. y C. Duarte. 1979. Red sismológica de

telemedición digital del campo geotérmico de Cerro Prieto. Actas del segundo Simposio sobre el Campo Geotérmico de Cerro Prieto. Departamento de difusión del IIE, 355-368.

Munguía Orozco, Luis. 1983. Strong ground motion and source mechanism studies for earthquakes in the Northern Baja California- Southern California region. Ph. D. Thesis, University of California, San Diego.

Nava, F. A. y J. N. Brune. 1982. An earthquake-explotion 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 nothern Baja California, México. Geophys. J. R. Astr. Soc. 73, 739-763.

Norris, R., C. Johnson, L. Jones y K. Hutton. 1986. The Southern California network bulletin. U. S. Geol. Surv. open file report 86-96. p. 23.

Priestley, K. F.; J. N. Brune y J. G. Anderson. 1985. Surface wave excitation and source mechanisms of the Mammoth Lakes earthquake sequence. J. Geophys. Res. 90,

11177-11185.

Rebollar, C. J. 1984. Calculation of QB using the spectral ratio method in northern Baja California, México. Bull. Seism. Soc. Am. 74, 91-96.

Rebollar, C. J. 1985. Source parameters of the Ensenada Bay earthquake swarm, Baja California, México. Can. J. Earth. Sci. 22, 126-132.

Rebollar, C. J. y M. S. Reichle. 1986. Analysis of the seismicity detected in 1982-83 in the Northern Peninsular Ranges of Baja California. Bull. Seism. Soc. Am., en prensa.

Reyes, A., J. Brune, T. Barker, L. Canales, J. Madrid, J. Rebollar y L. Munguía. 1975. A microearthquake survey of the San Miguel fault zone, Baja California, México. Geophysical Research Letters, 2, 56-59.

Richter, Charles F. 1935. An instrumental magnitude scale. Bull. Seismol. Soc. Am. 25, 1-32.

Richter, Charles F. 1958. Elementary Seismology. W. H. Freeman, San Francisco, California.

- Shor, G. G. Jr. y R. Ellis. 1958. San Miguel, Baja California Norte, earthquakes of february, 1956: a field report. Bull. Seism. Soc. Am. 48, 101-116
- Soares López, J. Juracy. 1980. Estudio de microsismicidad a lo largo de dos sectores de la falla San Miguel. Tesis profesional, ESCM UABC, Ensenada Baja California.
- Stewart, S. W. y M. E. O'Neill. 1980. Calculation of the frequency response of the USGS telemetered short-period seismic system. U. S. Geol. Surv., Open file report 80-143.
- Thatcher, W. 1972. Regional variations of seismic source parameters in the Northern Baja California area. J. Geophys. Res., 77, 1549-1565.
- Thatcher, W. y T. C. Hanks 1973. Source parameters of Southern California earthquakes. J. Geophys. Res., 78, 8547-8576.
- Vidal Villegas, José Antonio. 1981. Calibración de sismómetros empleando ruido binario pseudoaleatorio. Tesis profesional, ESIA IPN, México D. F.

APENDICE A

A.1 Sugerencias para la calibración de las estaciones.

Esta sección tiene como propósito presentar algunas indicaciones para sistematizar la calibración de las estaciones de RESNOR. La calibración se recomienda hacer tanto en el laboratorio como en el sitio en donde está ubicada la estación. La descripción de las pruebas a realizar se dan a continuación.

A.1.1 Pruebas de laboratorio.

Los elementos a calibrar son el sismómetro, los amplificadores y el filtro. En lo que respecta al sismómetro los datos importantes a obtener son los siguientes: resistencia de la bobina, la constante del motor, la frecuencia natural y el factor de amortiguamiento. Lo anterior es necesario obtenerlo para los tres sismómetros de cada estación, dos en posición horizontal y uno en posición vertical (recordar que el teledyne puede usarse en cualquier posición). Los resultados obtenidos serían registrados en la tabla A.1.a.

Es necesario conocer con precisión la ganancia de los diferentes pasos de amplificación, por lo que para una estación se probarían los pasos de amplificación de cada componente,

Tabla A.1.a

Estación -----
Red -----

SISMOMETROS

Características del fabricante Resultados de laboratorio
Fabricante -----
Modelo -----

Posición vertical

Número de serie -----
Masa ----- Kg
Resistencia de bobina ----- Ohms
Constante de motor ----- v-s/cm
Frecuencia natural ----- Hz
Amortiguamiento -----
Polaridad -----

Curva de respuesta en frecuencia SI NO

Posición horizontal (H 1)

Número de serie -----
Masa ----- Kg
Resistencia de bobina ----- Ohms
Constante de motor ----- v-s/cm
Frecuencia natural ----- Hz
Amortiguamiento -----
Polaridad -----

Curva de respuesta en frecuencia SI NO

Posición Horizontal (H 2)

Número de serie -----
Masa ----- Kg
Resistencia de bobina ----- Ohms
Constante de motor ----- v-s/cm
Frecuencia natural ----- Hz
Amortiguamiento -----
Polaridad -----

Curva de respuesta en frecuencia SI NO

Realizó -----

Fecha -----

anotando los resultados obtenidos en la tabla A.1.b. En forma similar se procedería para los filtros, registrando la ganancia, la pendiente a frecuencias altas (frecuencias mayores a la frecuencia de corte) y el número de polos en la tabla A.1.c.

Para el sismómetro y el filtro es necesario determinar la Función de Transferencia (amplitud y fase) de ambos. La Función de Transferencia se puede obtener con el uso de una señal senoidal a frecuencias discretas, mediante una señal pseudoaleatoria (Vidal, 1981) o bien, con alguna otra señal de prueba.

Lo anteriormente descrito, tiene como objetivo llevar un mejor control de la instrumentación de cada estación y una mayor certeza en relación a su buen funcionamiento.

A.1.2 Calibración en el sitio.

El objetivo de calibrar la estación en su sitio de ubicación es el de probar en forma periódica el sistema en su totalidad. La calibración se puede realizar mediante la instalación en las estaciones del circuito que genere un pulso de calibración cada 24 horas. El pulso tendría un nivel de voltaje a manera de no saturar los sismómetros y sería aplicado en un intervalo de tiempo muy corto a las bobinas de

Tabla A.1.b

Estación -----
 Red -----

AMPLIFICADORES

Fabricante -----
 Número de serie -----

Calibración de los pasos de amplificación:

Voltaje de referencia ----- volts.
 (ver tabla anexa)

Amplificación de la estación en el campo

Vertical -----

Horizontal (H1) -----

Horizontal (H2) -----

Realizó -----

Fecha -----

Tabla A.1.c

Estación -----
 Red -----

FILTROS

Fabricante -----
 Número de serie -----
 Tipo -----

FILTRO 1 (vertical)

Número de polos -----
 Pendiente -----
 Ancho de banda -----

Curva de respuesta en frecuencia SI NO

FILTRO 2 (H 1)

Número de polos -----
 Pendiente -----
 Ancho de banda -----

Curva de respuesta en frecuencia SI NO

FILTRO 3 (H 2)

Número de polos -----
 Pendiente -----
 Ancho de banda -----

Curva de respuesta en frecuencia SI NO

calibración. La salida del sensor pasaría después por los amplificadores y el filtro, para posteriormente ser transmitida al lugar de recepción. El pulso se puede etiquetar de tal forma que sea fácil identificarlo para su recepción y registro. La respuesta obtenida contiene información sobre el funcionamiento del sismómetro, así como también de la amplificación real de la estación y el efecto del filtro. Al calcular la transformada rápida de Fourier de la señal registrada resulta la Función de Transferencia (amplitud y fase) de la estación.

La información recabada en las pruebas de laboratorio y de la calibración en el sitio proporcionaría información detallada de la estación, y daría una mayor certeza en los datos registrados.