

RESUMEN de la Tesis de Mario González Escobar,
presentada como requisito parcial para la obtención del
grado de MAESTRO EN CIENCIAS en GEOFISICA con opción en
SISMOLOGIA.

Ensenada, Baja California, México, a 3 de Julio de 1987.

ESTUDIO DETALLADO DEL SISMO DE PINO SOLO, BAJA CALIFORNIA
MEXICO, DEL 8 DE MAYO DE 1985.

Resumen aprobado por:



Dr. Luis Mungula Orozco

Director de Tesis.

Se determinaron los epicentros y el mecanismo focal para el sismo del 8 de mayo de 1985 ($M_L=5.1$) y sus réplicas, ocurrido en el área de Pino Solo, Baja California, México. Para esto, se analizaron los datos proporcionados por estaciones de las redes sísmicas permanentes del norte de Baja California (RESNOR), del sur de California, U.S.A. (CALTECH/USGS) y de una red temporal de sismógrafos analógicos y digitales instalada después del evento

principal.

El epicentro del sismo principal se localizó a alrededor de 10 km al norte del epicentro calculado por Nava y Brune (1983) para un temblor de igual magnitud ocurrido en Julio de 1975. La zona de réplicas no muestra una tendencia definida en su distribución epicentral, mientras que los hipocentros fueron localizados a profundidades de entre 1.5 y 10 km.

Tanto el sismo principal como la zona de réplicas se encuentra entre las fallas de San Miguel y Sierra Juárez, donde no se tiene mapeada falla alguna. Incluyendo lo reportado por Nava y Brune (1983), la ocurrencia de los sismos que se reportan en este estudio indican la existencia de una falla geológica que no se manifiesta superficialmente.

Los mecanismos focales obtenidos para el evento principal y sus réplicas reflejan el patrón tectónico dominante que rige los sistemas de fallas en la región, el cual consiste en fallas de rumbo con dirección noroeste-sureste (dextro).

Para algunas de las réplicas principales, registradas en forma digital, se calculó la magnitud local mediante la generación de sismogramas Wood-Anderson equivalentes, para

lo cual se empleó la metodología de Kanamori y Jennings (1978).

Para algunas réplicas fué posible determinar también su momento sísmico. Estos resultados son consistentes con los resultados obtenidos por Vidal (1987), y permitieron obtener una relación empírica de momento sísmico-magnitud local para la región del macizo rocoso peninsular.

De la comparación de los sismogramas de estaciones de la red mundial (WWSSN) que registraron los eventos de Pino Solo de 1975 y 1985, se observó una gran similitud entre ambos eventos, lo cual sugiere que los procesos de ruptura de estos sismos fueron muy similares (hipocentro y tensor de momentos).

El momento sísmico para el evento principal de Pino Solo de 1985 se obtuvo mediante la síntesis de ondas superficiales en cinco estaciones de la red mundial, ubicadas en el suroeste de Estados Unidos. Estos sismogramas sintéticos fueron comparados directamente con los sismogramas observados en estas estaciones, dando como resultado un momento sísmico promedio de $\langle Mo \rangle = 2.32 \times 10^{23}$ dinas-cm.

CENTRO DE INVESTIGACION CIENTIFICA Y DE
EDUCACION SUPERIOR DE ENSENADA

DIVISION CIENCIAS DE LA TIERRA
DEPARTAMENTO DE SISMOLOGIA

ESTUDIO DETALLADO DEL SISMO DE PINO SOLO, BAJA CALIFORNIA
MEXICO, DEL 8 DE MAYO DE 1985.

TESIS

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

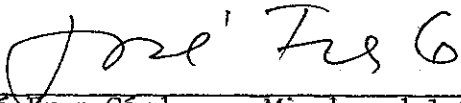
MARIO GONZALEZ ESCOBAR

Ensenada, Baja California, a 3 de Julio de 1987.

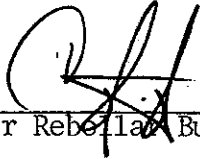
TESIS APROBADA PARA SU DEFENSA POR:



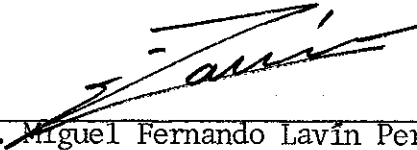
Dr. Luis Munguía Orozco, Director del Comité



Dr. José Frez Cárdenas, Miembro del Comité



Dr. Cecilio Javier Rebellón Bustamante, Miembro del Comité



Dr. Miguel Fernando Lavín Peregrina, 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 Julio 3, 1987

DEDICATORIA

**A MIS PADRES
HERMANOS Y SOBRINOS**

AGRADECIMIENTOS.

Al Dr. Luis Munguía O. por su constante apoyo durante mi estancia en el CICESE.

Al director de la división M.C. Francisco Suárez V. por su ayuda y apoyo en todo momento.

A todos mis amigos, con quienes pase ratos agradables y que me apoyaron en los momentos difíciles.

A los miembros del comité de tesis, por sus críticas y sugerencias al trabajo.

A todo el personal del departamento de Sismología.

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACyT).

Al Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada (CICESE).

CONTENIDO

	<u>Página</u>
I. INTRODUCCION.	
I.1.- Generalidades y objetivos	1
I.2.- Tectónica y Geología	2
I.3.- Sismicidad	6
I.4.- El sismo de Pino Solo de 1975	8
II. EL SISMO DE PINO SOLO DE 1985	
II.1.- Trabajo de campo	15
II.2.- Instrumentación	18
a.- Estaciones analógicas portátiles.	
b.- Estaciones digitales portátiles.	
c.- Estaciones telemétricas del sistema RESNOR.	
II.3.- Descripción de los datos	23
II.4.- Localización del sismo principal	23
II.5.- Localización de las réplicas	28
II.6.- Solución del plano de falla	42
III. MAGNITUD LOCAL	
III.1.- Antecedentes	51
III.2.- Objetivos	53
III.3.- Metodología para la obtención de magnitud local	53
III.4.- Selección y análisis de los datos	55
III.5.- Resultados del cálculo de magnitudes	58
IV. PARAMETROS DE LA FUENTE.	
IV.1.- Antecedentes	62
IV.2.- Objetivo	63
IV.3.- Metodología del análisis	65
IV.4.- Constantes usadas	65

Continuación contenido

	<u>Página</u>
IV.5.- Análisis de los espectros	66
IV.6.- Desarrollo para la obtención de resultados	71
IV.7.- Resultados	77
V.- MOMENTO SISMICO DEL SISMO PRINCIPAL.	
V.1.- Antecedentes y objetivo	81
V.2.- Datos y comparación de los sismos de 1975 y 1985	82
V.3.- Modelo de velocidad para la generación de sismogramas sintéticos	83
V.4.- Obtención del momento sísmico M_0	88
V.5.- Relación empírica entre la magnitud local y el momento sísmico	95
VI.- CONCLUSIONES	98
LITERATURA CITADA	101

LISTA DE FIGURAS

Figura	<u>Página</u>
1 Provincias geológicas regionales del noroeste de Baja California (modificada de Gastil <u>et al.</u> , 1979).	4
2 Principales fallas del suroeste de California y noroeste de Baja California (tomada de Brune <u>et al.</u> , 1979).	7
3 Epicentros de terremotos ocurridos durante abril y mayo de 1969 (tomada de Lomnitz <u>et al.</u> , 1970).	9
4 Grandes terremotos y actividad microsísmica a lo largo de la falla de San Miguel, Baja California, México. (tomada de Brune <u>et al.</u> , 1979).	10
5 Actividad sísmica en la región del macizo rocoso peninsular detectada entre 1982-1984 (tomada de Rebolgar y Reichle, 1987).	11
6 a).- Localización del terremoto de Pino Solo de 1975 y su zona de réplicas (tomada de Nava y Brune, 1983). b).- Mecanismo focal para el evento de Pino Solo de 1975 y sus réplicas (tomada de Nava y Brune 1983).	13
7 Localización de los eventos principales de Pino Solo de 1975 y 1985 (asteriscos), red sísmica temporal (triángulos blancos) y estaciones de RESNOR (triángulos negros).	16
8 Tiempo de operación (áreas sombreadas) de las redes sísmicas portátil y de RESNOR.	19
9 Curvas de respuesta de los sistemas de adquisición de datos utilizados en este estudio; Incluyen sismómetro y filtro antialias.	22
10a Evento típico registrado en las distintas estaciones sísmicas usadas en el estudio de las réplicas de Pino Solo de 1985.	24
10b Sismograma típico en registro de papel ahumado obtenido en una de las estaciones portátiles empleadas para el estudio de las réplicas de Pino Solo de 1985.	25

Figura	Continuación lista de figuras	<u>Página</u>
11	Localización de los eventos de Pino Solo de 1975 y 1985 así como de las estaciones sísmicas utilizadas para las respectivas localizaciones.	29
12	Localización de la zona de réplicas de Pino Solo de 1985. Las rectas en los mapas indican tres perfiles que se muestran en figuras posteriores.	32
13	Perfil de hipocentros de las réplicas de Pino Solo de 1985, dirección oeste-este (ver fig 12).	33
14	Perfil de hipocentros de las réplicas de Pino Solo de 1985, dirección norte-sur (ver fig 12).	34
15	Perfil de hipocentros de las réplicas de Pino Solo de 1985, dirección noroeste-sureste (ver fig 12).	35
16	Región de Pino Solo en 3D mostrando el área de réplicas aquí estudiadas (recuadro) y los eventos de 1975 y 1985.	37
17	a.- Residuos de tiempos de llegada para las ondas P , en función del azimut para las réplicas de Pino Solo de 1985. b.- Residuos de tiempos de llegada para las ondas P en función de la distancia epicentral para las réplicas de Pino Solo de 1985.	38
18	a.- Residuos de tiempos de llegada para las ondas S , en función del azimut para las réplicas de Pino Solo de 1985. b.- Residuos de tiempos de llegada para las ondas S en función de la distancia epicentral para las réplicas de Pino Solo de 1985.	39
19	Localización del sismo de Pino Solo de 1985 y su zona de réplicas. Se incluyen las localizaciones del sismo de 1975 reportado por el USGS, el sismo de 1975 y su zona de réplicas de Nava y Brune 1983, así como el reportado por CALTECH/USGS para el sismo de 1985.	41
20	Gráfica que muestra la variación temporal y espacial de la actividad sísmica estudiada. Nótese la microsismicidad de la zona de San Miguel (corte similar al perfil 2 fig 14).	43

Figura	Continuación lista de figuras	<u>Página</u>
21	Mecanismo focal compuesto preparado en base a datos del sismo de Pino Solo de 1985 y sus réplicas más grandes. Los círculos representan al evento principal (● = compresión, ○ = tensión) y los cuadros a las réplicas más grandes (■ = compresión, □ = tensión).	45
22	Mecanismo focal compuesto para las réplicas del evento de Pino Solo de 1985 que fueron localizadas en un rango de profundidad entre 1.5 y 10 Km. (● = compresión, ○ = tensión).	46
23	Diagrama a bloques de la metodología empleada para la obtención de la magnitud local (M_L) y parámetros de la fuente.	54
24	Registros típicos de sismogramas digitales que fueron deshechados debido al alto contenido de ruido y al efecto del mal alineamiento con respecto a la línea de base cero (efecto de escalón).	56
25	Distribución epicentral de los eventos a los cuales se les calculó su magnitud local.	57
26	Sismograma equivalente típico obtenido de un registro digital de las réplicas de Pino Solo, estación PBX.	59
27	Sismograma equivalente típico obtenido de un registro digital de las réplicas de Pino Solo, estación CBX.	60
28	Espectro de desplazamiento del campo lejano de Brune (1970) para una fuente sísmica. Las escalas vertical y horizontal son unidades logarítmicas arbitrarias (modificado de Hanks y Thatcher, 1972).	64
29	Sismograma digital típico, ventanas analizadas (R, $S+R$) y espectros suavizados. Estación CBX.	68
30	Sismograma digital típico, ventanas analizadas (R, $S+R$) y espectros suavizados. Estación CBX.	69
31	Sismograma digital típico, ventanas analizadas (R, $S+R$) y espectros suavizados. Estación CBX.	70
32	Comparación de los espectros de R de los sismogramas analizados para una misma estación (CBX).	72

Figura	Continuación lista de figuras	<u>Página</u>
33	Sismograma típico y su espectro de una réplica de Pino Solo de 1985. Estación PBX.	73
34	Sismograma típico y su espectro de una réplica de Pino Solo de 1985. Estación CBX.	74
35	Relación empírica entre el momento sísmico y la magnitud de las réplicas de Pino Solo de 1985(●), del sismo de Pino Solo de 1975 (●) de Nava y Brune (1983) y de los eventos estudiados (Δ) y compilados (◇) por Vidal (1987). La barra de error en la esquina inferior derecha es sólo para las réplicas de Pino Solo de 1985. Las ecuaciones son tomadas de Vidal (1987).	79
36	Comparación de los sismogramas digitizados de periodo largo de los eventos de Pino Solo de 1975 y 1985 (modificado de Gass <u>et al.</u> , 1971).	84
37	Curvas de velocidad (modo fundamental) de las ondas superficiales de Love y Rayleigh, para el modelo PRCP, KHC2 y MEXMOD.	89
38	Modelos de estructura KHC2 y MEXMOD empleados para la generación de sismogramas sintéticos.	90
39	Comparación de sismogramas observados (digitizados) y sismogramas sintéticos de ondas superficiales obtenidos con el modelo MEXMOD. Aunque sólo se graficaron las componentes horizontales, también se trabajó con la componente vertical.	92
40	Relación entre el momento sísmico y magnitud del sismo de Pino Solo de 1985 (O), sus réplicas(●), evento Pino Solo 1975 (●) de Nava y Brune (1983) y los estudiados(Δ) y compilados(◇) por Vidal (1987).	96

LISTA DE TABLAS

<u>Tabla</u>	<u>Página</u>
I Localización de las estaciones sísmicas que se usaron en el estudio de las réplicas del sismo de Pino Solo de 1985.	17
II Molo de corteza PRCP (Nava y Brune, 1982).	27
III Localización epicentral del sismo de Pino Solo de 1985 y sus réplicas	48
IV Eventos seleccionados para la obtención de la magnitud local. Los valores reportados en la columna MAG son los resultados obtenidos.	57
V Magnitud local y Momento sísmico.	80
VI Características de las estaciones de la red mundial (WWSSN) usadas en el estudio.	85
VII Modelos de estructura empleados para la generación de los sismogramas sintéticos.	87
VIII Momento sísmico para el sismo de Pino Solo de 1985	94

ESTUDIO DETALLADO DEL SISMO DE PINO SOLO, BAJA CALIFORNIA
MEXICO, DEL 8 DE MAYO DE 1985.

I. INTRODUCCION.

I.1.- GENERALIDADES Y OBJETIVOS

Muchos son los fenómenos que pueden dar origen a los sismos: la actividad volcánica, las explosiones, el colapso de los techos de cavernas, la actividad tectónica, etc. Con mucho los sismos más importantes son los de origen tectónico, es decir los asociados con deformaciones a gran escala en la corteza de la Tierra. La mayoría de éstos son superficiales (menos de 60 km de profundidad) y están asociados con fallas.

La determinación de zonas sismogénicas es de gran importancia en el estudio del riesgo sísmico y vulnerabilidad de un área determinada. La definición sismogénica como zona en la que se generan terremotos con ciertas características sísmicas y tectónicas, implica por tanto un análisis detallado de estas disciplinas. Un intento en este sentido se ha llevado a cabo en la región noroeste de la Península de Baja California. Por un lado, existe un conocimiento razonable de su tectónica y por el otro, en los últimos años, se ha notado un incremento en el conocimiento de las características de su sísmicidad.

En el presente trabajo, se analiza el terremoto del 8 de mayo de 1985 y sus réplicas. Su localización geográfica los sitúa en la parte noroeste del estado de Baja California. Esta región es tectónicamente activa debido a que se encuentra en la vecindad de los límites entre las grandes placas tectónicas del Pacífico y de Norteamérica.

Los objetivos de esta tesis son: I) localizar los epicentros del evento principal y de sus réplicas, así como determinar la solución del plano de falla y la relación de éste con la tectónica del lugar; II) calcular la magnitud local para estos sismos mediante el uso de los registros digitales disponibles; III) calcular el momento sísmico y obtener una relación empírica que relacione este parámetro con la magnitud local; IV) analizar los sismogramas de periodo largo de las estaciones sismológicas de la red mundial (WWSSN) para determinar el momento sísmico del evento principal usando la técnica de sismograma sintético. Al mismo tiempo, se tratará de establecer las similitudes o diferencias con respecto al evento de igual magnitud ocurrido en la misma región en julio de 1975 (Nava y Brune, 1983).

1.2.- TECTÓNICA Y GEOLOGÍA

En vista de que los resultados presentados en este trabajo están en función de las características geológicas y

tectónicas de la región del sismo bajo estudio, se hace a continuación una breve descripción general de éstas. Las referencias mencionadas en esta sección hacen, en conjunto, un buen complemento de información tanto de la geología como de la tectónica de la región.

Como se muestra en la figura 1, la Península de Baja California forma parte de la placa del Pacífico, debido a lo cual, a través de su evolución geológica, ha participado de la inestabilidad tectónica propia de la región. Esta inestabilidad está fuertemente relacionada con el movimiento relativo entre las placas tectónicas del Pacífico y de Norteamérica.

A continuación se enumeran los principales rasgos geológicos del norte de Baja California tal y como se muestran en la figura 1.

1) El primer cinturón, ubicado en el extremo oeste de la península, está representado por una secuencia de sedimentos marinos y continentales del Cretácico Superior. Estos se presentan poco consolidados y sin fuertes perturbaciones tectónicas (Gastil et al. 1975).

2) El siguiente cinturón, ubicado al este del anterior, lo constituyen secuencias de rocas volcánicas, volcanoclasticas y sedimentarias cuya edad corresponde

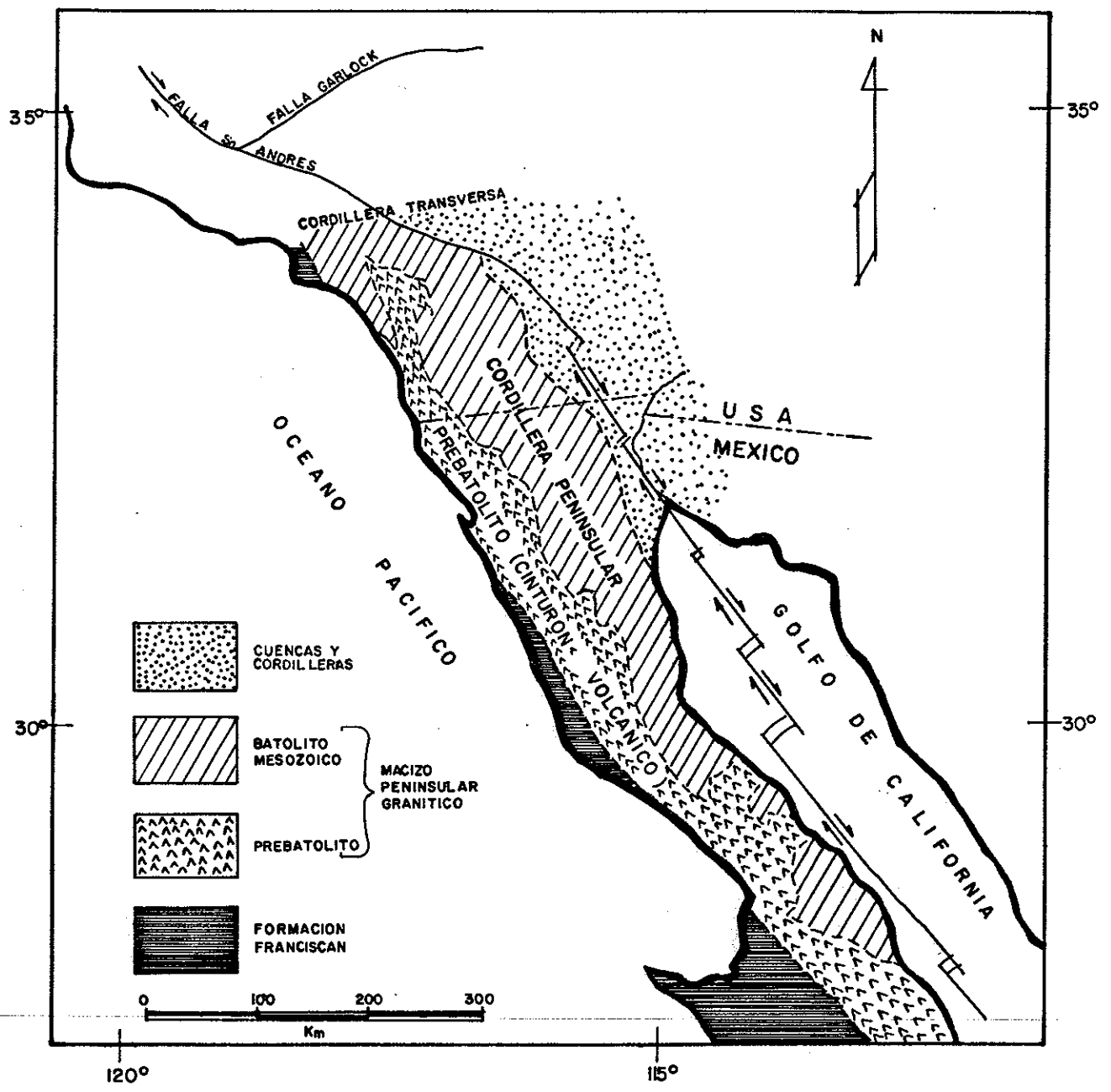


Fig.1 Provincias geológicas regionales del noroeste de Baja California (modificada de Gastil *et al.*, 1979).

principalmente al Cretácico Inferior (Gastil et al. 1975).

3) El tercer cinturón, ubicado en el borde oriental de la porción norte de la Península de Baja California, está constituido de afloramientos complejos de rocas intrusivas y metamórficas derivadas principalmente del metamorfismo regional de rocas sedimentarias. A este cinturón pertenecen los batolitos mesozoicos de la formación norte de la península. Las rocas plutónicas que conforman los batolitos varían en composición mineralógica desde tonalitas hasta granodioritas y granitos (Gastil et al. 1975).

La historia Mesozoica de Baja California está caracterizada por el desarrollo de una gran movilidad tectónica, asociada al fenómeno de subducción de la placa de Farallón debajo de la corteza continental de México, (Atwater, 1970). Durante el Oligoceno Tardío y el Mioceno Temprano las placas del Pacífico y de Norteamérica entraron en interacción, dando así origen a un nuevo régimen tectónico (Atwater, 1970).

A fines del Terciario, la frontera entre las placas del Pacífico y Norteamérica se desplazó desde el borde continental hasta el actual Golfo de California y su extensión tectónica en el continente, iniciando la península con eso su desplazamiento hacia el noroeste respecto a la parte continental de México (Atwater, 1970). De este

fenómeno tectónico resultó un sistema de fallas transformadas y centros de dispersión que se extienden desde la boca del Golfo de California hasta las fallas transcurrentes del sistema San Andrés.

La existencia de centros de dispersión que conectan las fallas de Cerro Prieto, Imperial, Brawley y San Andrés se justifican principalmente por su correlación con actividad geotérmica, volcánica y sísmica. Sin embargo, no todo el movimiento entre las placas del Pacífico y de Norteamérica (6 cm/año, Larzon, 1972) es absorbido por el sistema de fallas de Cerro Prieto-Imperial-Brawley-San Andrés. Esto se debe a que la inflexión hacia la izquierda de la falla de las cordilleras transversas impide dicho movimiento. Esto provoca que parte del movimiento relativo entre las placas se manifieste en deformaciones en el área oeste del sistema antes mencionado o en desplazamientos a lo largo de las fallas subsidiarias de la región (figura 2).

1.3.- SISMICIDAD

La distribución de esfuerzos que impera sobre la parte noroeste de Baja California ha sido estudiada por: Lomnitz et al., 1970; Thatcher, 1972; Gastil et al., 1975; Reyes et al., 1975; Johnson et al., 1976; Brune et al., 1979; Rebolliar y Reichle, 1987, entre otros.

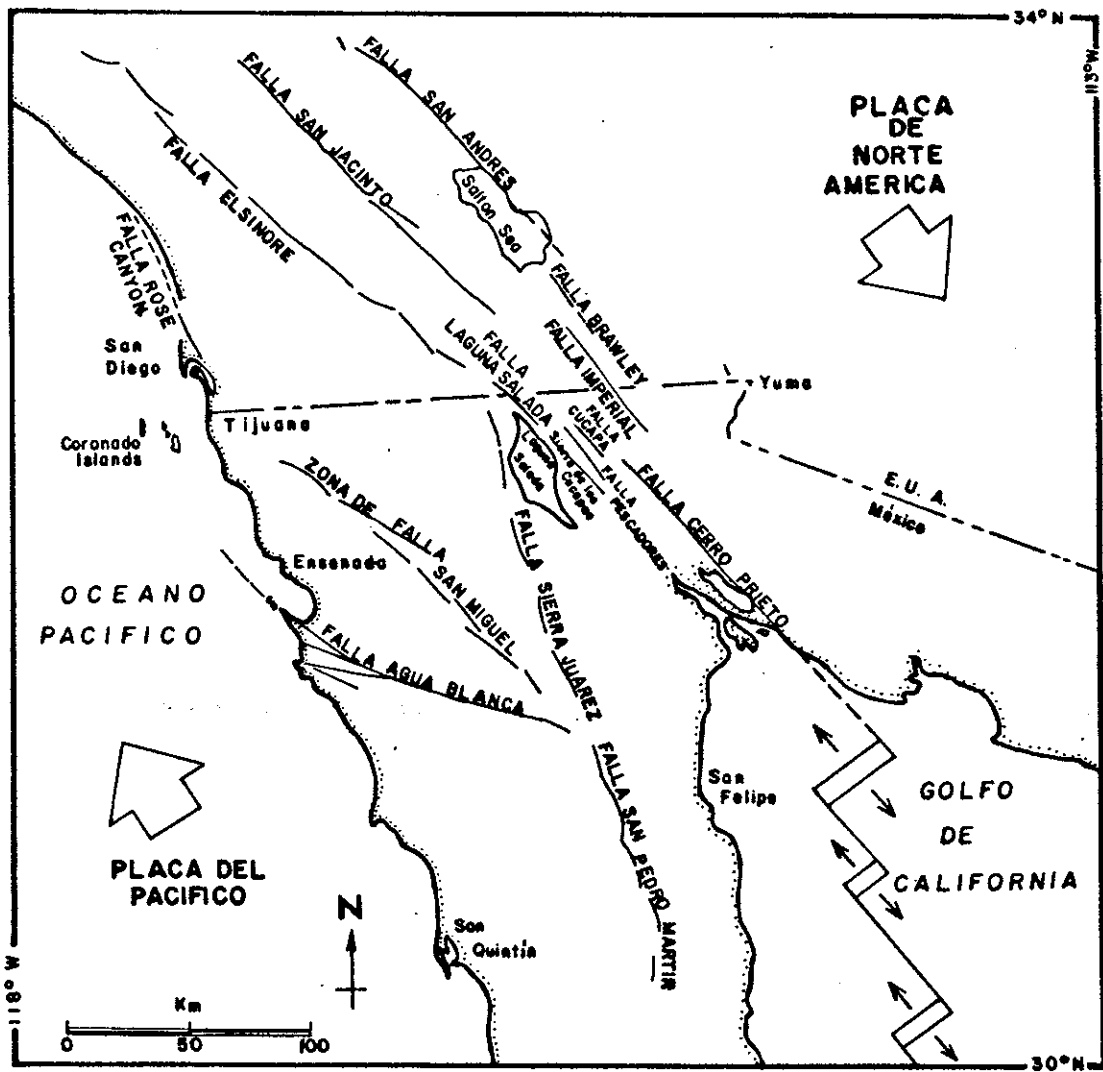


Fig.2 Principales fallas del suroeste de California y noroeste de Baja California (tomada de Brune et al., 1979)

La figura 2 muestra las fallas geológicas más importantes de la región, mientras que las figuras 3, 4 y 5 muestran la sismicidad regional reportada previamente por otros investigadores.

En este estudio, nos centramos en las fallas de San Miguel y Sierra Juárez. Reyes et al. (1975) observaron una sismicidad de más de 100 sismos por día en la zona de falla de San Miguel al operar sismógrafos portátiles en algunos lugares de esta zona. Las profundidades reportadas varían entre 8 y 14 km. Johnson et al. (1976), en un estudio de la microsismicidad del noroeste de Baja California, encontraron una baja actividad sísmica en la falla de Agua Blanca. Sin embargo, al este de la Sierra Juárez detectaron una gran actividad sísmica. En la falla de San Miguel también observaron una alta sismicidad, con eventos ocurriendo a profundidades que van desde unos cuantos metros hasta 10 km. Similarmente, para la región de falla de San Miguel, Reboljar y Reichle (1987) reportan un rango de profundidades focales de 5 a 15 km.

1.4.- EL SISMO DE PINO SOLO DE 1975.

En relación a nuestra región de interés, los estudios de mayor relevancia son los de Nava (1980) y Nava y Brune (1982, 1983). Ellos estudiaron el sismo ocurrido el 17 de Julio de 1975 en el área de Pino Solo, Baja California

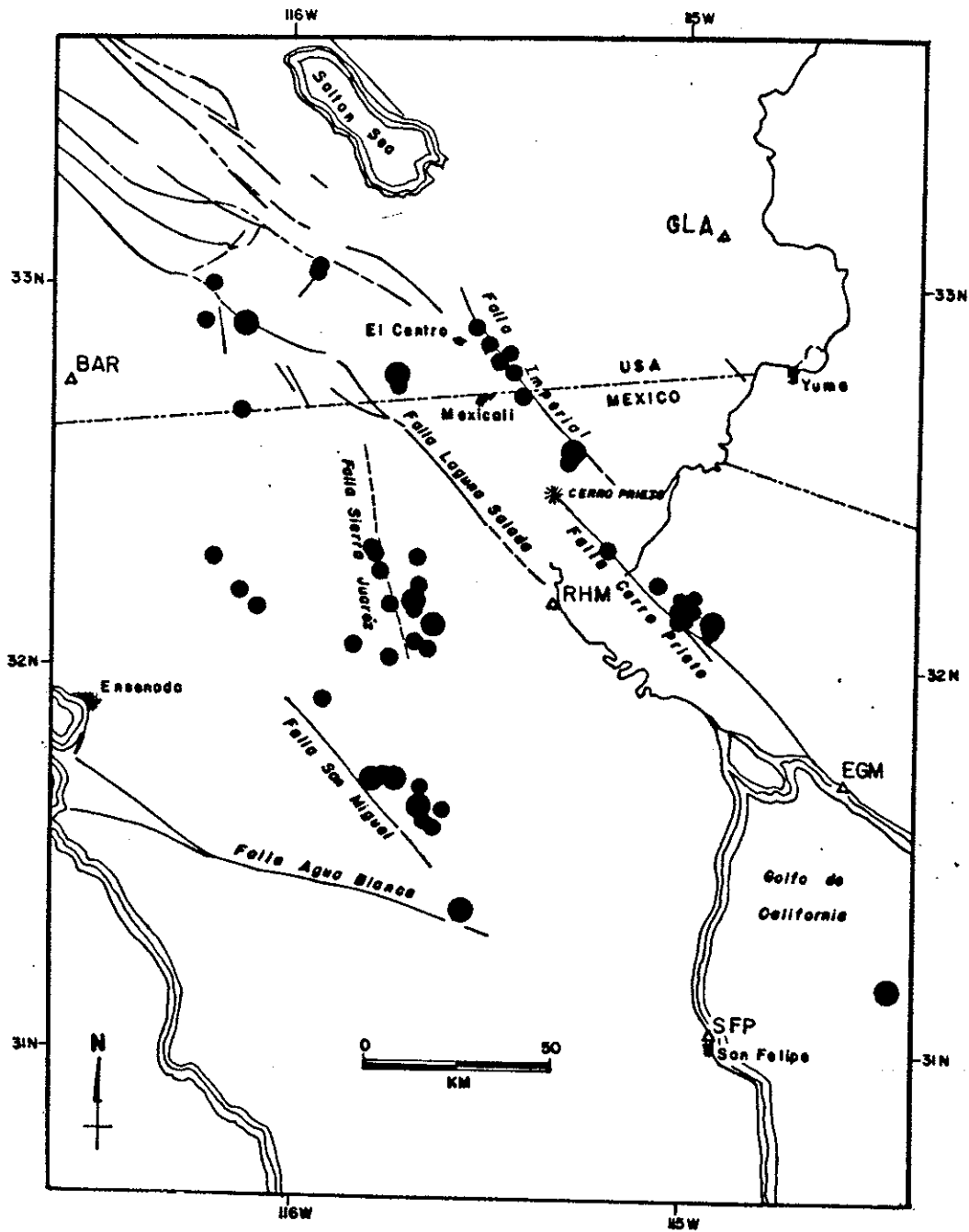


Fig.3 Epicentros de terremotos ocurridos durante abril y mayo de 1969 (tomada de Lomnitz et al., 1970).

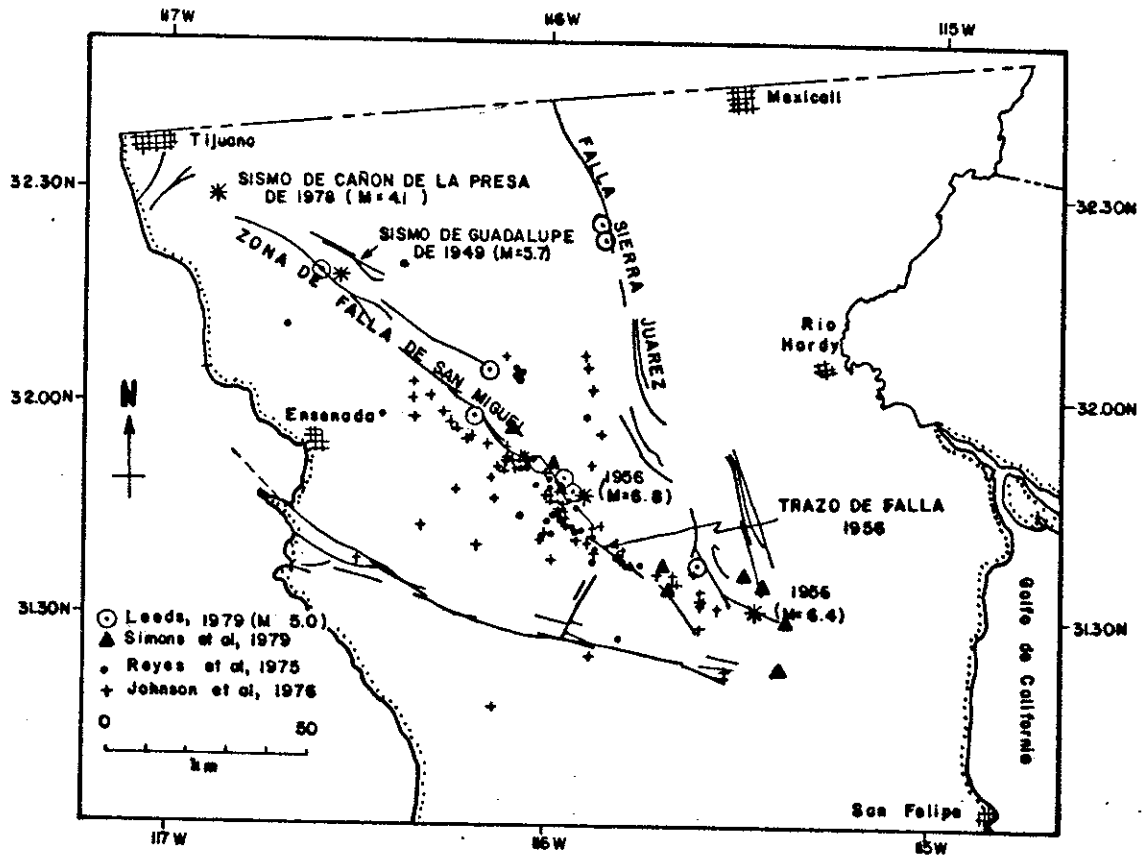


Fig.4 Grandes terremotos y actividad microsismica a lo largo de la falla de San Miguel, Baja California, México. (tomada de Brune et al., 1979).

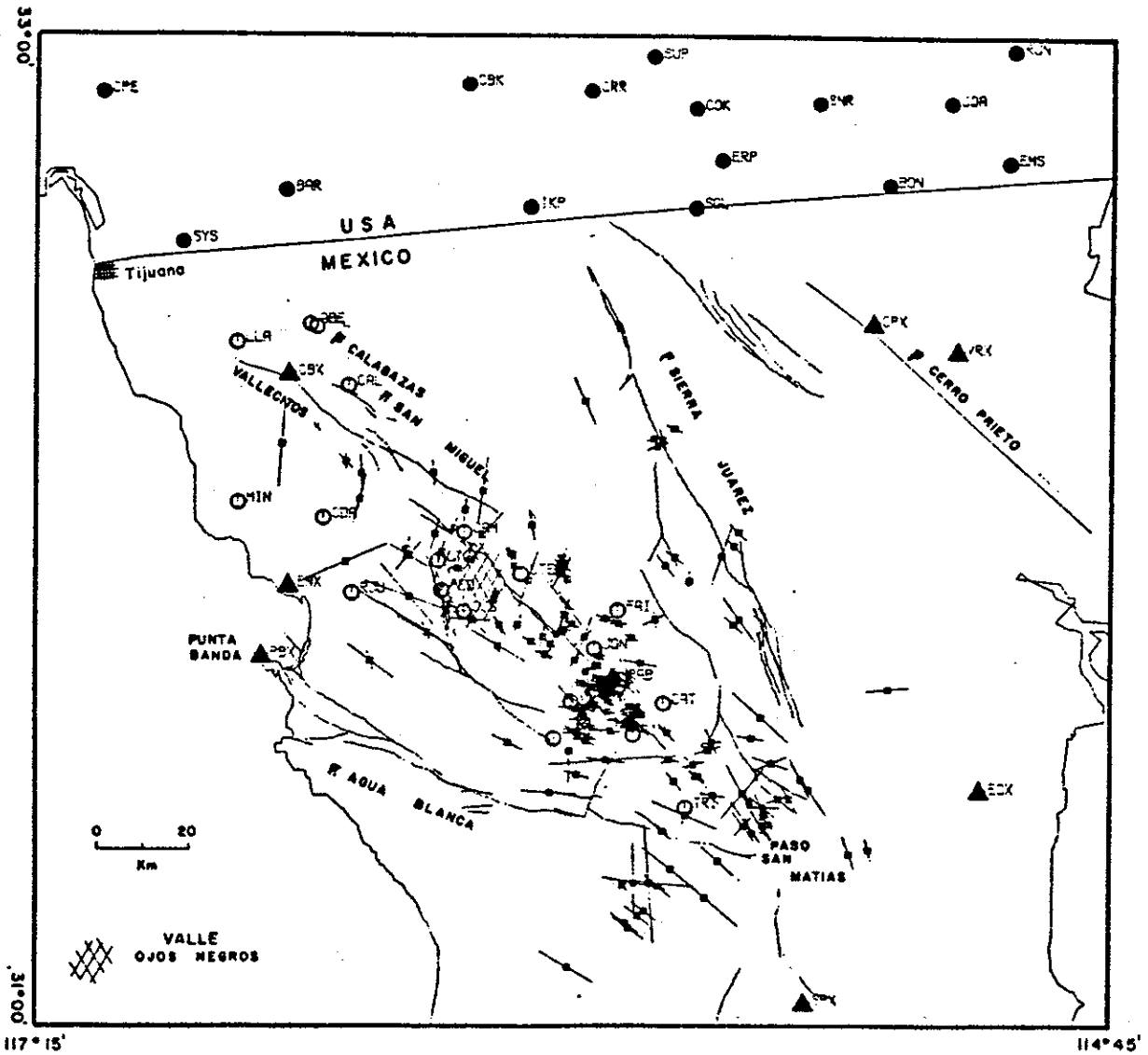


Fig.5 Actividad sísmica en la región del macizo rocoso peninsular detectada entre 1982-1984 (tomada de Reboljar y Relchle, 1987).

(magnitud $M = 5.1$). La figura 6a muestra la localización del evento principal y su zona de réplicas. El epicentro de este sismo se localizó utilizando datos de estaciones operadas por el United States Geological Survey (USGS). En la localización de las réplicas se usaron los datos registrados por una red de ocho estaciones portátiles instalada ocho horas después del evento principal y operada durante treinta y seis horas. Como se muestra en la Figura 6a, la región activada por este sismo se localiza entre las fallas de San Miguel y Sierra Juárez. Los sismos (evento principal y réplicas) ocurrieron a profundidades de entre 4.4 y 17.9 km, con un promedio en profundidad de 8.2 km, el rango de error reportado para la profundidad varía entre ± 0.6 a ± 3.37 km y para la horizontal es hasta de ± 2 km (Nava, 1980).

En la figura 6b se ilustra la solución del plano focal compuesto, la cual muestra planos nodales con orientaciones de N 33 E y N 57 W. En base a la distribución de réplicas y a la tectónica regional el plano con rumbo N 57 W fue considerado como el plano de falla (Nava, 1980).

Resulta de considerable interés observar que la ocurrencia tanto del evento principal como de las réplicas no se encuentra asociada a ninguna falla con manifestación superficial. Sin embargo, en virtud a que la zona epicentral se encuentra en una región muy fracturada entre

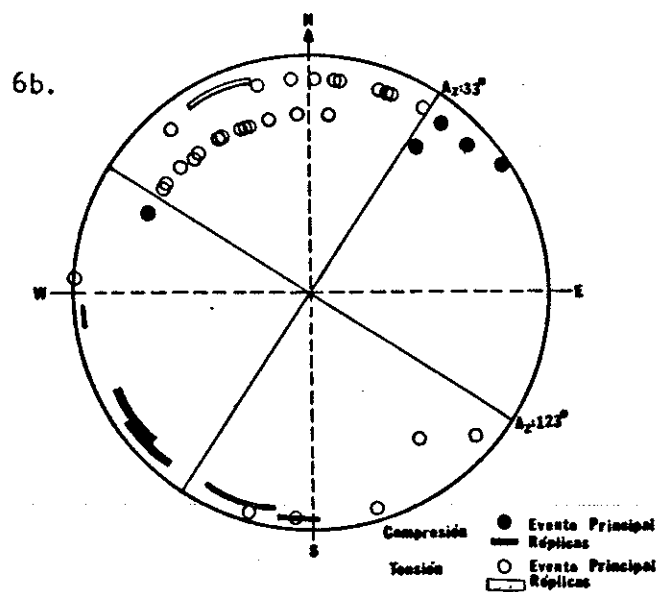
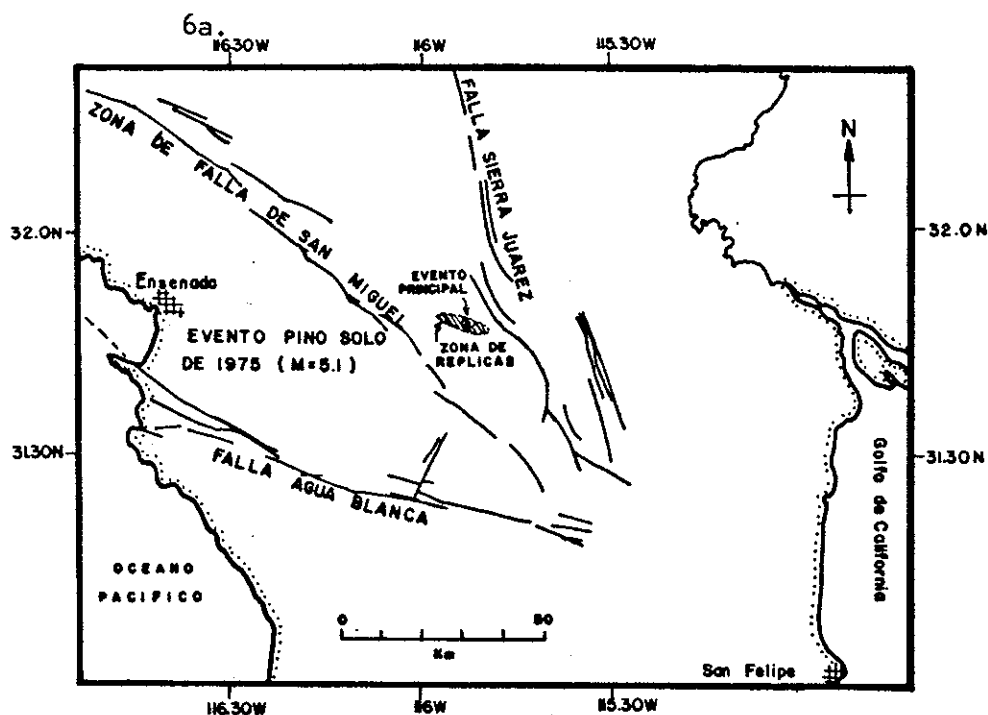


Fig.6 a).- Localización del terremoto de Pino Solo de 1975 y su zona de réplicas (tomada de Nava y Brune, 1983). b).- Mecanismo focal para el evento de Pino Solo de 1975 y sus réplicas (tomada de Nava y Brune 1983).

las zonas de falla de San Miguel y Sierra Juárez, es razonable pensar en la existencia de una falla activa que no se manifiesta superficialmente (Nava, 1980).

El tiempo de origen y la localización hipocentral del evento de Pino Solo del 17 de julio de 1975 reportado por Nava (1980), es el siguiente:

T = 18:24:46.28 GMT			
Latitud	31 49.20'	Norte	} ±1.9 km
Longitud	115 51.00'	Oeste	
Profundidad	14.53	km	±0.9 km

II. EL SISMO DE PINO SOLO DE 1985.

El 8 de mayo de 1985 la Red Sísmica del Norte de Baja California (RESNOR), que opera el Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada (CICESE), registró un evento de magnitud 5.1 en el área de Pino Solo, Baja California. El epicentro está en una de las regiones más altas (alrededor de 1400 metros sobre el nivel medio del mar) de la Sierra Juárez, aproximadamente 37 km al este del poblado Real del Castillo (antes Ojos Negros), siendo éste el lugar con mayor densidad de población más cercano al epicentro (menos de 2500 habitantes). Debido a que la región epicentral está casi en su totalidad deshabitada (a excepción de algunos ranchos con muy pocos habitantes) no se tiene conocimiento sobre posibles daños ocasionados por el evento. En la figura 7 se muestra la región bajo estudio, así como los epicentros de los sismos de 1985 y de 1975.

II.1.- TRABAJO DE CAMPO

A siete días del evento principal se procedió a instalar una red portátil de 12 sismógrafos, 3 de los cuales fueron de registro analógico (papel ahumado) y 9 de registro digital. La red portátil, así como la red RESNOR, se muestran en la figura 7. La Tabla I muestra las coordenadas de las estaciones portátiles usadas en el presente estudio. La figura 8 muestra los periodos de registro (sombreado) de

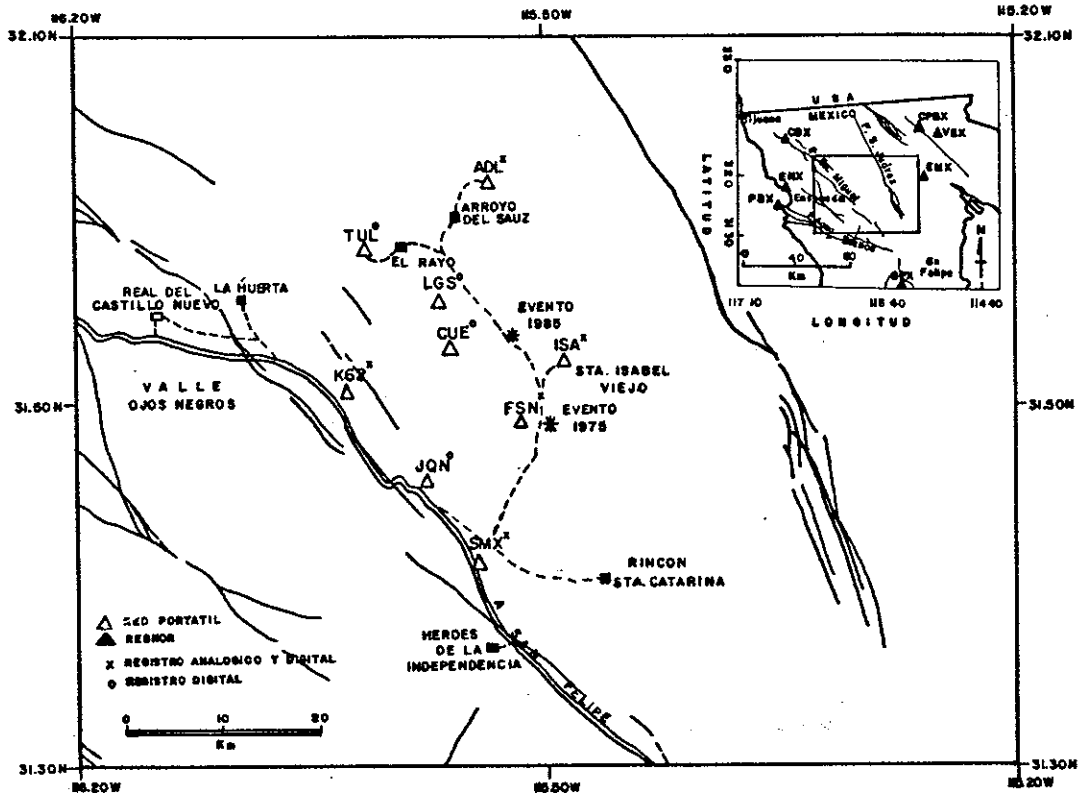


Fig.7 Localización de los eventos principales de Pino Solo de 1975 y 1985 (asteriscos), red sísmica temporal (triángulos blancos) y estaciones de RESNOR (triángulos negros).

TABLA I.- Localización de las estaciones sísmicas que se usaron en el estudio de las réplicas del sismo de Pino Solo de 1985.

RESNOR

ESTACION SIGLA	U B I C A C I O N		ASENTAMIENTO GEOLOGICO
	LATITUD	LONGITUD	
SPX	31 02.70'N	115 27.85'W	Granodiorita Riolita
ENX	31 52.97'N	116 38.87'W	
CBX	32 18.82'N	116 39.78'W	
CPBX	32 25.06'N	115 18.24'W	S. Arcilloso Roca volcánica Riolita
VEX	32 21.78'N	115 06.26'W	
PBX	31 44.52'N	116 43.53'W	
EMX	31 59.30'N	115 14.54'W	

RED PORTATIL

K62	31 50.70'N	116 02.48'W	Granito
FSN	31 49.17'N	115 51.48'W	Granito
ISA	31 52.41'N	115 48.66'W	Granito
LGS	31 55.63'N	115 56.49'W	Granito
ADL	32 02.20'N	115 53.30'W	Granito
JQN	31 45.77'N	115 57.52'W	Granito
CUE	31 53.12'N	115 55.92'W	Granito
TUL	31 58.32'N	116 01.18'W	Granito
SMX	31 41.36'N	115 54.26'W	Granito

RESNOR, Tomado de Duarte (1983).

estas estaciones, así como de las estaciones de RESNOR.

Transcurridos los primeros días de funcionamiento de la red, y después de realizar algunas localizaciones preliminares de réplicas, se mejoró la cobertura de dicha red, tratando de que la zona de réplicas quedara "encerrada" por las estaciones. Los equipos de las estaciones analógicas SMX y FSN se cambiaron a ADL e ISA respectivamente, (en la figura 8 el mismo tipo de sombreado significa que después de algún intervalo de tiempo el equipo se cambió a otro lugar), y el equipo digital de SMXD se cambió a CUED. Los equipos de las estaciones FSND, CUED y K62D se retiraron diez días antes del levantamiento de la red.

La red portátil tuvo una cobertura de 37.5 km x 47.5 km aproximadamente (figura 7). Sin embargo, es necesario hacer notar que debido a lo abrupto de la topografía de la región (figura 12), la cobertura de las estaciones no fue la ideal. Se tuvo un pobre cubrimiento azimutal de estaciones en un rango de casi 170° .

11.2.- INSTRUMENTACION

a.- Estaciones analógicas portátiles.

Se usaron estaciones portátiles de alta ganancia con

sistema de registro en papel ahumado (Sprengnether modelo MEQ-800) en combinación con sismómetros de periodo natural igual a un segundo (Ranger SS1 de Kinematics).

La velocidad de registro en el tambor de estos sismógrafos fue de 2 mm/seg, por lo que la marca del minuto en el sismograma se registró cada 120 mm. Además, se puso tiempo absoluto a los datos registrando la señal de tiempo universal WWVB en todos los sismogramas al inicio y al final de cada uno de ellos. Esto permite obtener la lectura de los tiempos de arribo de las ondas P con errores de alrededor de 0.05 seg, cuando estos son claramente impulsivos.

b.- Estaciones digitales portátiles.

Los equipos que constituyeron estas estaciones fueron grabadoras digitales Terra-Technology (DCS-302) en conjunto con sismómetros Kinematics de periodo intermedio 5 segundos y sismómetros Mark L-22 de periodo 0.5 segundos.

En cada estación se registraron las tres componentes ortogonales del movimiento. La señal sísmica registrada es pasada por un filtro pasa bajas Butterworth de 3 polos y frecuencia de corte a 25 Hz, ésta se digitaliza mediante un convertidor analógico-digital de 12 bits a una razón de 100 muestras por segundo.

c.- Estaciones telemétricas del sistema RESNOR.

Duarte (1983) describe la configuración actual de una estación de RESNOR en función de los siguientes elementos: los sensores, un acondicionador de la señal analógica (amplificadores y filtro), un convertidor analógico-digital, un modulador y un transmisor de radio.

El sensor utilizado es un sismómetro de periodo corto Teledyne S-500. El filtro antialias es un filtro Butterworth de 5 polos, con una frecuencia de corte a 15 Hz. La señal analógica se muestrea a 40 muestras por seg (para estaciones de 3 componentes). Cada señal se transfiere al convertidor analógico-digital en donde se convierte a una señal binaria de 12 bits.

Las curvas de amplificación, de todas las estaciones usadas en este estudio se muestran en la figura 9. En la misma figura, se anexa la respuesta de un sismómetro de torsión Wood-Anderson típico (amplificación estática $V=2800$, período=0.8 seg., y amortiguamiento=0.8). Una descripción más detallada respecto a las grabadoras digitales puede verse en el trabajo de Brune *et al.* (1980), y para las estaciones de RESNOR en Duarte (1983).

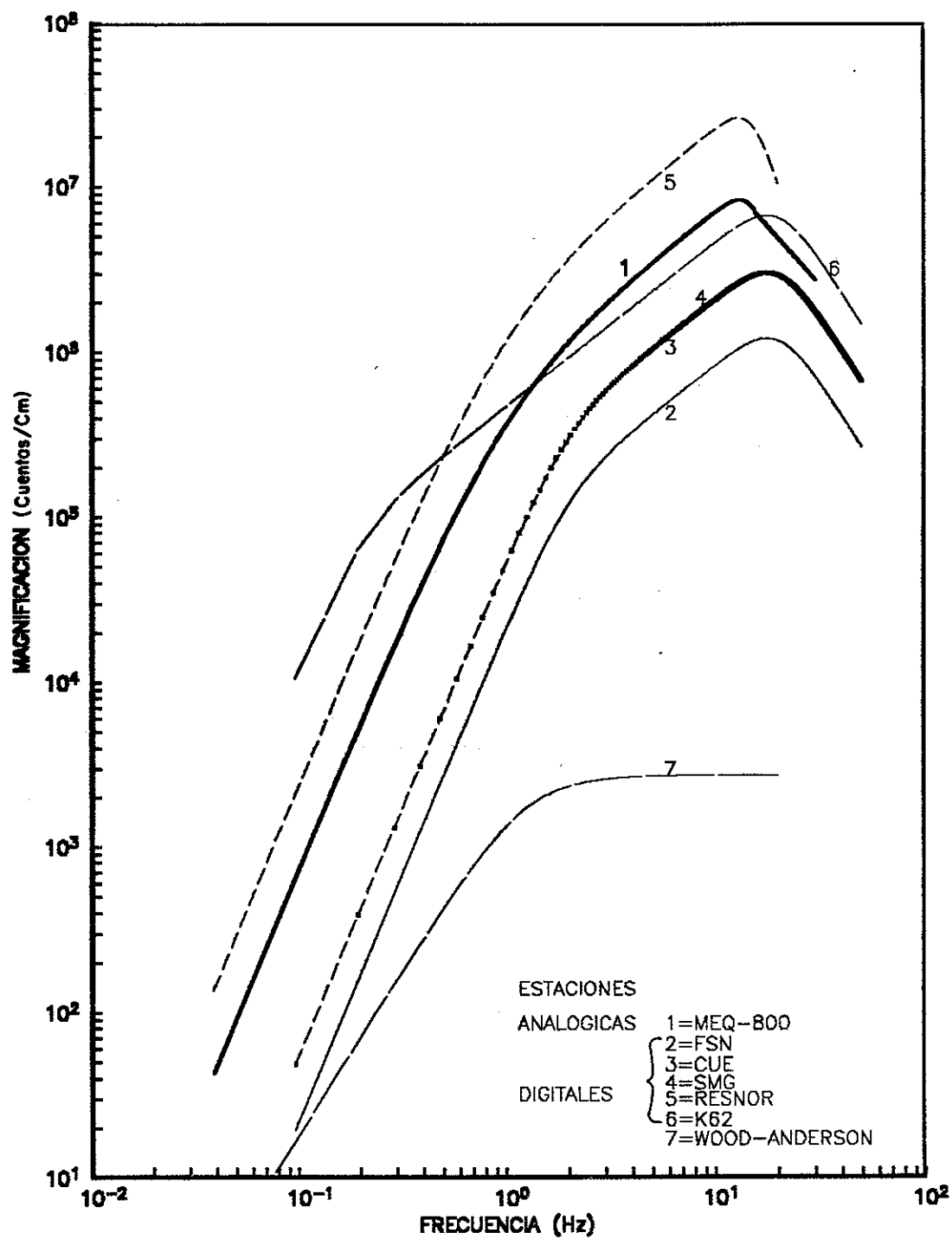


Fig.9 Curvas de respuesta de los sistemas de adquisición de datos utilizados en este estudio; incluyen sismómetro y filtro antialias.

II.3.- DESCRIPCION DE LOS DATOS

Debido a que todas las estaciones fueron colocadas sobre rocas graníticas aflorantes, en todas ellas se obtuvieron arribos de ondas P muy impulsivos y con una polaridad bien definida para la mayoría de los eventos. En los sismogramas de las estaciones analógicas SMX y ADL es donde mejor se notan los arribos de las ondas S, además de que en estas dos estaciones algunas señales sísmicas tienen cierto parecido en su forma, lo que nos está mostrando de alguna manera el comportamiento del patrón de radiación, ya que se encuentran en azimuts equivalentes. En las estaciones FSN e ISA se registraron los intervalos de tiempo S-P más cortos (menos de 2 seg), lo cual hace evidente, para la mayoría de los eventos, que los sismos ocurrieron por debajo de estas estaciones. En la figura 10a, 10b se muestran registros de eventos típicos obtenidos con los distintos instrumentos.

II.4.- LOCALIZACION DEL SISMO PRINCIPAL

La localización para el evento de Pino Solo del 8 de mayo de 1985 reportada por el California Institute of Technology (Caltech), es la siguiente:

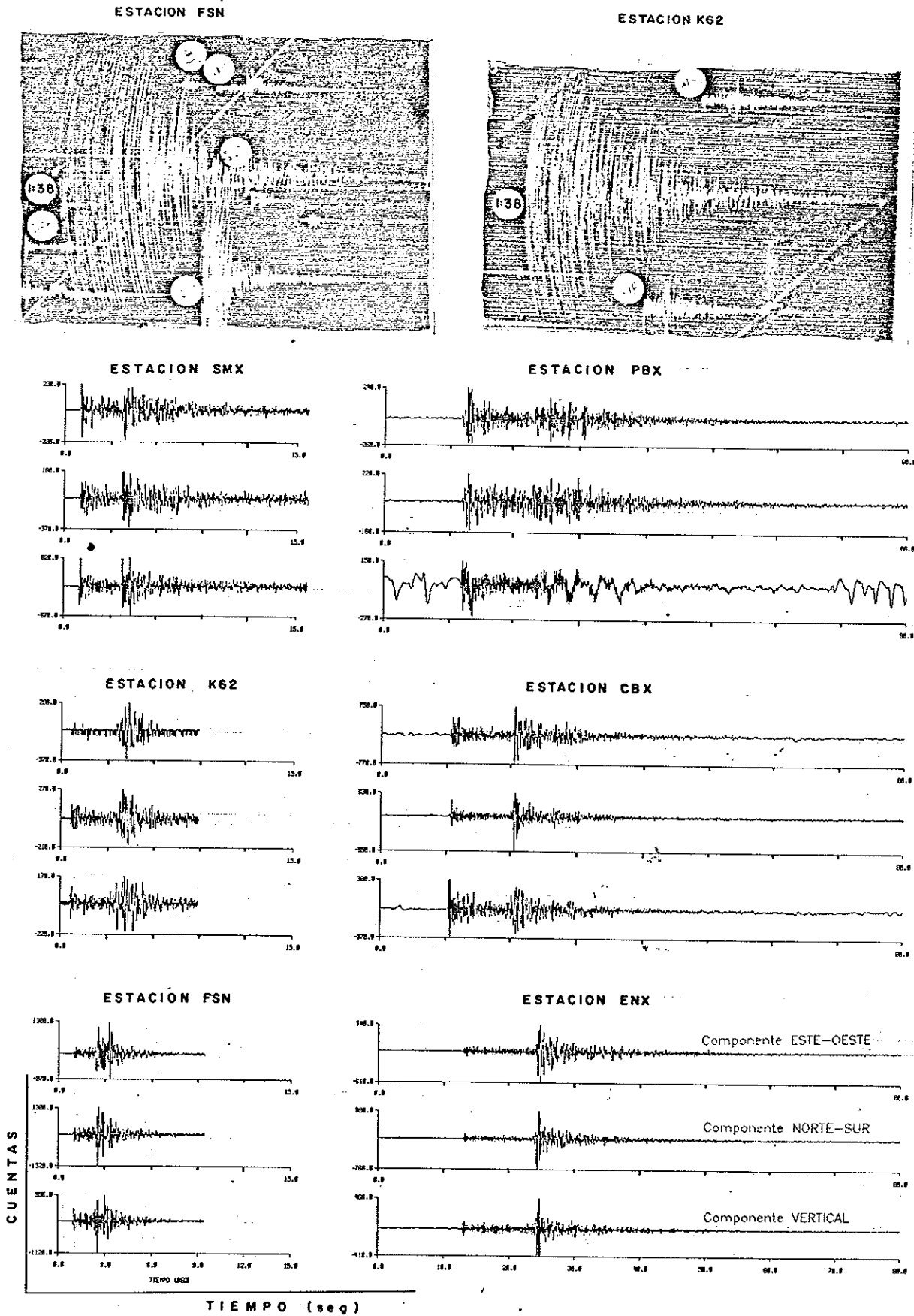


Fig.10a Evento típico registrado en las distintas estaciones sísmicas usadas en el estudio de las réplicas de Pino Solo de 1985.

Tiempo de origen: 23:40:20.6 GMT
 Latitud 31 51.8' Norte
 Longitud 115 51.7' Oeste
 Profundidad 10 km (fija).
 Magnitud 5.1

Para esta determinación, se usaron datos de estaciones a distancias mayores de 60 km y ubicadas al norte de la región epicentral (en el sur de California).

Para las localizaciones epicentrales reportadas en este estudio, se usó el programa HYPO71 (Lee y Lahr, 1975), en combinación con datos de RESNOR y de las estaciones del sur de California más cercanas a la línea Internacional, así como el modelo de corteza propuesto por Nava y Brune (1982) (Tabla II). El resultado obtenido de esta combinación es el siguiente:

Tiempo de origen: 23:40:21.91 GMT
 Latitud 31 53.84' Norte } ± 1.4 km
 Longitud 115 51.80' Oeste }
 Profundidad 15.89 km ± 1.6 km

Los errores estimados (HYPO71) para esta localización son de ± 1.4 y ± 1.6 km para el epicentro y la profundidad, respectivamente. En la figura 11 se muestra la

TABLA II.- Modelo de corteza PRCP (Nava y Brune, 1982).

h (km)	α (km/s)	β (km/s)	ρ (gr/cc)	profundidad (km)
				0
4.99	5.576	3.219	2.454	4.99
14.81	6.571	3.794	2.754	19.804
22.02	6.950	4.013	2.869	41.812
	8.006	4.622	3.394	

h = espesor de capa (km)
 α = velocidad de la onda P (km/s)
 β = velocidad de la onda S (km/s)
 ρ = densidad (gr/cc)

localización del evento aquí estudiado, así como la del temblor de 1975 analizado por Nava (1980). El epicentro determinado para el evento de 1985 se ubica aproximadamente a 10 km al noroeste respecto al epicentro del sismo de 1975. Es importante hacer notar que en la localización del epicentro de 1975 Nava (1980) usó solamente estaciones del sur de California, mientras que para el evento de 1985 se usaron estaciones del sur de California y de RESNOR, lográndose de esta manera una mejor cobertura de estaciones para el evento aquí estudiado.

II.5.- LOCALIZACION DE LAS REPLICAS.

Las determinaciones hipocentrales fueron obtenidas mediante el uso del programa HYPO71 (Lee y Lahr, 1975) y el modelo de corteza propuesto por Nava y Brune (1982) (Tabla II).

Los epicentros de las réplicas ocurridas durante los primeros siete días posteriores al evento principal fueron determinados utilizando datos proporcionados por estaciones de las redes del sur de California (Caltech/USGS) y RESNOR (CICESE). Para los siguientes días, se utilizaron principalmente las lecturas tomadas de estaciones de la red temporal y de algunas de las estaciones de RESNOR.

Durante estos primeros siete días ocurrieron réplicas

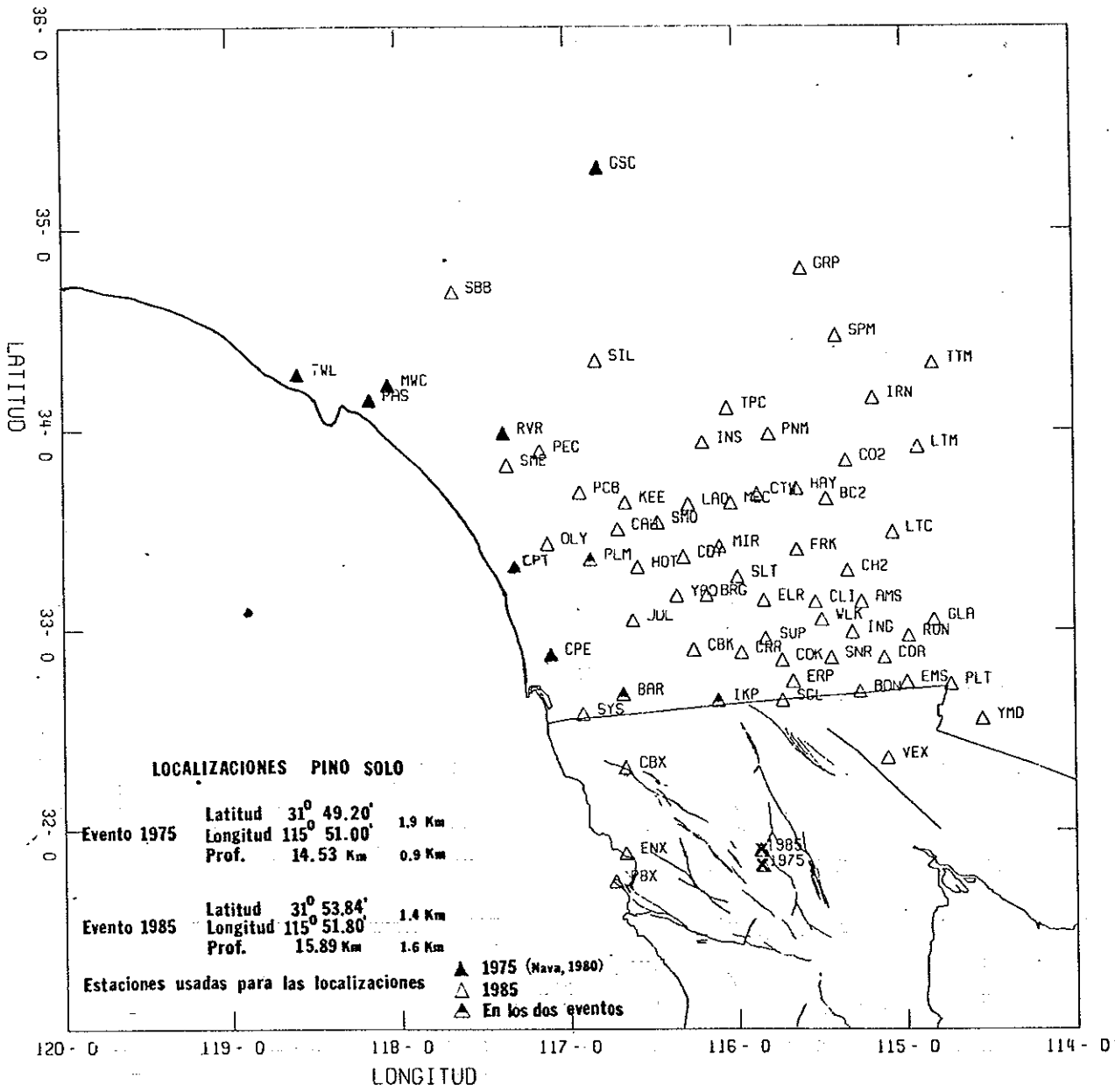


Fig.11 Localización de los eventos de Pino Solo de 1975 y 1985 así como de las estaciones sísmicas utilizadas para las respectivas localizaciones.

con magnitudes hasta de 4.1 (CALTECH/USGS). Sin embargo, debido a que durante este intervalo no se contó con estaciones locales que permitieran una buena resolución en la determinación de la profundidad focal, la localización de estas réplicas se hizo corriendo varias veces el programa HYPO71 con la profundidad focal fija, pero diferente en cada una de las corridas. Posteriormente, se hicieron corridas en las cuales el programa determinaba la profundidad. Como resultado de esto se observó que las mejores localizaciones corresponden a profundidades de alrededor de 16 km, siendo los errores de ± 4.6 km en profundidad y menores de ± 3.4 km para la horizontal.

Ocho días después del evento principal, se utilizaron datos de las estaciones portátiles en combinación con datos de algunas de las estaciones de RESNOR para la localización de las réplicas. En el caso de los registros digitales de estaciones portátiles no se tuvo un buen control de tiempo absoluto, por lo que se consideraron solamente las diferencias de tiempos $S-P$ para la localización de los hipocentros. El arribo de la onda P se leyó en la componente vertical y los de la onda S en los registros horizontales. Las estaciones K62, SMX, FSN, ISA y ADL proporcionaron registros analógicos y digitales, lo cual permitió que a las lecturas de P obtenidas de los analógicos se les sumara el intervalo $S-P$ de los digitales con el propósito de obtener el tiempo de arribo de la onda S . Las

localizaciones obtenidas para estos eventos se reportan en la Tabla III. Los errores estimados son hasta de ± 1.5 km, tanto para el epicentro como para la profundidad.

La figura 12 muestra un mapa con la distribución geográfica de los epicentros de las réplicas. La zona epicentral se encuentra ubicada en una de las partes más altas de la Sierra Juárez, aproximadamente a 37 km al este del poblado Real del Castillo (Ojos Negros).

Las figuras 13, 14 y 15 muestran la distribución de profundidades para diferentes perfiles (azimuts). Los perfiles y las figuras de topografía y mapas en 3D fueron graficados con ayuda de algoritmos facilitados por Alejandro Hinojosa (1985). Los perfiles 1, 2 y 3 son mostrados en las direcciones O-E, N-S y en una dirección que corta la zona de réplicas en una trayectoria NO-SE, respectivamente. En el último caso, se cortó a la región en una dirección en la cual parece existir una ligera tendencia de los epicentros y que a su vez concuerda con el rumbo obtenido en los mecanismos focales que se presentan posteriormente.

Como se observa en los perfiles, todos los eventos localizados tienen profundidades menores de 20 km. Es importante recordar que los epicentros de los eventos ocurridos durante los primeros siete días de réplicas se determinaron fijando la profundidad a 16 km, lo cual dió

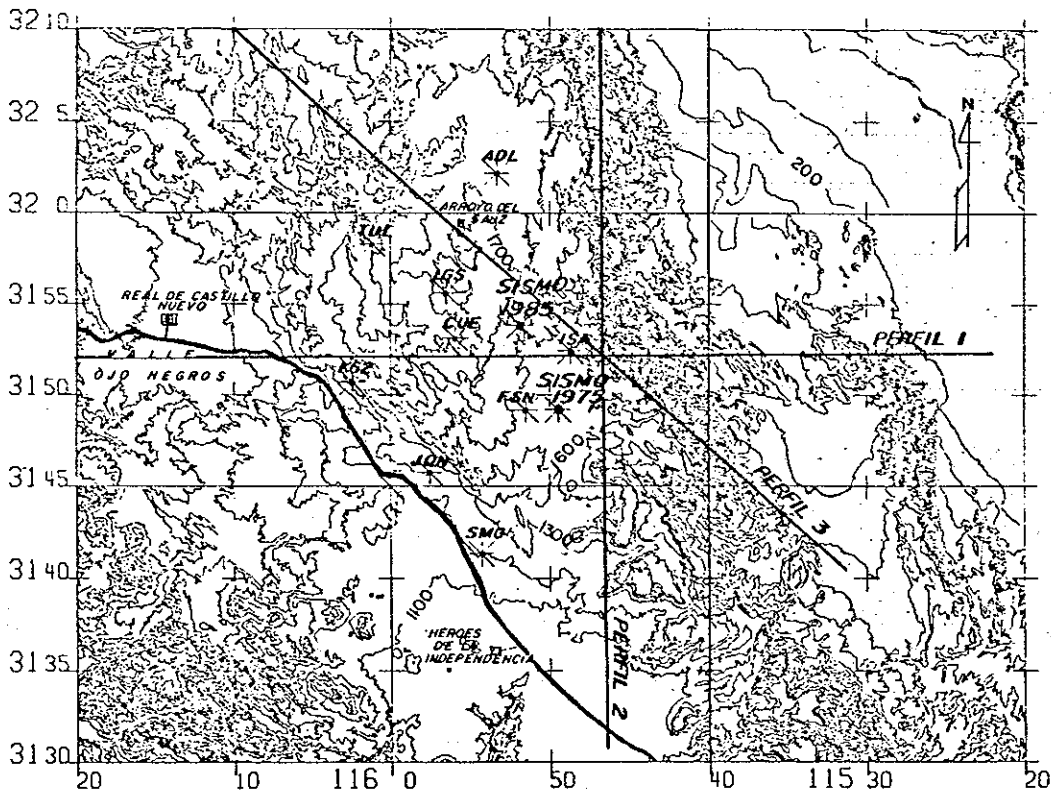
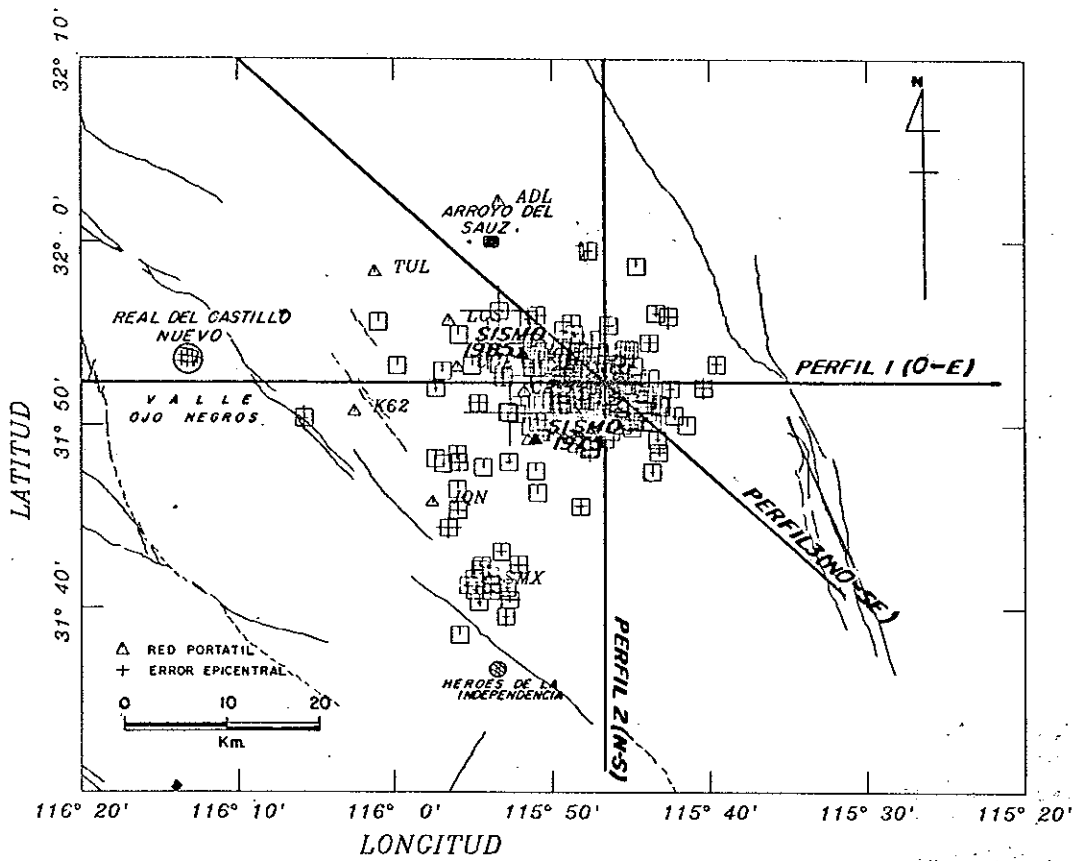


Fig.12 Localización de la zona de réplicas de Pino Solo de 1985. Las réctas en los mapas Indican tres perfiles que se muestran en figuras posteriores.

PERFIL I (O-E)

Punto de apoyo LATITUD 31 52.35 Azimuth 89.74
 LONGITUD 116 20.00 Distancia en Kms. 93.61

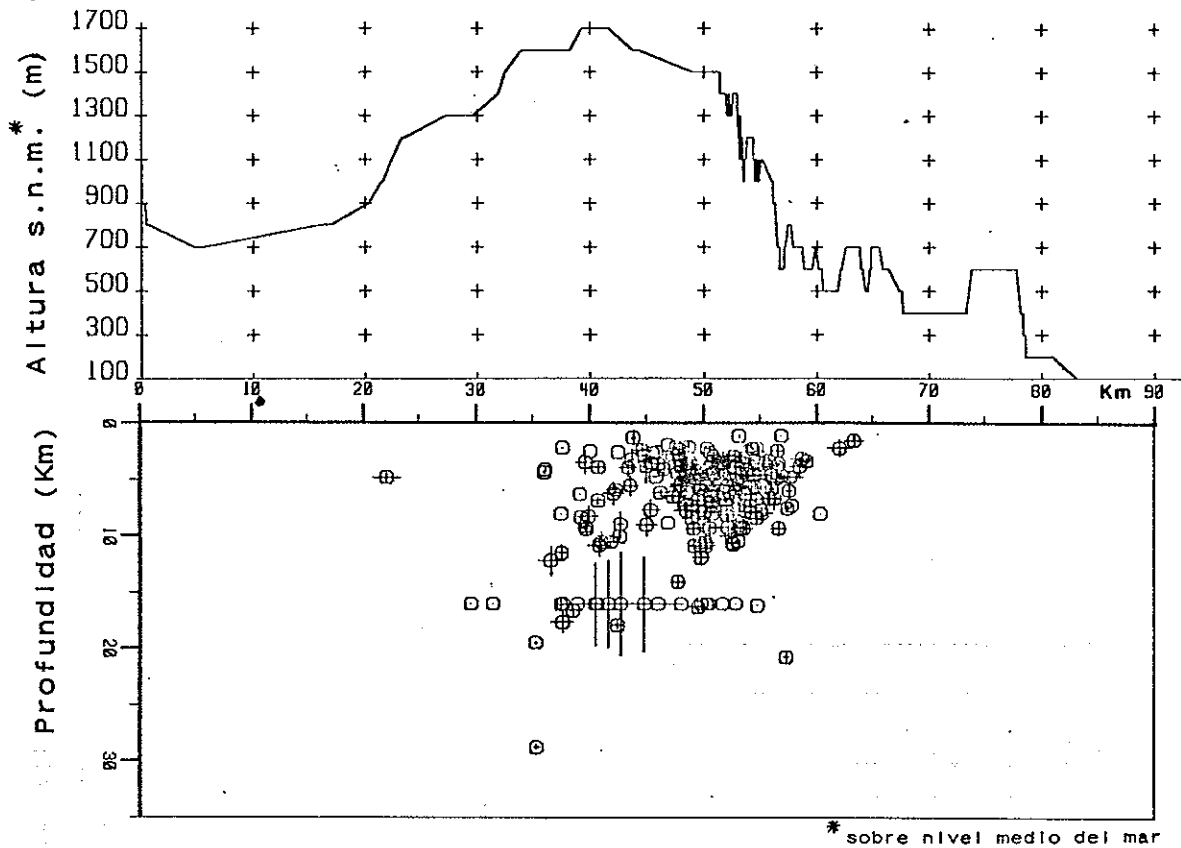


Fig.13 Perfil de hipocentros de las réplicas de Pino Solo de 1985, dirección oeste-este (ver fig 12).

PERFIL 2 (N-S)

Punto de apoyo LATITUD 32 9.70 Azimuth 183.92
 LONGITUD 115 47.18 Distancia en Kms. 73.47

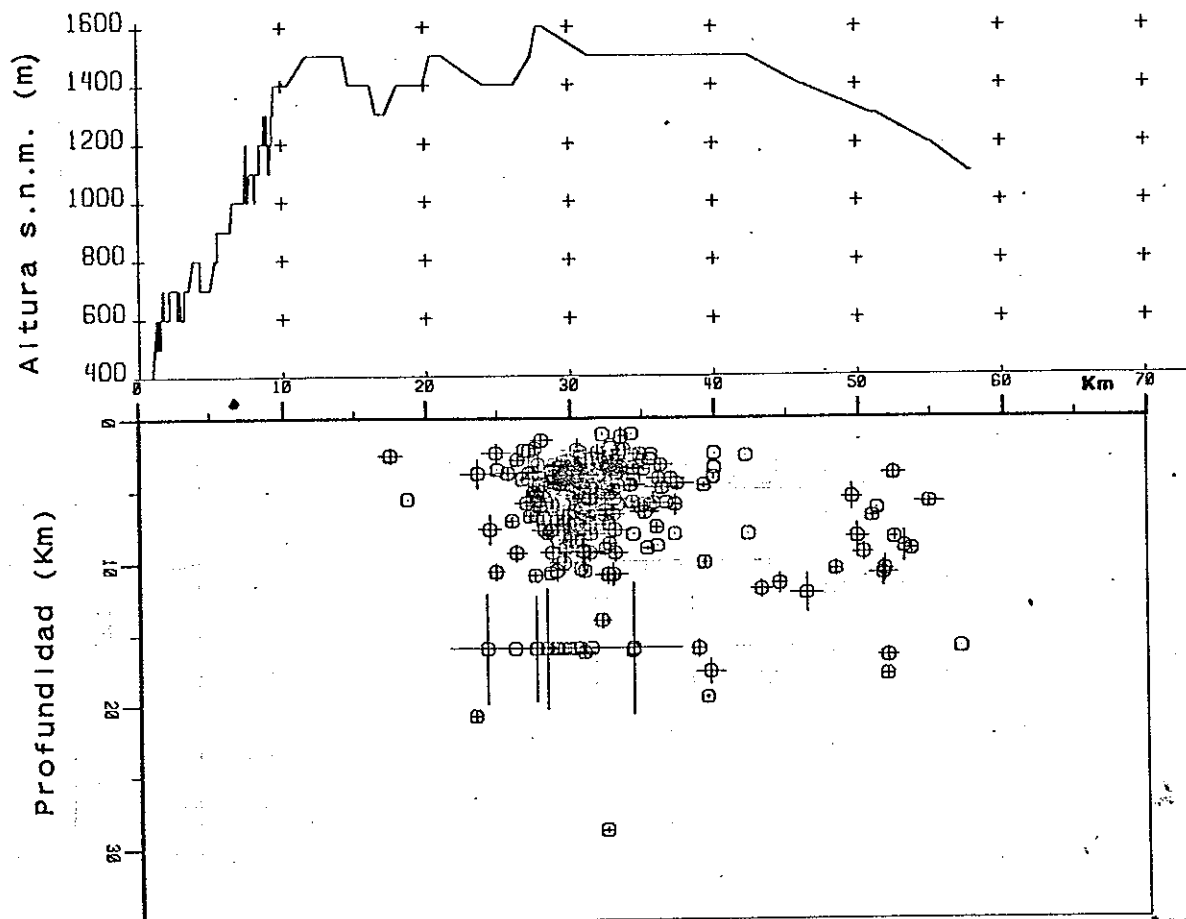


Fig.14 Perfil de hipocentros de las réplicas de Puno. Solo de 1985, dirección norte-sur (ver fig 12).

PERFIL 3 (NO-SE)

Punto de apoyo LATITUD 32 9.82 Azimuth 131.05
 LONGITUD 116 9.97 Distancia en Kms. 83.77

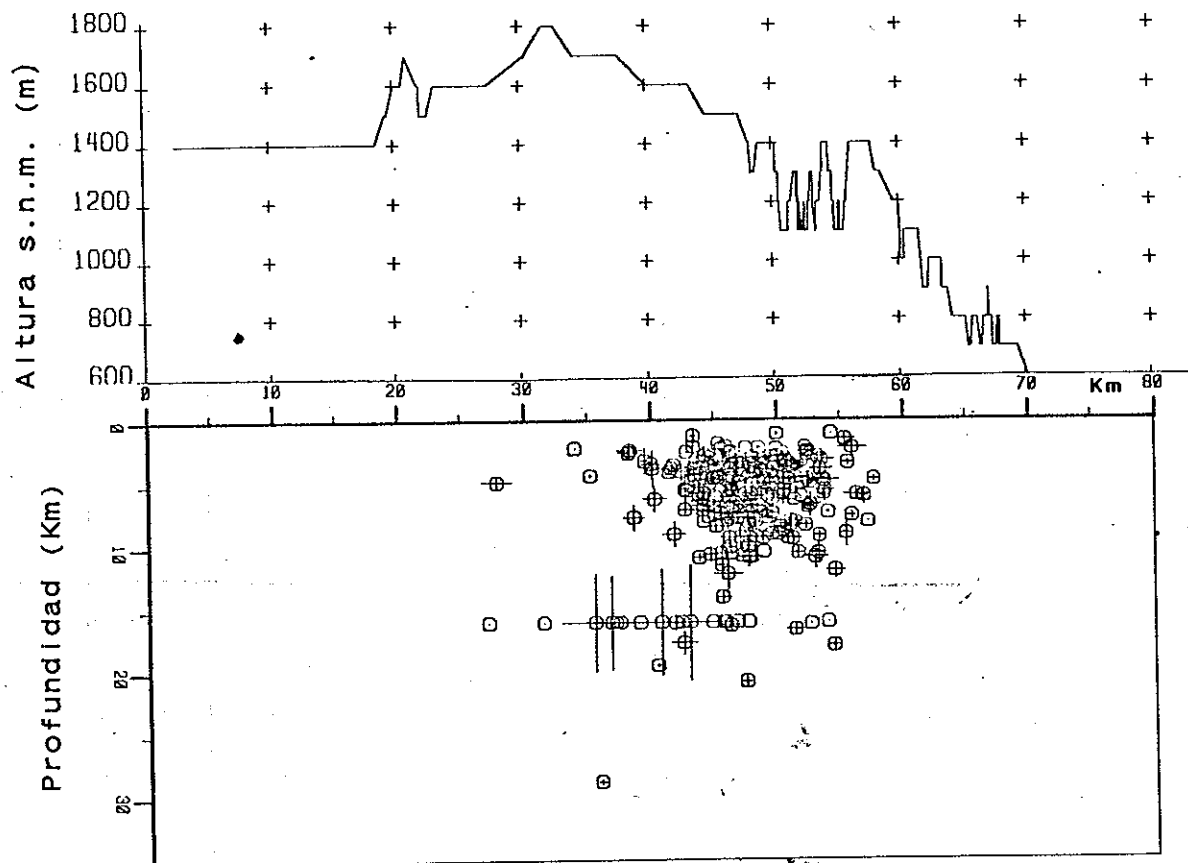


Fig.15 Perfil de hipocentros de las réplicas de Pino Solo de 1985, dirección noroeste-sureste (ver fig 12).

lugar a la línea de hipocentros a 16 km en estas figuras. Aún cuando la incertidumbre asociada con la determinación focal para estas réplicas es mayor que para el resto de los eventos estudiados, se decidió incluirlas por ser las réplicas de mayor magnitud registradas en forma analógica por las estaciones de RESNOR. Las figuras 12 a 15 muestran claramente que ni la distribución de epicentros ni los perfiles de profundidad muestran una tendencia definida. Sin embargo, en los perfiles de profundidad se nota una gran acumulación de hipocentros en un rango de profundidades de entre 2.5 y 10 km principalmente, en una área de alrededor de 20 km². Se observa también que la concentración de estos eventos se localiza por debajo de un cambio abrupto en la topografía (ver figura 16).

Las figuras 17 y 18 muestran el comportamiento de los residuos de los tiempos de llegada de las ondas P y S a las estaciones con respecto a la distancia epicentral y el azimut de las réplicas de Pino Solo de 1985. Los datos graficados corresponden a eventos que fueron localizados con cuatro o más estaciones. En las figuras 17a y 18a se nota el pobre cubrimiento azimutal hasta los 180°. Este rango lo cubre principalmente la estación ISA, y entre los azimuts 320° a 355° aproximadamente el cubrimiento lo representa la estación ADL. Las figuras 17b y 18b ilustran los residuos respecto a la distancia epicentral, observándose que éstos tienen un comportamiento aleatorio, sin alguna tendencia que

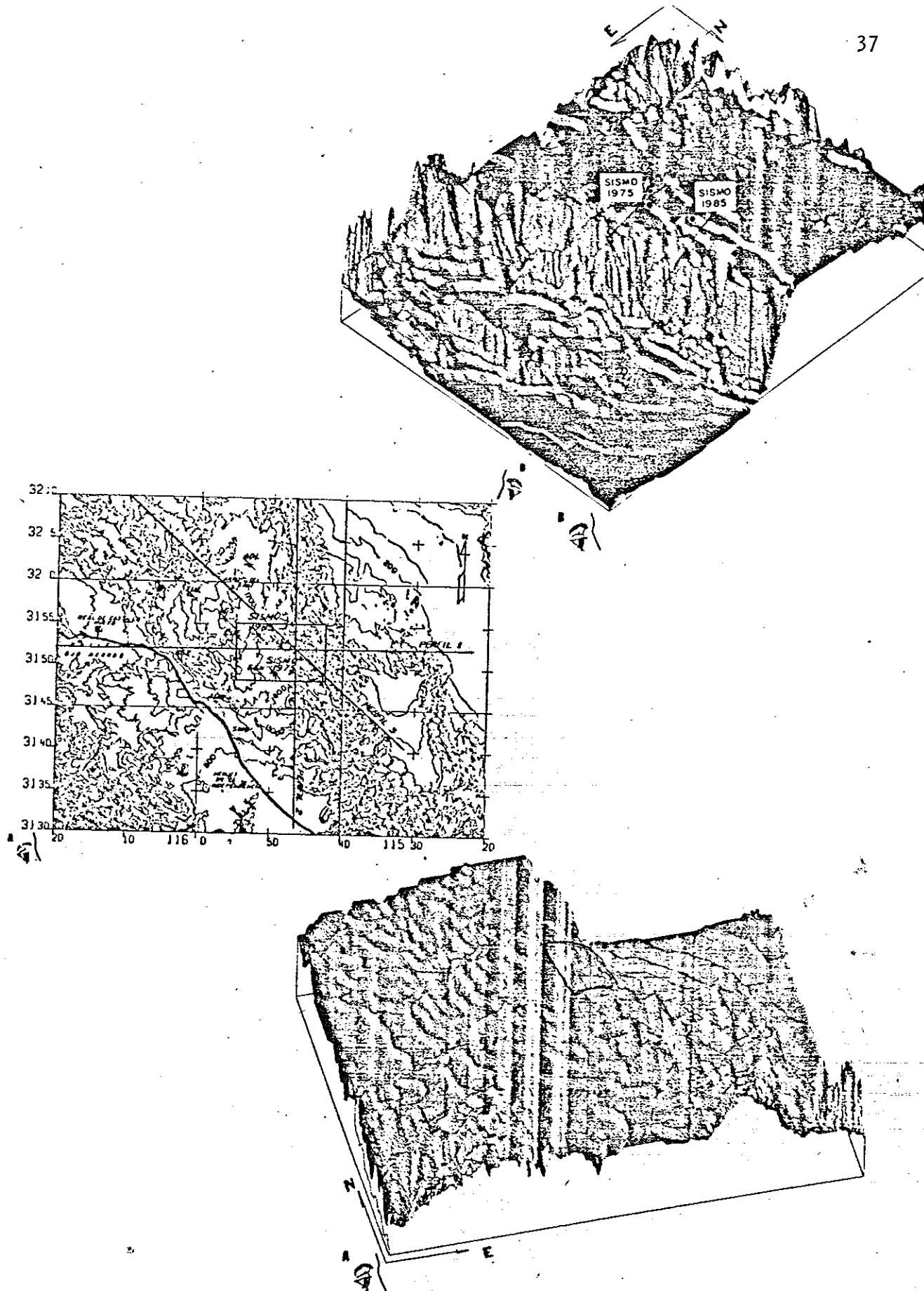


Fig.16 Región de Pino Solo en 3D mostrando el área de réplicas aquí estudiadas (recuadro) y los eventos de 1975 y 1985.

DESVIACION ESTANDAR=0.055

VARIANCIA =0.003

MEDIA= -0.006

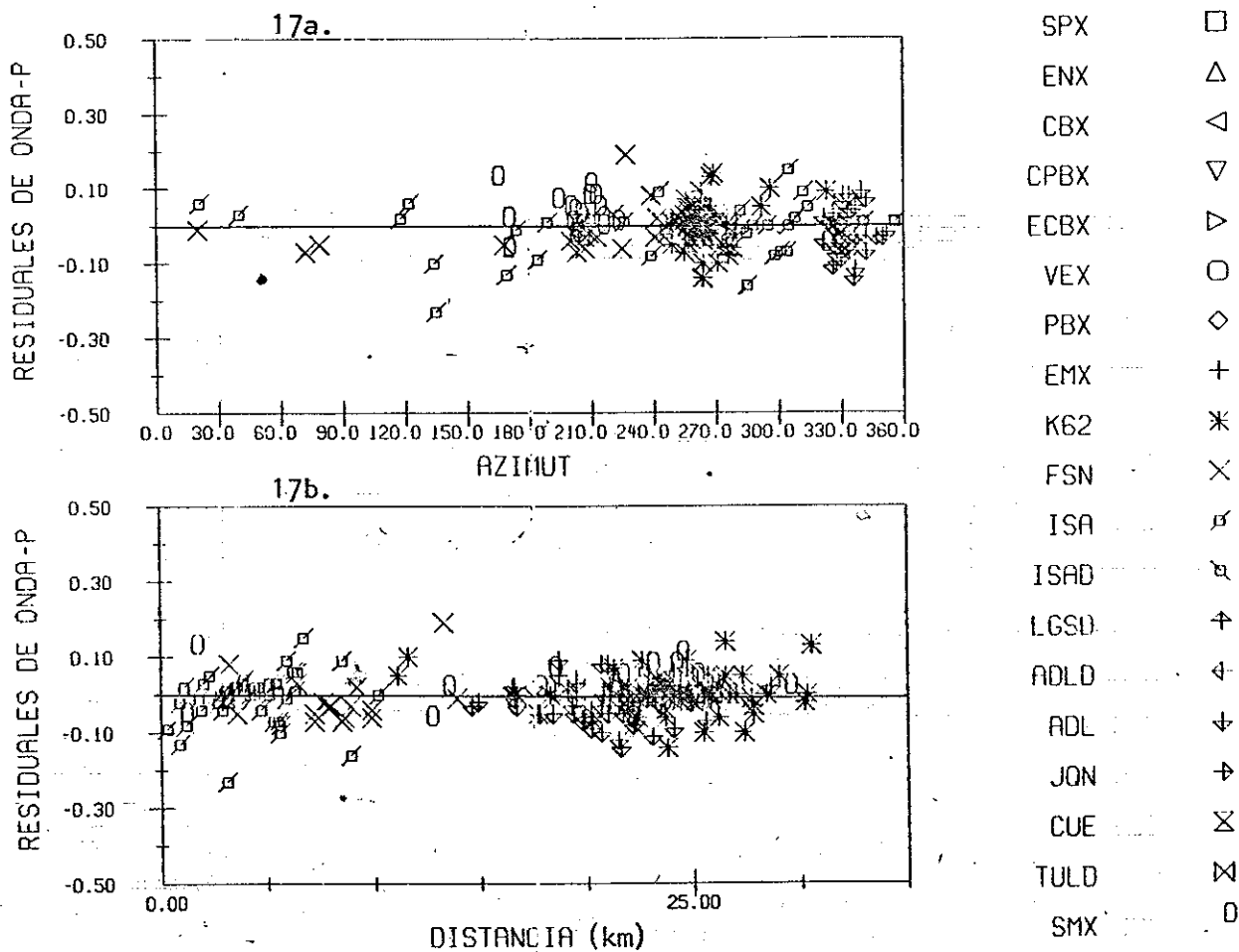


Fig.17. a.- Residuos de tiempos de llegada para las ondas P, en función del azimut para las réplicas de Pino Solo de 1985. b.- Residuos de tiempos de llegada para las ondas P en función de la distancia epicentral para las réplicas de Pino Solo de 1985.

DESVIACION ESTANDAR = 0.054

VARIANCIA= 0.003

MEDIA = 0.010

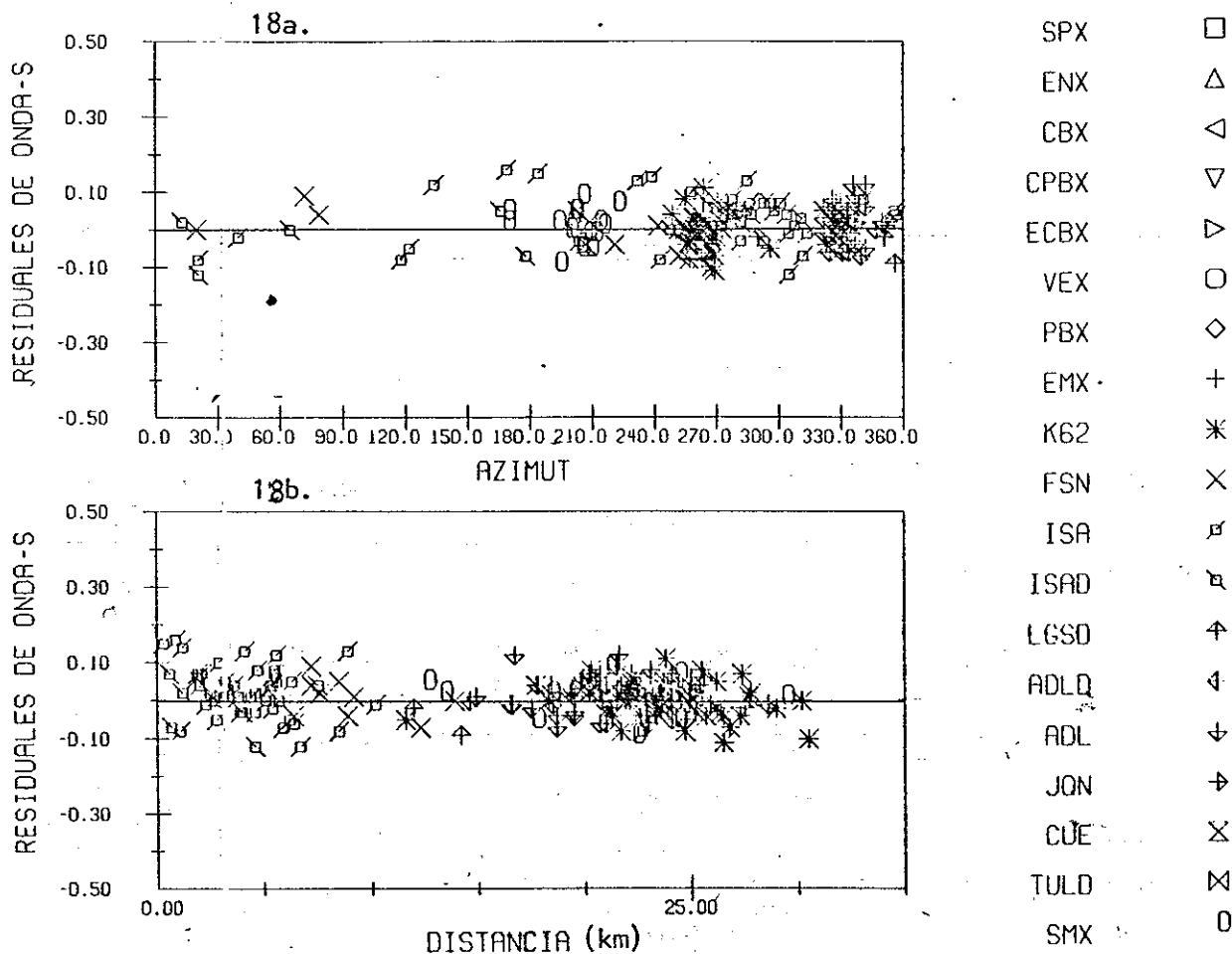


Fig.18 a.- Residuos de tiempos de llegada para las ondas S, en función del azimut para las réplicas de Pino Solo de 1985. b.- Residuos de tiempos de llegada para las ondas S en función de la distancia epicentral para las réplicas de Pino Solo de 1985.

pueda indicar inconsistencia en las lecturas de arribos de las ondas P o S .

El margen de error en los residuales son menores de ± 0.2 para la mayoría de las localizaciones. Dentro de ciertas consideraciones, tales como errores en la lectura de los arribos de las ondas, así como que el modelo de estructura empleado para las localizaciones no sea el más adecuado, los residuales se consideran aceptables. En las figuras 17 y 18 se anexa la desviación estándar, la variancia y la media de los datos empleados.

El área de réplicas y el terremoto mismo no están asociados a ninguna falla geológica conocida, tal y como lo menciona Nava (1980) para el evento de 1975. El notó una ligera tendencia de las réplicas analizadas en su estudio (20 réplicas); tal tendencia fue en la dirección $O 33 N$ aproximadamente. En el presente estudio se localizaron 270 réplicas, las cuales cubren parcialmente el área de epicentros determinada por Nava (1980) sin notarse una tendencia predominante (figura 19). Sin embargo, la gran actividad sísmica registrada hace evidente la existencia de una falla activa en el área. Hasta ahora, sin embargo, no ha sido posible mapearla superficialmente (Suárez, comunicación personal).

La localización epicentral para el evento de 1985, así

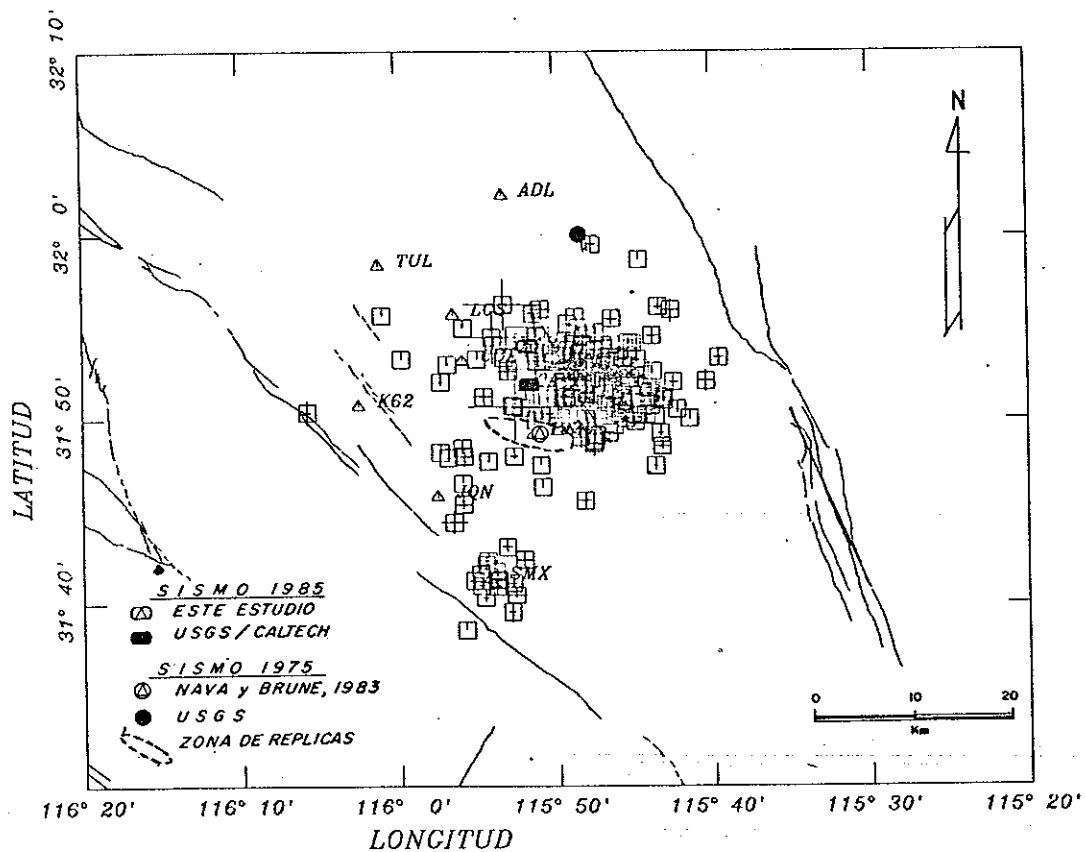


Fig.19 Localización del sismo de Pino Solo de 1985 y su zona de réplicas. Se incluyen las localizaciones del sismo de 1975 reportado por el USGS, el sismo de 1975 y su zona de réplicas de Nava y Brune 1983, así como el reportado por CALTECH/USGS para el sismo de 1985.

como su zona de réplicas, se muestra en la figura 19 junto con lo obtenido por Nava (1980) para el sismo de 1975. Se ilustra también el epicentro reportado por Caltech. La zona de réplicas del presente estudio se encuentra cargada hacia el este del evento principal, notándose como dicha zona cubre parcialmente lo reportado por Nava (1980).

Es de interés mencionar que durante el periodo de registro de la red temporal se detectaron algunos eventos que posteriormente fueron localizados en la vecindad del rancho Agua Blanca, lugar donde se tenía la estación SMX. Esta actividad sísmica está asociada a la falla San Miguel, y el hecho de que se hayan registrado durante toda la etapa de operación de la red temporal (figura 20), indica que son parte de la actividad microsísmica de fondo de la región.

II.6.- SOLUCION DEL PLANO DE FALLA

En la determinación del plano de falla se utiliza la información de primeros movimientos registrada en estaciones de RESNOR y de Caltech. Estos primeros movimientos se grafican sobre la superficie de una esfera de radio unitario y centrada en el hipocentro. Posteriormente estos datos son proyectados al plano ecuatorial de la esfera. La figura 21 es una proyección equiareal del hemisferio inferior de esta esfera focal.

Punto de apoyo LATITUD 32 9.70
 LONGITUD 115 47.18 Acimut 183.92

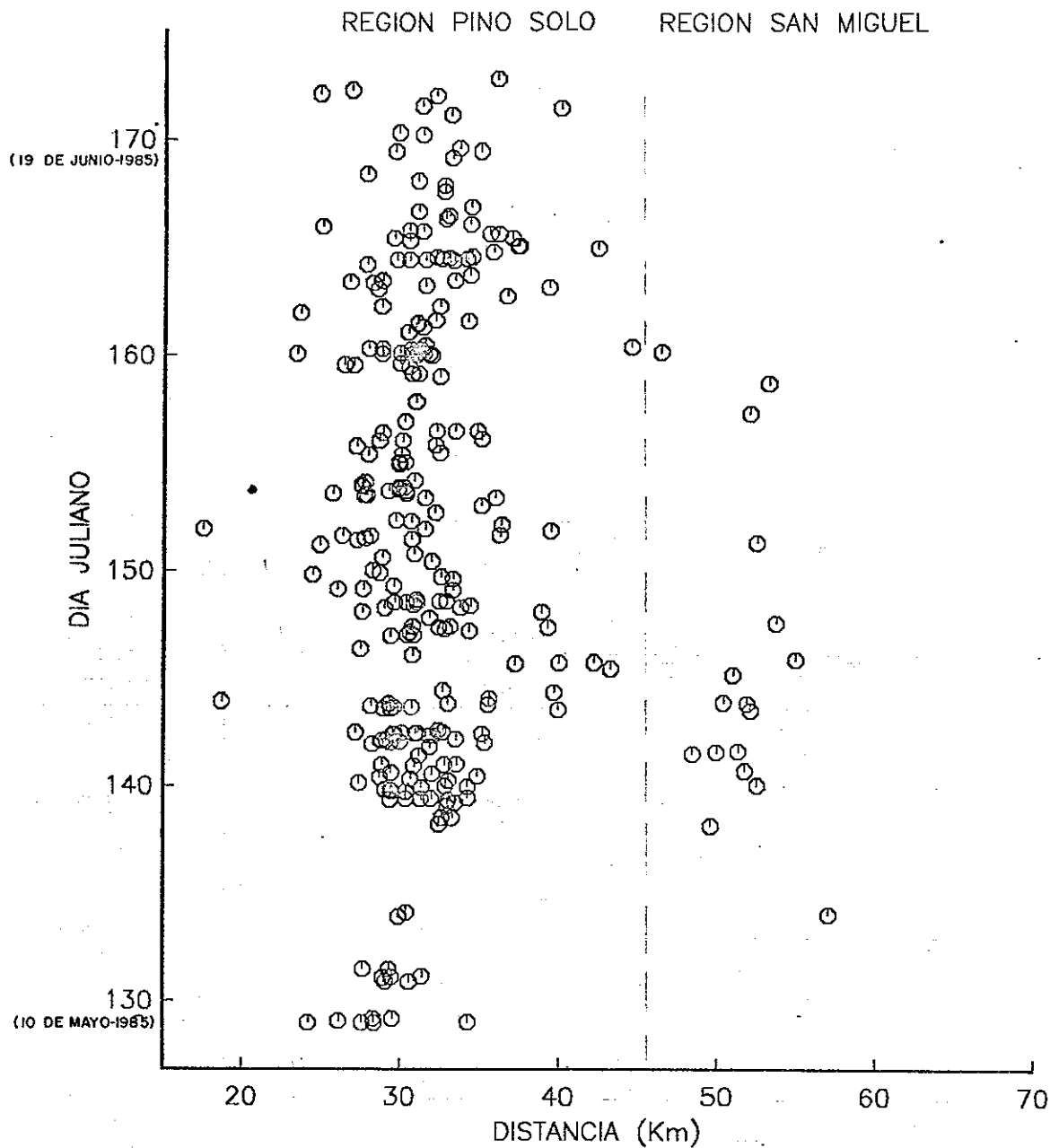


Fig.20 Gráfica que muestra la variación temporal y espacial de la actividad sísmica estudiada. Nótese la microsismicidad de la zona de San Miguel (corte similar al perfil 2 fig 14).

Bajo la suposición de que las réplicas tengan un mecanismo similar al del sismo principal se preparó el mecanismo focal compuesto mostrado en la figura 21. Para este caso se tomaron solamente las polaridades de los registros del evento principal y las réplicas más grandes.

Las polaridades graficadas muestran la existencia de dos planos nodales verticales con orientación N 28 E y N 52 O (figura 21). Se observa un comportamiento de falla de rumbo, concordante con la tectónica de la región y al sistema de fallas observadas en la superficie, principalmente la de San Miguel, se sugiere que el plano nodal con orientación N 52 O es el plano de falla.

Observando los perfiles corticales (figuras 13, 14 y 15) se nota claramente una gran acumulación de hipocentros a profundidades menores de 10 km. Esto motivó a realizar un mecanismo focal compuesto para la mayoría de las réplicas que se encontraron en un rango de profundidades de entre 1.5 y 10 km. El mecanismo resultante (figura 22) tiene un comportamiento similar al obtenido primeramente. En este caso, se nota un buzamiento de 50 al noroeste, el afallamiento es de rumbo y el plano de falla resultante tiene una orientación de N 46 O.

En este último mecanismo se nota una cierta tendencia en las polaridades en tres de los cuadrantes de la esfera,

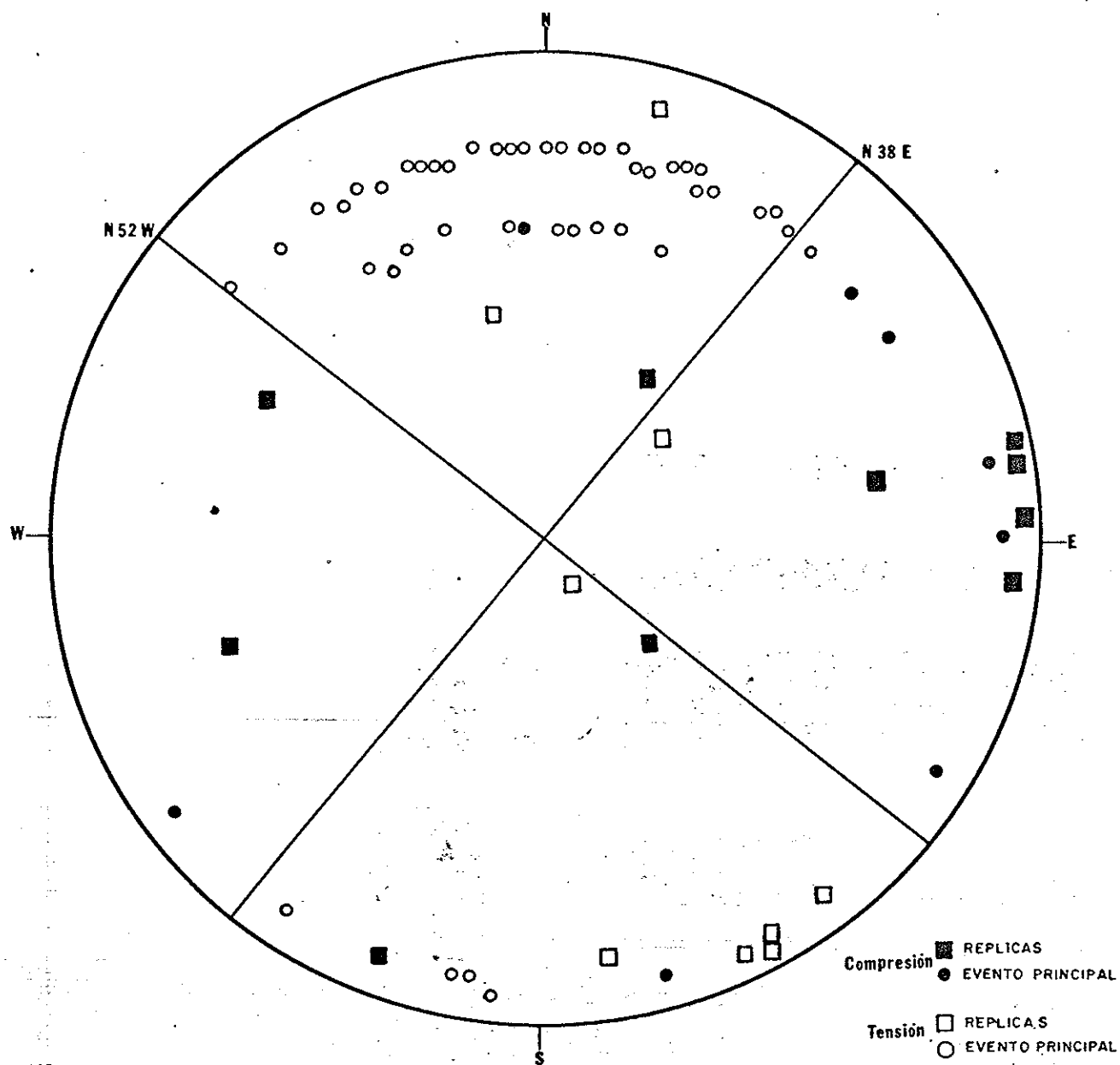


Fig.21 Mecanismo focal compuesto preparado en base a datos del sismo de Pino Solo de 1985 y sus réplicas más grandes. Los círculos representan al evento principal (● = compresión, ○ = tensión) y los cuadros a las réplicas más grandes (■ = compresión, □ = tensión).

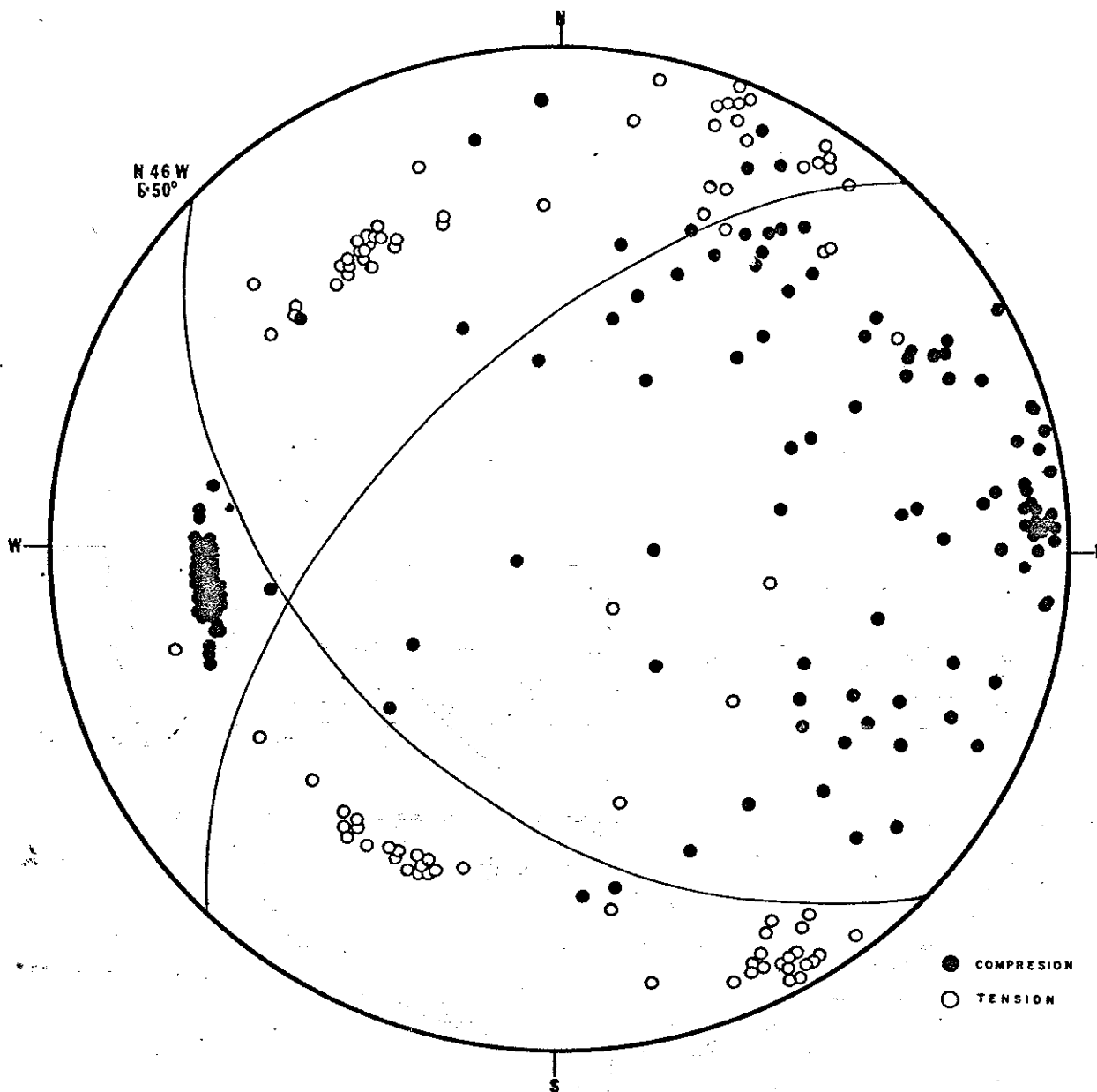


Fig.22 Mecanismo focal compuesto para las réplicas del evento de Pino Solo de 1985 que fueron localizadas en un rango de profundidad entre 1.5 y 10 Km. (● = compresión, ○ = tensión).

mientras que en el cuadrante resultante (compresión) se observa una gran dispersión en dichas polaridades. Las Inconsistencias observadas en las polaridades, así como la dispersión existente son atribuidas al hecho de que la mayoría de estas polaridades fueron registradas en la estación ISA, la cual estuvo más cercana a la región hipocentral (menos de 10 km).

TABLA III.- (Continuación).

DATO	ORIGEN	LAT N	LONG W	PROF.	MAG	NO	GAP	DMIN	RMS	ERH	ERZ	DM	
850525	332	39.07	31-41.75	115-53.88	6.82	5	204	0.9	0.01	0.4	0.2	C1	
850525	1042	54.59	31-45.59	115-48.17	11.07	6	269	0.4	0.04	0.7	0.6	C1	
850525	16	0	17.67	31-48.81	113-47.54	8.08	3	299	6.2	0.81		C1	
850525	1711	54.59	31-47.52	115-50.99	3.39	4	219	3.1	0.01			C1	
850525	1730	2.10	31-46.32	115-50.88	2.55	4	228	5.4	0.01			C1	
850526	138	15.65	31-52.17	115-45.87	5.83	5	317	4.0	0.03	1.0	0.4	C1	
850526	639	44.76	31-54.22	115-49.33	5.41	5	312	11.5	0.02	0.6	0.6	C1	
850527	014	34.85	31-52.16	115-45.26	4.48	6	306	9.9	0.03	0.5	1.5	C1	
850527	017	30.18	31-52.41	115-45.98	4.74	6	304	0.7	0.04	0.7	0.3	C1	
850527	314	5.34	31-52.96	115-56.88	4.28	5	311	11.3	0.03	0.9	0.4	C1	
850527	432	12.43	31-50.25	115-45.04	16.14	5	310	10.4	0.00	0.1	0.0	C1	
850527	624	41.16	31-51.11	115-45.76	3.17	5	308	9.7	0.02	0.7	0.4	C1	
850527	8	48.03	31-51.34	115-46.04	9.01	4	308	9.5	0.00			C1	
850527	824	51.79	31-47.47	115-43.65	4.61	6	312	12.8	0.02	0.4	0.2	C1	
850527	915	22.37	31-52.25	115-46.11	4.39	4	309	10.2	0.01			C1	
850527	944	51.68	31-51.14	115-48.97	7.72	5	297	5.4	0.03	1.1	0.5	C1	
850527	1324	15.63	31-49.33	115-54.58	9.12	5	310	2.0	0.01	0.4	0.3	C1	
850528	1913	44.16	31-51.66	115-46.14	4.04	5	308	9.6	0.02	0.7	0.3	C1	
850528	138	8.44	31-48.42	115-55.96	16.04	6	147	7.2	0.04	0.5	0.6	B1	
850528	146	36.05	31-54.10	115-48.53	10.86	5	307	10.2	0.02	0.3	0.3	C1	
850528	618	48.26	31-53.32	115-48.21	3.91	5	306	9.3	0.02	0.5	0.2	C1	
850528	7	8	13.21	31-50.54	115-45.06	2.12	5	310	10.5	0.01	0.4	0.2	C1
850528	821	26.02	31-50.62	115-52.21	3.87	5	246	2.9	0.03	0.8	0.8	C1	
850528	958	16.75	31-52.00	115-42.50	3.88	6	318	15.1	0.06	1.0	0.5	C1	
850528	1245	9.93	31-52.95	115-47.76	6.99	5	306	9.3	0.02	0.5	0.9	C1	
850528	1246	14.85	31-52.95	115-47.76	6.99	5	302	7.6	0.01	0.2	0.1	C1	
850528	1253	46.83	31-52.35	115-44.38	3.24	6	314	12.7	0.06	0.9	0.5	C1	
850528	1312	42.44	31-51.29	115-45.66	2.96	4	309	10.0	0.00			C1	
850528	1318	5.73	31-51.26	115-49.37	2.52	5	296	5.1	0.01	0.2	0.4	C1	
850528	15	3	10.11	31-52.24	115-48.30	5.42	4	302	7.6	0.00	0.5	0.2	C1
850529	2	3	11.67	31-50.89	115-46.59	2.79	6	264	4.3	0.03	0.4	0.3	C1
850529	314	24.13	31-54.96	115-48.57	7.06	6	292	4.7	0.02	0.4	0.3	C1	
850529	324	43.53	31-54.06	115-48.25	5.68	6	297	3.1	0.05	0.8	0.5	C1	
850529	628	9.98	31-52.86	115-45.68	7.28	6	311	4.0	0.01	0.2	0.1	C1	
850529	1448	59.03	31-51.12	115-50.53	3.55	6	147	3.8	0.04	0.4	0.9	B1	
850529	1657	8.69	31-51.38	115-48.99	4.51	5	233	2.1	0.02	0.9	0.4	C1	
850529	1943	30.76	31-55.95	115-50.96	7.64	6	269	7.5	0.05	0.8	1.0	C1	
850529	2137	31.08	31-53.34	115-45.69	2.74	6	312	5.0	0.07	1.3	0.8	C1	
850529	2356	15.28	31-53.78	115-48.82	5.03	6	279	2.6	0.04	0.7	0.3	C1	
850530	1017	5.28	31-51.78	115-49.37	2.22	6	158	1.6	0.03	0.3	0.5	B1	
850530	1450	33.00	31-53.48	115-49.47	4.32	6	251	2.4	0.03	0.7	0.3	C1	
850530	1834	47.63	31-52.22	115-46.67	9.20	5	279	3.1	0.05	1.5	1.2	C1	
850531	443	15.71	31-55.78	115-51.43	2.30	6	268	1.0	0.08	0.8	0.5	C1	
850531	723	49.91	31-49.94	115-53.87	3.83	5	314	6.4	0.01	0.4	0.5	C1	
850531	10	6	56.36	31-54.09	115-45.09	6.73	6	195	1.7	0.03	0.4	0.6	C1
850531	11	4	13.93	31-52.58	115-49.76	2.68	5	217	3.0	0.03	0.8	0.7	C1
850531	1130	31.48	31-54.82	115-48.95	6.72	6	323	14.4	0.04	0.8	0.5	C1	
850531	1448	13.21	31-53.32	115-39.58	1.45	7	318	8.5	0.05	0.7	0.6	C1	
850531	15	9	37.47	31-54.51	115-43.83	9.29	5	248	6.6	0.03	0.8	0.5	C1
850531	1522	36.69	31-49.28	115-46.62	3.18	5	141	9.3	0.00	0.1	0.1	C1	
850531	2019	28.74	31-48.18	115-57.34	19.44	5	155	1.4	0.01	0.1	0.1	C1	
850531	2217	0.20	31-52.01	115-49.41	2.72	6	325	13.0	0.04	0.8	0.5	C1	
850531	2222	52.41	31-59.50	115-47.67	2.49	6	305	5.2	0.07	1.2	0.4	C1	
850601	320	2.37	31-50.37	116-5.74	4.76	5	298	3.2	0.02	0.6	0.3	C1	
850601	646	20.62	31-52.32	115-46.63	3.76	6	119	4.2	0.06	0.9	1.0	B1	
850601	8	4	25.76	31-53.12	115-51.19	8.99	5	159	1.9	0.02	0.6	0.5	C1
850602	050	2.54	31-50.08	115-48.11	15.91	4	284	4.5	0.09			C1	
850602	9	4	6.16	31-51.93	115-48.10	4.81	5	288	1.3	0.02	0.7	0.2	C1
850602	928	47.86	31-49.24	115-43.33	7.52	6	308	10.2	0.01	0.3	0.3	C1	
850602	1232	43.41	31-53.86	115-46.91	4.67	6	259	3.9	0.03	0.7	0.4	C1	
850602	1234	55.33	31-54.06	115-48.85	5.26	5	199	3.1	0.01	0.3	0.3	C1	
850602	1416	41.11	31-55.16	115-49.26	3.74	5	196	5.2	0.02	0.8	0.5	C1	
850602	1432	20.14	31-52.55	115-47.84	5.49	6	284	1.3	0.04	0.7	0.5	C1	
850602	1657	48.17	31-52.60	115-48.13	4.89	5	272	0.9	0.03	0.9	0.3	C1	
850602	17	0	10.96	31-53.09	115-46.58	3.32	5	281	3.5	0.04	1.0	0.5	C1
850602	19	4	45.91	31-52.82	115-47.70	3.81	6	270	1.7	0.01	0.3	0.4	C1
850602	2042	2.63	31-52.68	115-47.16	3.49	5	290	2.4	0.03	0.7	0.3	C1	
850602	2045	41.14	31-52.70	115-45.74	3.46	5	296	4.6	0.02	0.6	0.3	C1	
850602	2146	20.33	31-54.12	115-48.87	2.01	5	199	3.2	0.01	0.2	0.5	C1	
850602	2314	36.94	31-54.01	115-46.49	5.04	5	264	4.5	0.01	0.2	0.2	C1	
850603	212	23.60	31-53.98	115-47.82	4.90	6	234	3.2	0.01	0.2	0.1	C1	
850603	417	39.01	31-52.23	115-46.93	3.60	7	268	2.7	0.05	0.7	0.3	C1	
850603	2226	5.13	31-52.79	115-47.64	6.33	6	273	1.8	0.03	0.4	0.3	C1	
850604	058	24.39	31-52.88	115-48.76	7.22	7	192	0.9	0.09	1.1	0.9	C1	
850604	058	59.93	31-52.60	115-47.64	7.38	5	285	1.6	0.01	0.2	0.2	C1	
850604	9	6	17.97	31-53.86	115-47.68	6.88	5	240	3.1	0.03	0.9	0.6	C1
850604	944	0.78	31-52.75	115-47.98	7.91	7	265	1.2	0.08	1.0	0.7	C1	
850604	1122	36.17	31-51.44	115-48.84	6.32	7	289	2.0	0.08	1.0	0.6	C1	
850604	1837	56.33	31-54.48	115-51.22	3.72	7	146	5.6	0.08	0.6	1.5	B1	
850604	1947	51.28	31-51.54	115-47.61	5.97	7	291	2.3	0.08	1.0	0.5	C1	
850605	046	49.47	31-53.40	115-46.36	10.70	6	277	4.1	0.00	0.0	0.0	C1	
850605	048	45.60	31-52.62	115-46.73	8.11	6	292	3.1	0.06	1.0	0.8	C1	
850605	224	57.12	31-50.17	115-50.90	3.48	7	233	5.4	0.02	0.3	0.2	C1	
850605	927	21.95	31-53.25	115-45.60	4.15	6	288	5.1	0.04	0.8	0.4	C1	
850605	1130	42.49	31-50.88	115-45.55	2.42	6	381	6.6	0.04	0.8	0.5	C1	
850605	1131	24.10	31-50.88	115-47.83	2.13	5	292	3.1	0.01	0.2	0.1	C1	
850605	1131	58.99	31-51.42	115-46.85	1.03	5	297	4.5	0.00	0.0	0.1	C1	
850605	2224	42.96	31-52.70	115-49.29	5.29	7	142	1.1	0.07	1.0	0.9	C1	

TABLA III.- (Continuación).

DATO	ORIGEN	LAT N	LONG W	PROF.	MAG	NO	GAP	DMIN	RMS	ERH	ERZ	QM	
850606	657	41.88	31-41.13	115-52.01	17.89	6	302	21.9	0.02	0.4	0.4	C1	
850606	2011	32.01	31-52.15	115-46.39	5.40	7	294	3.6	0.07	0.9	0.5	C1	
850607	1612	28.03	31-40.48	115-52.65	8.93	5	305	22.9	0.01	0.3	1.1	C1	
850608	035	8.64	31-51.37	115-47.08	3.91	6	293	3.1	0.04	0.9	0.2	C1	
850608	326	52.93	31-52.33	115-46.91	3.43	6	292	2.8	0.01	0.2	0.1	C1	
850608	327	39.95	31-52.13	115-47.52	4.22	7	298	1.9	0.06	0.8	0.2	C1	
850608	1046	2.93	31-52.35	115-45.44	7.34	5	298	5.1	0.02	0.5	0.7	C1	
850608	1238	47.31	31-54.40	115-48.23	5.81	6	219	3.7	0.05	0.8	0.9	C1	
850608	1313	14.41	31-54.69	115-47.40	2.79	5	237	4.6	0.02	0.6	0.3	C1	
850608	15	6	23.14	31-52.74	115-46.87	6.66	7	288	2.9	0.07	0.9	0.6	C1
850608	2329	14.58	31-51.49	115-43.90	2.37	5	304	7.7	0.02	0.6	0.5	C1	
850609	050	33.07	31-52.20	115-47.69	9.25	10	151	1.6	0.13	1.2	1.1	C1	
850609	059	13.93	31-52.26	115-46.12	7.05	5	295	4.0	0.01	0.4	0.2	C1	
850609	1	8	31.12	31-51.76	115-46.14	5.40	5	271	4.2	0.01	0.3	0.2	C1
850609	1	4	57.05	31-53.56	115-50.25	3.97	10	295	3.3	0.22	1.0	0.7	81
850609	114	34.50	31-52.05	115-45.72	6.18	7	297	4.7	0.06	0.9	0.6	C1	
850609	142	46.87	31-56.07	115-43.41	20.75	5	285	10.7	0.01	0.3	0.4	C1	
850609	230	28.51	31-51.80	115-44.79	7.98	5	301	6.2	0.03	1.0	0.5	C1	
850609	234	32.85	31-52.55	115-43.82	3.52	5	303	7.6	0.01	0.2	0.1	C1	
850609	310	30.11	31-44.39	115-56.51	12.16	6	281	15.0	0.06	1.1	1.3	C1	
850609	553	41.14	31-52.32	115-45.98	3.90	6	296	4.4	0.03	0.5	0.2	C1	
850609	559	19.68	31-51.97	115-46.25	3.89	6	295	3.9	0.02	0.5	0.2	C1	
850609	656	25.01	31-53.31	115-45.99	9.27	6	283	4.5	0.05	0.8	0.7	C1	
850609	7	9	16.23	31-53.79	115-46.61	6.00	7	266	4.1	0.07	1.0	0.7	C1
850609	920	34.36	31-45.37	115-55.92	11.47	6	272	14.3	0.03	0.5	0.7	C1	
850609	1046	53.88	31-51.78	115-45.18	5.54	7	295	6.4	0.08	1.2	0.8	C1	
850610	119	40.81	31-52.45	115-46.87	6.00	6	292	2.0	0.05	0.5	0.2	C1	
850610	658	9.78	31-51.98	115-47.44	7.35	7	290	2.1	0.09	1.1	0.7	C1	
850610	11	7	12.88	31-52.27	115-49.11	4.56	5	192	0.8	0.00	0.2	0.1	C1
850610	1131	25.12	31-52.13	115-46.90	3.29	5	292	2.8	0.04	1.2	0.4	C1	
850610	1337	16.33	31-50.26	115-44.23	4.56	6	305	0.0	0.04	0.6	0.2	C1	
850610	1451	48.04	31-51.35	115-43.98	4.87	6	304	7.6	0.06	1.0	0.4	C1	
850610	2231	32.02	31-55.91	115-42.65	3.76	5	291	11.5	0.24	1.2	1.0	C1	
850611	6	8	15.59	31-53.33	115-46.19	5.80	6	281	4.2	0.03	0.5	0.4	C1
850611	642	39.75	31-51.16	115-43.13	4.71	7	306	8.9	0.10	1.2	0.6	C1	
850611	1015	13.58	31-49.12	115-47.44	5.80	6	295	6.4	0.08	0.0	0.0	C1	
850612	133	23.22	31-53.43	115-45.42	7.93	6	287	5.4	0.03	0.4	0.3	C1	
850612	343	36.59	31-48.00	115-52.69	10.00	5	250	10.3	0.01	0.2	0.4	C1	
850612	528	44.76	31-51.71	115-44.11	4.88	6	303	7.3	0.01	0.2	0.1	C1	
850612	8	0	47.82	31-53.71	115-47.53	6.90	5	247	3.0	0.02	0.3	0.5	C1
850612	931	51.77	31-54.54	115-47.94	4.17	5	227	4.1	0.01	0.2	0.2	C1	
850612	1046	8.97	31-53.23	115-44.80	7.67	5	295	6.3	0.01	0.3	0.2	C1	
850612	1143	10.91	31-50.82	115-45.98	4.67	7	299	5.3	0.05	0.6	0.2	C1	
850612	1714	15.32	31-50.25	115-45.88	3.38	7	300	5.9	0.06	0.7	0.3	C1	
850613	5	2	25.00	31-53.80	115-45.34	5.73	6	282	5.8	0.06	1.0	0.9	C1
850613	913	52.37	31-50.73	115-43.92	3.75	6	305	8.1	0.06	1.0	0.4	C1	
850613	1012	28.12	31-52.04	115-40.41	2.13	5	313	13.0	0.04	1.1	0.8	C1	
850613	1022	9.50	31-51.76	115-44.98	4.12	6	300	5.9	0.02	0.3	0.1	C1	
850613	1026	41.18	31-52.72	115-44.63	3.52	6	300	6.4	0.04	0.8	0.5	C1	
850613	1111	52.28	31-51.24	115-45.75	4.94	6	298	5.1	0.03	0.4	0.2	C1	
850613	1118	5.62	31-50.35	115-45.15	4.59	7	302	6.7	0.09	1.1	0.5	C1	
850613	1222	35.21	31-50.92	115-44.39	6.62	6	303	7.4	0.05	0.8	0.7	C1	
850613	1313	27.72	31-51.52	115-46.97	3.07	5	293	3.1	0.03	0.8	0.5	C1	
850613	1352	34.73	31-50.17	115-44.82	4.28	4	303	7.3	0.00			C1	
850613	1922	58.51	31-49.68	115-47.52	5.84	7	294	5.5	0.08	1.0	0.8	C1	
850613	2235	33.81	31-46.54	115-55.93	8.00	3	268	12.9	0.01			C1	
850614	151	38.79	31-48.53	115-43.24	5.95	6	318	11.2	0.02	0.3	0.7	C1	
850614	2	4	7.82	31-48.72	115-47.61	4.48	6	292	7.0	0.07	1.2	0.5	C1
850614	753	9.48	31-52.55	115-48.65	7.31	7	206	0.3	0.09	1.1	0.8	C1	
850614	1013	58.51	31-49.01	115-48.41	4.13	7	282	6.3	0.07	1.0	0.5	C1	
850614	1019	35.72	31-53.00	115-48.90	2.92	5	185	1.3	0.01	0.3	0.2	C1	
850614	1516	45.07	31-49.47	115-48.50	4.13	7	278	5.4	0.05	0.8	0.3	C1	
850614	1521	8.88	31-49.66	115-46.25	6.00	4	300	6.3	0.00			C1	
850614	1840	17.00	31-51.97	115-46.72	6.72	7	293	3.2	0.03	0.4	0.2	C1	
850614	1859	33.31	31-52.48	115-47.47	6.94	7	289	1.9	0.05	0.6	0.4	C1	
850614	2320	51.59	31-55.52	115-48.74	3.47	4	209	5.7	0.01			C1	
850615	221	16.76	31-50.20	115-44.22	5.77	5	305	8.1	0.01	0.2	0.3	C1	
850615	817	55.48	31-51.12	115-45.87	5.08	5	298	5.0	0.02	0.7	0.3	C1	
850615	1136	32.39	31-51.00	115-45.50	3.57	7	300	5.0	0.06	0.7	0.3	C1	
850615	1635	22.44	31-52.01	115-44.94	4.43	6	300	5.9	0.04	0.6	0.3	C1	
850615	2132	11.92	31-50.00	115-41.47	0.00	3	312	12.2	0.07			C1	
850616	1415	42.23	31-51.17	115-45.89	8.67	6	298	4.9	0.03	0.5	0.3	C1	
850616	2113	50.27	31-51.01	115-43.10	7.27	6	307	9.1	0.01	0.1	0.1	C1	
850616	1415	42.23	31-51.17	115-45.89	8.67	6	298	4.9	0.03	0.5	0.3	C1	
850616	2113	50.27	31-51.01	115-43.10	7.27	6	307	9.1	0.01	0.1	0.1	C1	
850617	242	53.95	31-52.08	115-45.89	5.10	5	296	4.4	0.01	0.2	0.1	C1	
850617	946	12.28	31-54.19	115-52.82	3.14	7	150	6.2	0.04	0.3	1.0	81	
850618	415	28.14	31-50.90	115-45.69	3.73	7	299	5.5	0.09	1.0	0.4	C1	
850618	1114	57.49	31-52.90	115-46.49	9.99	6	287	3.5	0.06	1.0	0.8	C1	
850618	1133	32.31	31-49.87	115-44.93	2.85	6	303	7.5	0.04	0.6	0.3	C1	
850618	1430	33.89	31-50.69	115-46.25	3.20	7	298	5.0	0.08	1.0	0.4	C1	
850619	524	10.84	31-51.97	115-46.72	5.52	5	293	3.2	0.03	1.0	0.4	C1	
850619	745	42.71	31-52.76	115-46.28	2.88	6	293	3.8	0.06	1.0	0.6	C1	
850620	3	6	55.17	31-50.95	115-45.82	9.30	6	299	5.2	0.05	0.9	0.6	C1
850620	1056	57.23	31-47.71	115-54.32	2.39	4	247	12.5	0.01			C1	
850620	1337	24.89	31-52.05	115-48.57	4.78	5	277	0.6	0.01	0.1	0.1	C1	
850621	1	5	16.87	31-51.60	115-46.39	4.88	4	285	1.6	0.01		C1	
850621	312	18.24	31-55.45	115-46.42	10.61	6	253	6.6	0.04	0.6	0.6	C1	
850621	658	49.14	31-54.94	115-55.87	2.11	4	144	12.3	0.91			D1	
850621	1959	5.58	31-49.61	115-50.00	8.80	4	325	5.6	0.02			C1	

III. MAGNITUD LOCAL.

III.1.- ANTECEDENTES.

Un parámetro muy importante de los terremotos es aquel que se usa para cuantificar su tamaño. Con este fin, se han definido los conceptos de intensidad y magnitud. La magnitud de un sismo es una medida de la energía liberada por la fuente, mientras que la intensidad es una medida de la destrucción resultante en un lugar dado. Por lo tanto, a un sismo se le asocia una sola magnitud, mientras que la intensidad puede variar de estación a estación.

Las isosistas o líneas de intensidad son las que separan regiones de distinta intensidad sobre un mapa. Las irregularidades de las isosistas reflejan las diferencias geológicas más notables del terreno.

Las dificultades para obtener una cierta exactitud en la medida de la intensidad máxima dio como resultado que se buscara otro parámetro que fuera más objetivo para medir el tamaño de un terremoto. Richter (1935) introdujo el término magnitud como una medida de la energía liberada de un sismo. La magnitud es por tanto una medida cuantitativa derivada de las ondas producidas por un terremoto y observada en los registros obtenidos con el auxilio de un sismógrafo. La creación de la escala de magnitud está ligada al nombre de

C. F. Richter (1935,1958) y a sus Investigaciones sobre terremotos locales del suroeste de California. La relación propuesta por Richter (1935) para calcular la magnitud local es la siguiente:

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

donde A es la máxima amplitud (en milímetros) medida a partir del nivel cero del registro de un sismógrafo Wood-Anderson (período $T_0=0.8$ Seg, amplificación $V=2800$ y un factor de amortiguamiento $h=0.8$). A_0 es una constante que representa la amplitud con que se registraría un terremoto de magnitud cero en el punto de observación. Para calibrar esta escala de magnitud, Richter definió un valor $M=3.0$, el cual corresponde a la magnitud de un terremoto que se registra a la distancia de 100 km con una amplitud máxima de 1 mm. Para esa distancia el valor de $\log A_0$ es -3.0 .

Existen otras escalas de magnitud tal como la magnitud M_s basada en la amplitud de ondas superficiales. Entre la variedad de escalas de magnitud desarrolladas, M_L es la de más relevancia en el campo de la ingeniería, puesto que está en el rango de los períodos propios de estructuras típicas (0.1 a 3 seg).

III.2.- OBJETIVO DE ESTE CAPITULO

El objetivo principal de este capítulo es el de calcular la magnitud local en base a datos digitales registrados por las estaciones permanentes del sistema RESNOR y grabadoras portátiles durante la temporada de réplicas aquí estudiadas. Esta inquietud surgió a raíz de que, en ocasiones, los sismos del norte de Baja California son registrados por estaciones de RESNOR y de Caltech/USGS. El primero reporta una magnitud calculada en función del tiempo de duración del evento y el segundo reporta magnitud local.

III.3.- METODOLOGIA PARA LA OBTENCION DE MAGNITUD LOCAL.

El método aquí empleado es el propuesto por Kanamori y Jennigs (1978). Para obtener la respuesta equivalente de un sismógrafo Wood-Anderson primero deconvolvemos del sismograma original la respuesta del sismógrafo; segundo, la señal corregida por el efecto de instrumento es usada como la entrada a la ecuación de movimiento de un sismógrafo de torsión Wood-Anderson, obteniendo así el sismograma equivalente. Una vez calculado el sismograma equivalente, el cálculo de la magnitud local se realiza de la manera propuesta por Richter (1935, 1958). La figura 23 presenta un diagrama a bloques de dicha metodología.

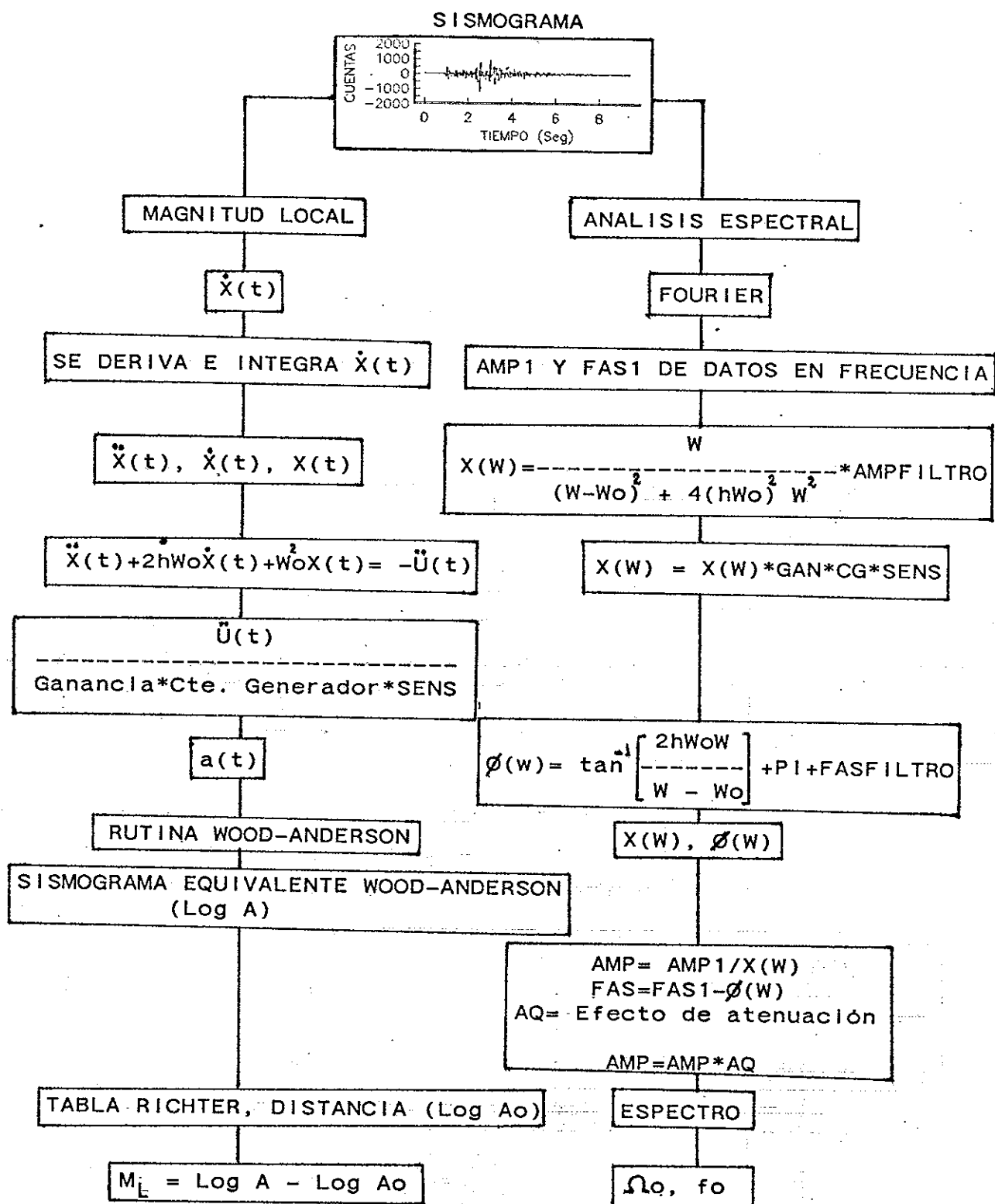


Fig.23 Diagrama a bloques de la metodología empleada para la obtención de la magnitud local (M_L) y parámetros de la fuente.

III.4.- SELECCION Y ANALISIS DE LOS DATOS.

Los datos seleccionados inicialmente fueron aquellos que se registraron con los equipos digitales de RESNOR y de algunas de las estaciones de la red portátil para eventos ocurridos entre el 8 de mayo y el 21 de junio de 1985.

Después de hacer un análisis y procesado preliminar de los eventos considerados, algunos de los registros se eliminaron debido a la presencia de un alto contenido de ruido en la señal, principalmente en los registros de RESNOR. Otros registros no muestran una señal oscilando alrededor de una línea de base cero, sino que estos registros en alguna parte tienen un pequeño salto, es decir, el sismograma presenta una apariencia de venir montado sobre un escalón. Registros típicos de lo anterior se muestran en la figura 24.

Al procesar los datos considerados como buenos en el análisis anterior, los resultados obtenidos para los registros de la red portátil mostraron diferencias significativas con respecto a los obtenidos para eventos registrados en RESNOR. Al hacer un análisis cuidadoso del proceso se encontró que existe la posibilidad de que las constantes reportadas para los equipos portátiles, principalmente la ganancia, no sean las verdaderas, por lo cual se tuvo que prescindir de estos datos. En la Tabla IV

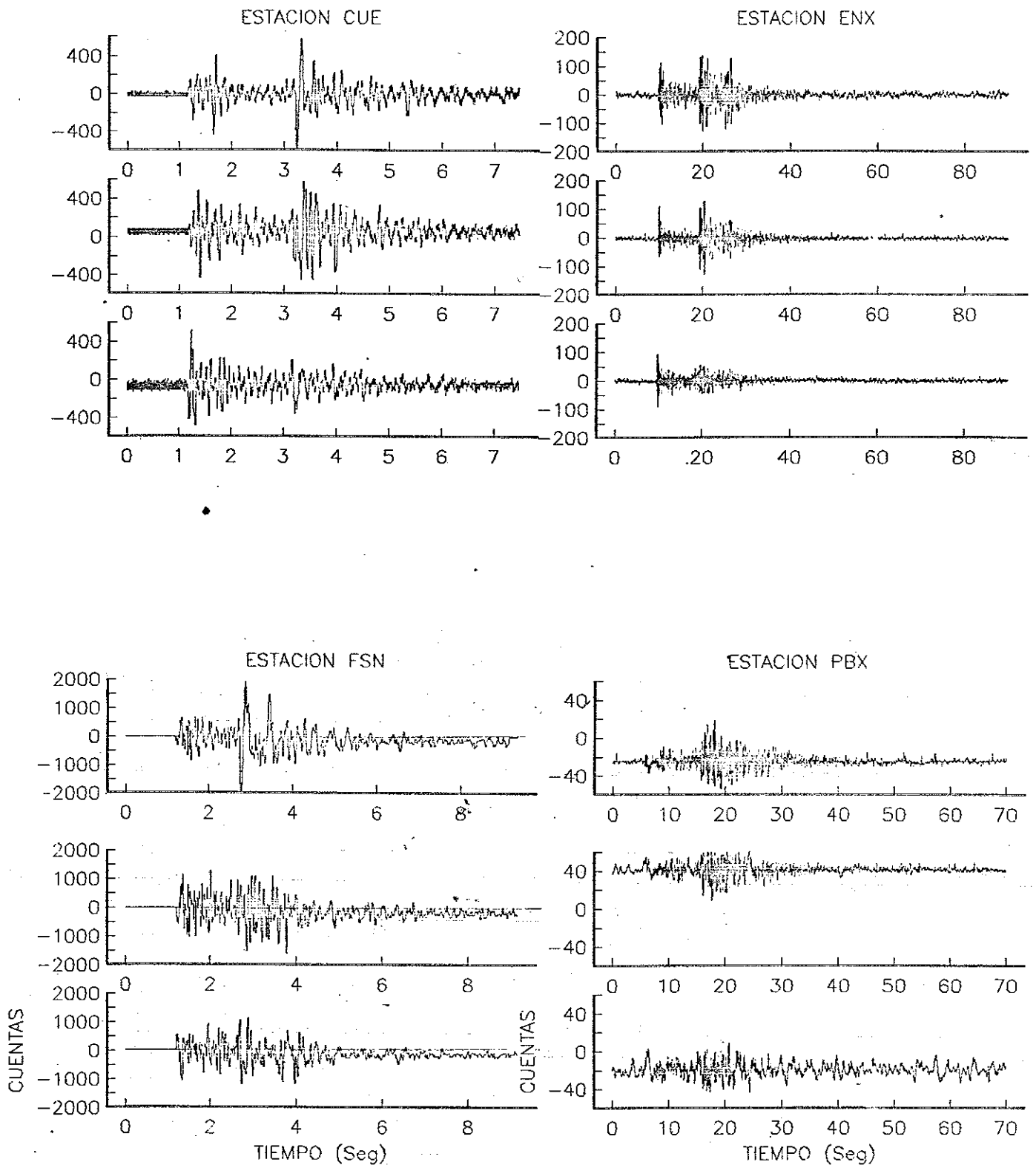


Fig.24 Registros típicos de sismogramas digitales que fueron deshechados debido al alto contenido de ruido y al efecto del mal alineamiento con respecto a la línea de base cero (efecto de escalón).

TABLA IV.- Eventos seleccionados para la obtención de la magnitud local. Los valores reportados en la columna MAG son los resultados obtenidos.

DATO	ORIGEN	LAT N	LONG W	PROF.	MAG	NO GAP	DNIN	AMS	ERN	ERZ	QN
1	850521	2213	8.65 31-53.74	115-48.28	7.64	2.43	6 306	9.8 0.00	0.1	0.1	C1
2	850522	0 3	41.58 31-53.13	115-48.56	4.67	2.57	6 304	8.7 0.04	0.6	0.2	C1
3	850522	1810	37.60 31-50.06	115-49.71	6.47	3.37	7 183	3.2 0.02	1.0	0.5	C1
4	850522	1817	33.05 31-52.96	115-47.08	7.29	2.24	7 308	2.7 0.05	0.9	0.7	C1
5	850522	11 4	48.50 31-52.79	115-49.17	3.58	2.34	6 301	7.6 0.04	0.6	0.3	C1
6	850523	1336	12.64 31-53.43	115-49.36	3.15	2.60	7 269	0.5 0.04	0.6	0.3	C1
7	850524	21 6	58.42 31-42.12	115-54.53	9.34	2.45	7 158	1.5 0.06	0.7	0.6	B1
8	850524	833	52.24 31-47.98	115-55.04	17.64	2.61	7 127	7.2 0.08	1.0	0.9	B1
9	850525	1042	54.59 31-39.55	115-52.90	5.03	2.27	5 317	4.8 0.03	1.5	1.2	C1
10	850525	2041	34.05 31-54.22	115-49.33	5.41	2.85	6 386	9.9 0.04	0.5	0.6	B1
11	850526	039	44.76 31-52.22	115-46.67	6.72	3.08	5 217	3.0 0.03	0.8	0.7	C1
12	850528	130	8.44 31-48.42	115-55.96	16.04	3.44	6 147	7.2 0.04	1.5	1.5	C1
13	850530	1834	47.63 31-52.22	115-46.67	9.20	2.33	5 279	3.1 0.05	1.5	1.2	C1
14	850531	1130	31.48 31-54.02	115-48.35	6.72	3.08	5 217	3.0 0.03	0.8	0.7	C1
15	850601	8 4	25.76 31-53.12	115-51.19	0.98	3.48	6 119	4.2 0.06	0.9	1.0	B1
16	850603	2226	5.13 31-52.79	115-47.64	6.33	2.70	6 273	1.8 0.03	0.4	0.3	C1
17	850604	1037	56.33 31-54.48	115-51.22	3.72	2.84	7 146	5.6 0.08	0.6	1.5	B1
18	850613	2235	33.81 31-46.54	115-55.93	8.08	2.21	3 268	12.9 0.01			C1

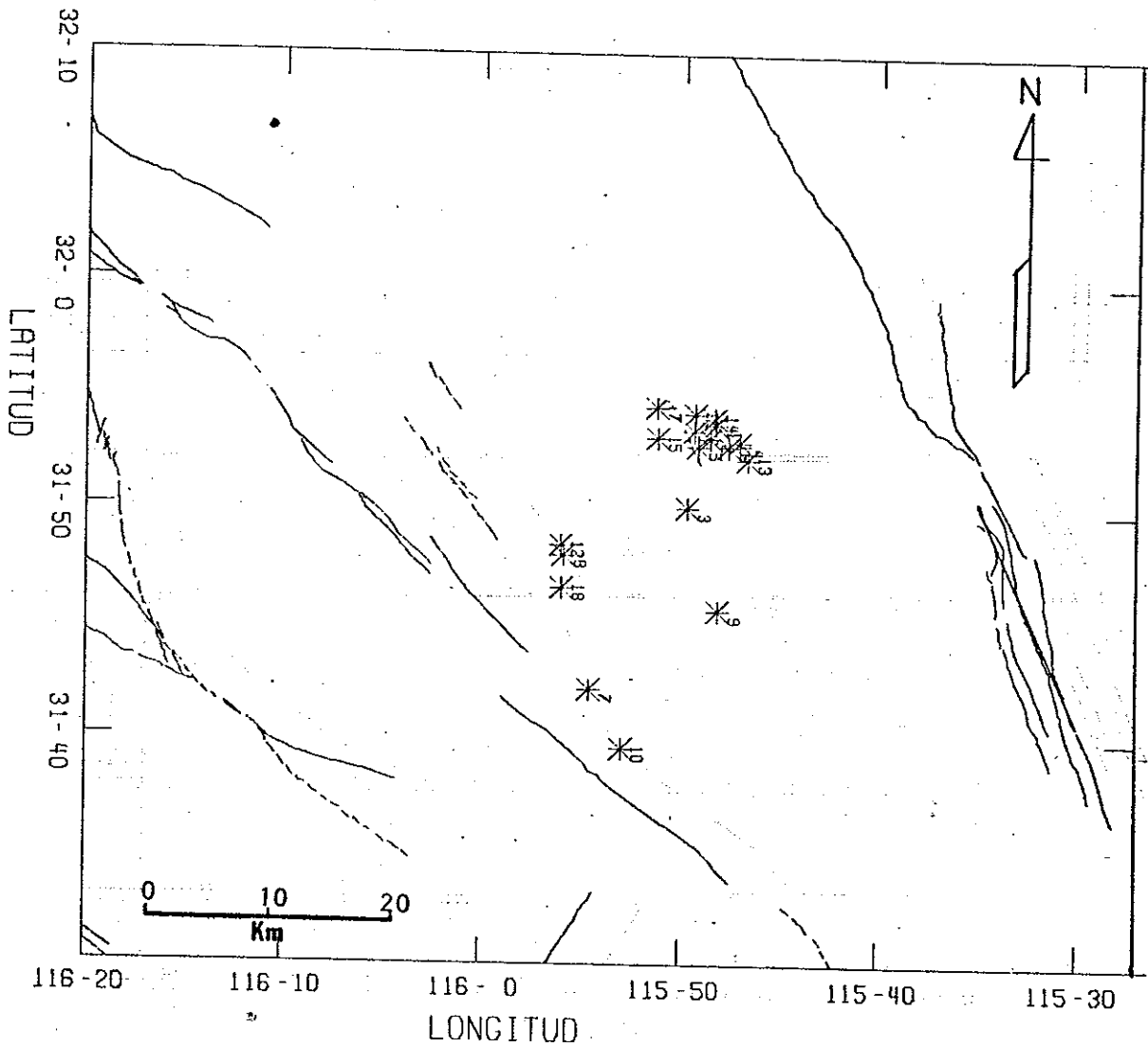


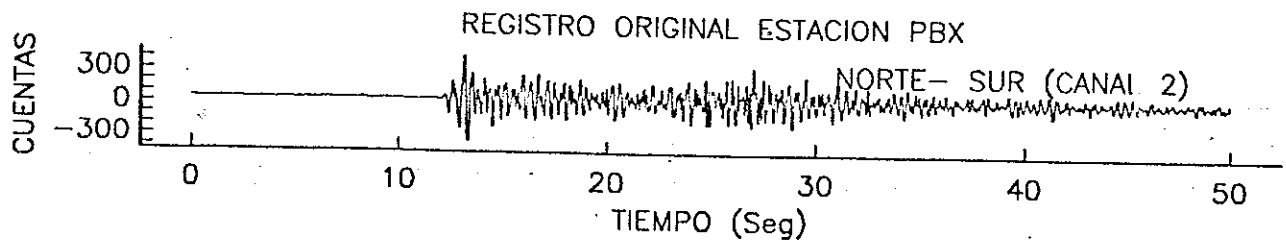
Fig.25 Distribución epicentral de los eventos a los cuales se les calculó su magnitud local.

se reportan las localizaciones epicentrales de los eventos seleccionados, y en la figura 25 se muestra su distribución geográfica. En las figuras 26 y 27 se ilustran sismogramas Wood-Anderson equivalentes.

III.5.- RESULTADOS DEL CALCULO DE MAGNITUDES.

Se calculó la magnitud local para cada una de las componentes horizontales obteniéndose un promedio por estación; cuando se contó con dos o más estaciones se tomó la media aritmética de las estimaciones obtenidas. Los valores de magnitud calculados se incluyen en la Tabla IV.

Algunos de los valores de magnitud local obtenidos se compararon con la magnitud reportada por Caltech/USGS; los valores de dichas comparaciones (MAGRESNOR - MAGCALTECH) varían entre ± 0.05 y ± 0.35 . Los promedios obtenidos para RESNOR, así como las magnitudes reportadas por Caltech/USGS se reportan conjuntamente con otros parámetros en la Tabla V. Aunque sólo se pudieron comparar los resultados de magnitud en cinco casos, los cálculos obtenidos usando el método propuesto por Richter (1935, 1958) y la metodología empleada por Kanamori y Jennings (1978) es aceptable para sismos registrados con equipos digitales localizados en el norte de Baja California. Las magnitudes calculadas se usarán en la sección siguiente.



SISMOGRAMA WOOD-ANDERSON

PBX10 CANAL. 2

5 22 10 10 39.00

MAG. LOC.: 3.20

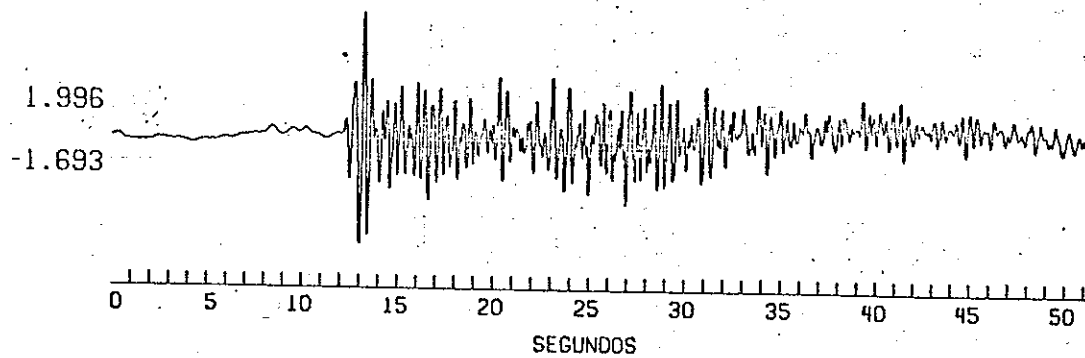
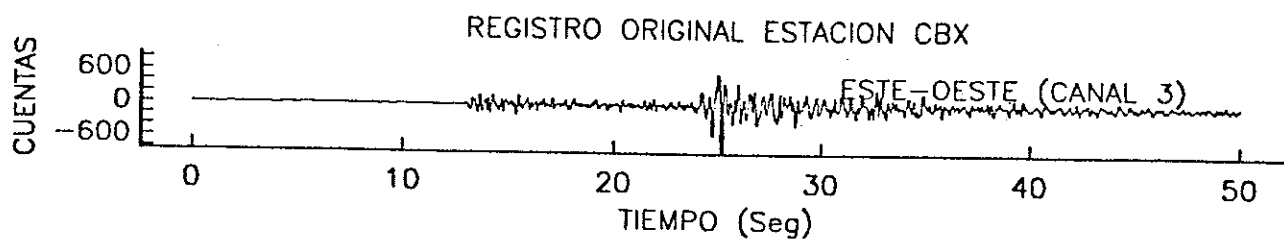


Fig.26 Sismograma equivalente típico obtenido de un registro digital de las réplicas de Pino Solo, estación PBX.



SISMOGRAMA WOOD-ANDERSON
 CBX10 CANAL. 3
 5 22 10 10 39.00
 MAG. LOC.: 3.64

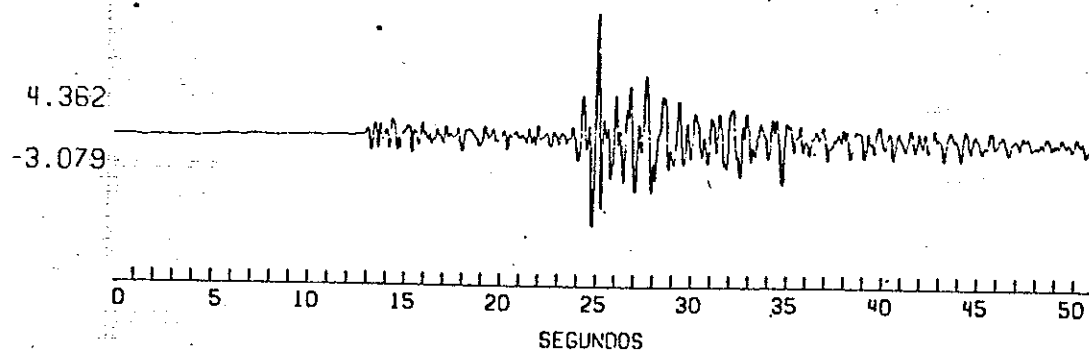


Fig.27 Sismograma equivalente típico obtenido de un registro digital de las réplicas de Pino Solo, estación CBX.

No se calcularon magnitudes para eventos registrados a distancias cortas (menores de 30 km) ni para eventos registrados en regiones sedimentarias; si bien la metodología funcionó bien en el presente estudio, se deberán tomar ciertas precauciones para sismos registrados en otras condiciones (Mungula y Brune (1983)).

IV. PARAMETROS DE LA FUENTE.

IV.1.- ANTECEDENTES.

De gran importancia es la determinación de las dimensiones de la fractura. Los cálculos realizados en esta sección son interpretados en términos de la teoría de Brune (1970, 1971), que es un modelo de una falla circular con caída de esfuerzo instantáneo. En esta teoría se emplean 3 parámetros (momento, dimensión de la fuente y caída de esfuerzo) que se determinan de la forma del espectro de desplazamiento de las ondas de cuerpo SH (figura 28).

El momento sísmico está dado por:

$$M_0 = 4\pi\rho\beta^3 R\Omega_0 / (R\omega K) \quad (2)$$

donde ρ es la densidad, R es la distancia entre la fuente y la estación, β es la velocidad de propagación de las ondas S, $R\omega$ es el patrón de radiación del doble-par, Ω_0 es el nivel de la amplitud espectral a frecuencias bajas, y K es el factor de corrección por el efecto de la superficie libre. La amplitud espectral empieza a decrecer después de la "frecuencia de esquina" f_0 , la cual es inversamente proporcional a la dimensión de la fuente L , es decir,

$$r = 2.34\beta / 2\pi f_0 \quad (3)$$

A frecuencias altas el espectro decae como \underline{W}^{-2} .

La caída de esfuerzo $\underline{\Delta\sigma}$ está dado por

$$\Delta\sigma = (7/16)(M_0/r^3) \quad (4)$$

En esta ecuación la caída de esfuerzo es igual al esfuerzo cortante efectivo, y solamente dos parámetros independientes (dimensiones de la fuente y momento sísmico) son necesarios para definir el espectro.

IV.2.- OBJETIVO.

El momento sísmico M_0 , depende de la magnitud de la fuente y es proporcional a la energía liberada (Lomnitz, 1974). Para terremotos poco profundos se tiene una buena correspondencia entre momento sísmico y magnitud local (Lomnitz, 1974).

El objetivo del presente capítulo es el de calcular el momento sísmico en base a los datos digitales disponibles y así obtener una relación empírica que relacione este parámetro con la magnitud local.

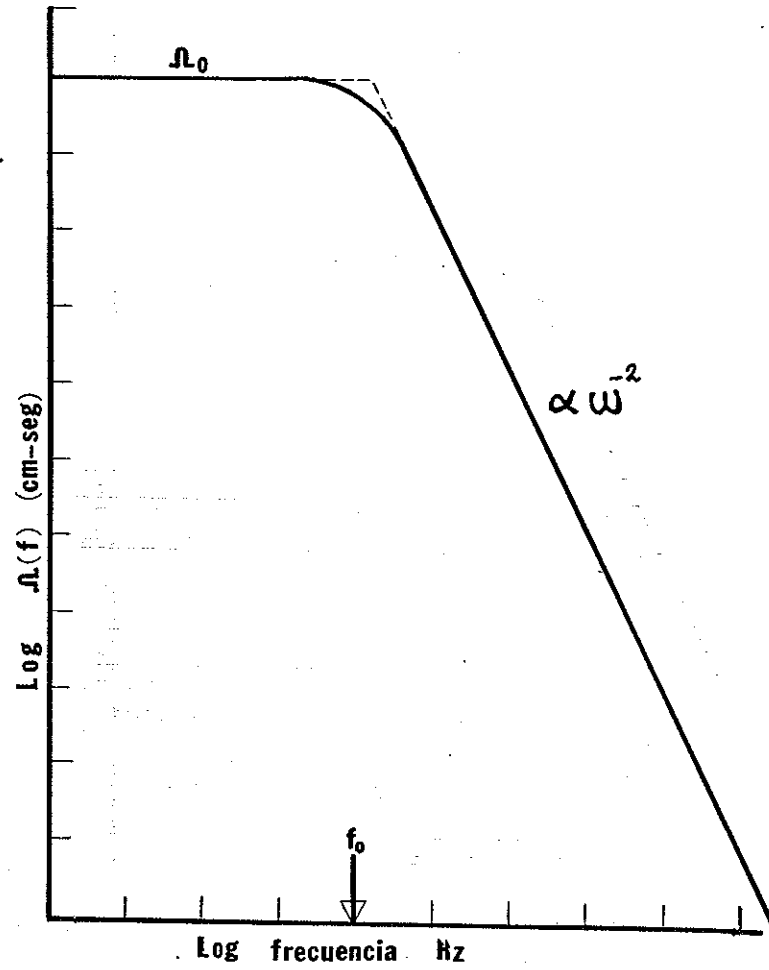


Fig.28 Espectro de desplazamiento del campo lejano de Brune (1970) para una fuente sísmica. Las escalas vertical y horizontal son unidades logarítmicas arbitrarias (modificado de Hanks y Thatcher, 1972).

IV.3.- METODOLOGIA DEL ANALISIS.

Como ya se ha mencionado, la técnica empleada para el cálculo de los parámetros de la fuente es la del análisis espectral. El espectro de amplitudes del movimiento del suelo se obtiene a partir de los sismogramas horizontales (N-S, E-O) obtenidos en formato digital. Para el cálculo del espectro se aplicó la transformada rápida de Fourier a una ventana de tiempo de 12.8 seg (Indicada con flechas en los sismogramas figuras 29, 30, y 31) a partir del inicio de las ondas S . Ya en el dominio de la frecuencia, las amplitudes espectrales son corregidas por la respuesta del Instrumento, utilizando su curva de respuesta (figura 9). Esto sirve, además, para pasar de valores de velocidad medidos sobre el sismograma a valores de desplazamiento del suelo. Además de esta corrección instrumental, las amplitudes espectrales deben ser corregidas por la atenuación inelástica del medio Q . Un valor de Q_s igual a 300 fue utilizado (Thatcher, 1972; Nava y Brune, 1982; Rebolgar *et al.*, 1985). La figura 23 muestra un diagrama a bloques de la metodología utilizada en el cálculo de los parámetros de fuente sísmica.

IV.4.- CONSTANTES USADAS.

Para el cálculo de M_0 se usó la ecuación 2 (Brune, 1970). Los valores asignados a los parámetros de la

ecuación son: $\beta = 3.2$ km/seg, $\rho = 2.7$ gr/cc, $Re_0 = 0.6$ y $K = 2$. Estas constantes son las mismas que usaron Thatcher (1972), Nava y Brune (1982) y Vidal (1987), entre otros, en estudios de sismos del Norte de Baja California.

IV.5.- ANALISIS DE LOS ESPECTROS.

Se analizaron los espectros de los eventos seleccionados y a los cuales se les calculó su magnitud local. Cabe recordar que para la mayoría de los registros se contó con las componentes N-S y E-O, salvo para tres de ellos donde una de las componentes resultó saturada.

En algunos de los espectros calculados no se define bien la parte plana correspondiente a frecuencias bajas. El hecho de que en algunos espectros no se defina claramente una parte plana puede ser atribuido a una baja razón entre la señal sísmica y el ruido característico de baja frecuencia del sitio de registro. Cuando el ruido es muy notorio, éste se observa desde el inicio del registro hasta el final del mismo. Es decir, se tiene antes, durante y después del evento.

En virtud de lo anterior se analizaron tres eventos distintos registrados en la estación CBX (seleccionados al azar). Para el análisis de estos eventos (componente N-S solamente) se consideraron dos ventanas de tiempo, una para

la señal al inicio del registro llamada R y otra para el tren de las ondas S , designada con el nombre de $S+R$; las flechas en los sismogramas de las figuras 29, 30 y 31 indican el ancho de las ventanas de tiempo procesadas. Es importante hacer notar que los sismogramas se han graficado a una misma escala y que la relación de máxima amplitud a ruido en la figura 31 es bastante grande. Por tal razón, el ruido al inicio del registro aparece prácticamente como una recta, mientras que en las figuras 29 y 30 esta relación es pequeña y el ruido es más notorio. Esto implica que un análisis visual del ruido en base a sismogramas con diferentes amplitudes pero a un mismo factor de escala puede conducir a interpretaciones erróneas. En las mismas figuras se incluyen los espectros de R , $S+R$ y el producto resultante de $(S+R)-R$.

Los espectros de $(S+R)-R$ en las figuras 29, 30 y 31 muestran un decaimiento total a frecuencias en donde los de $S+R$ tienden a crecer. El resultado de sustraer el efecto de R a $S+R$, al parecer, define mejor la pendiente a frecuencias altas en los espectros. Esto es importante, debido a que en función de la forma de decaimiento espectral, el valor determinado para la frecuencia de esquina será sobre o sub-estimado, conduciendo a errores significativos en la determinación de la caída de esfuerzo (ecuación 4).

La figura 32 muestra los espectros de ruido de los

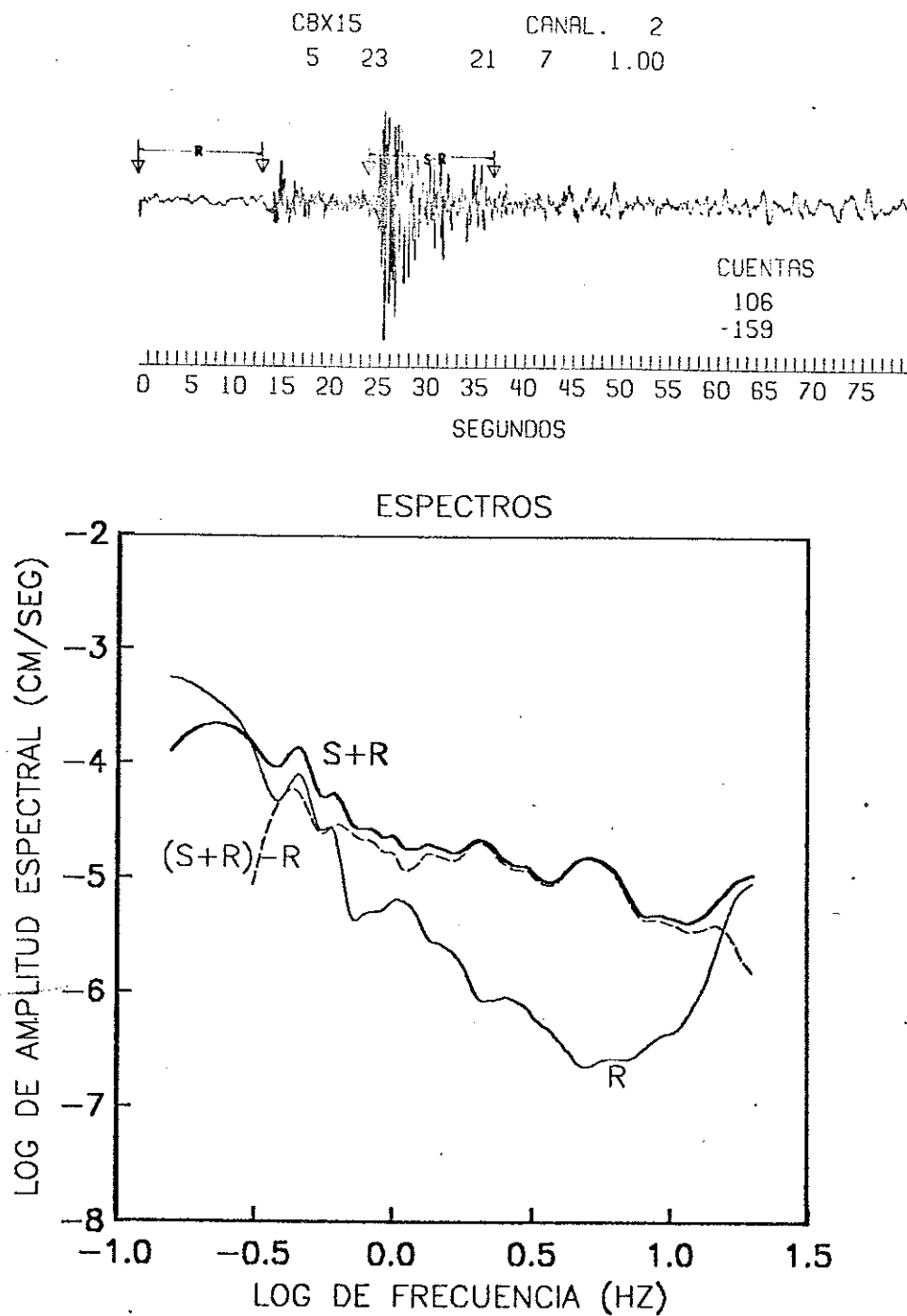


Fig.29 Sismograma digital típico, ventanas analizadas (R, S+R) y espectros suavizados. Estación CBX.

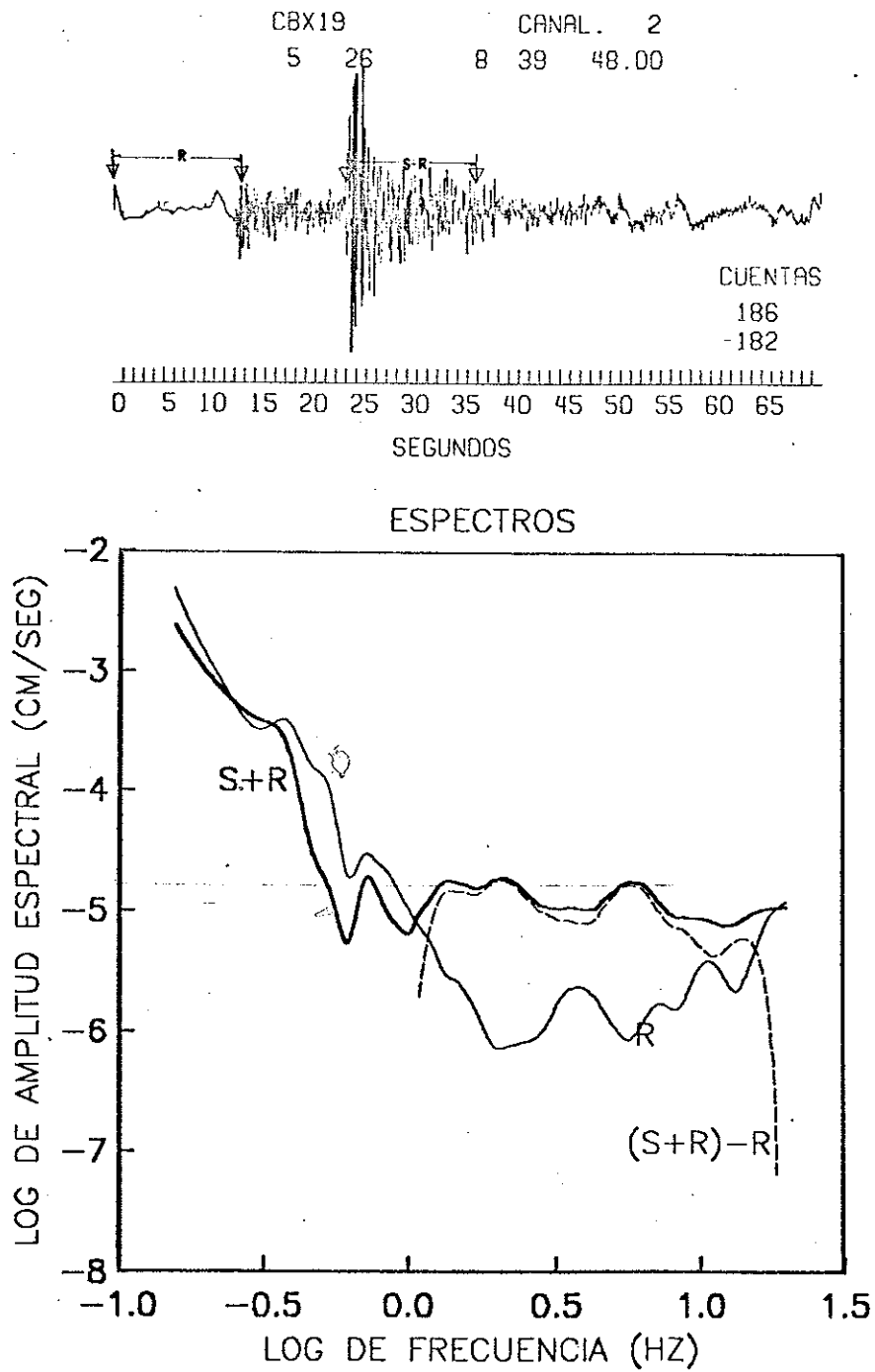


Fig.30 Sismograma digital típico, ventanas analizadas (R, S+R) y espectros suavizados. Estación CBX.

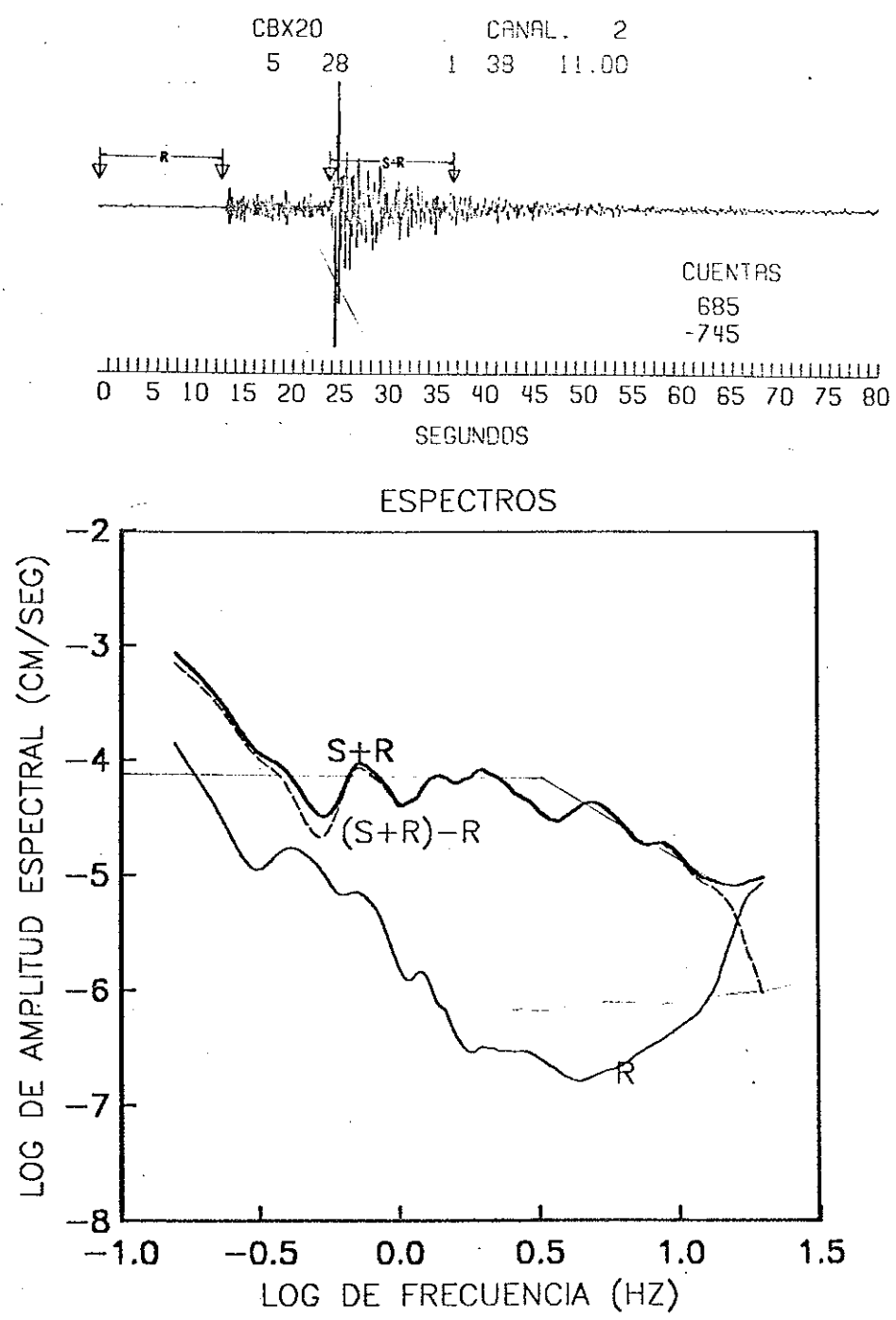


Fig.31 Sismograma digital típico, ventanas analizadas (R, S+R) y espectros suavizados. Estación CBX.

eventos analizados. Los espectros de CBX15 y CBX20 (figuras 29 y 31 respectivamente) muestran cierta similitud, a pesar de que el sismograma de la figura 29 muestra una gran cantidad de ruido con respecto al de la figuras 31. Estos espectros podrian conducir en principio a obtener un espectro promedio del ruido representativo de la estación registradora (CBX), lo cual permitiria efectuar rutinariamente una corrección del espectro de SH por el espectro representativo de la estación en cuestión. El análisis realizado se efectuó de una manera muy general, por lo que se sugiere realizar un estudio más detallado en relación al ruido en los registros de las estaciones de RESNOR.

Finalmente se consideraron veintidos registros, de los cuarenta y dos con que se inició el proceso, para la obtención del momento sísmico. Las figuras 33 y 34 muestran algunos de los espectros obtenidos, así como sus respectivos sismogramas.

IV.6.- DESARROLLO PARA LA OBTENCION DE RESULTADOS.

De los veintidos registros seleccionados, en tres de ellos se trabajó con una sola componente en lugar de las dos componentes horizontales, por lo que el total de espectros analizados es de cuarenta y uno. Estos veintidos registros corresponden a un total de once eventos sísmicos; cuatro de

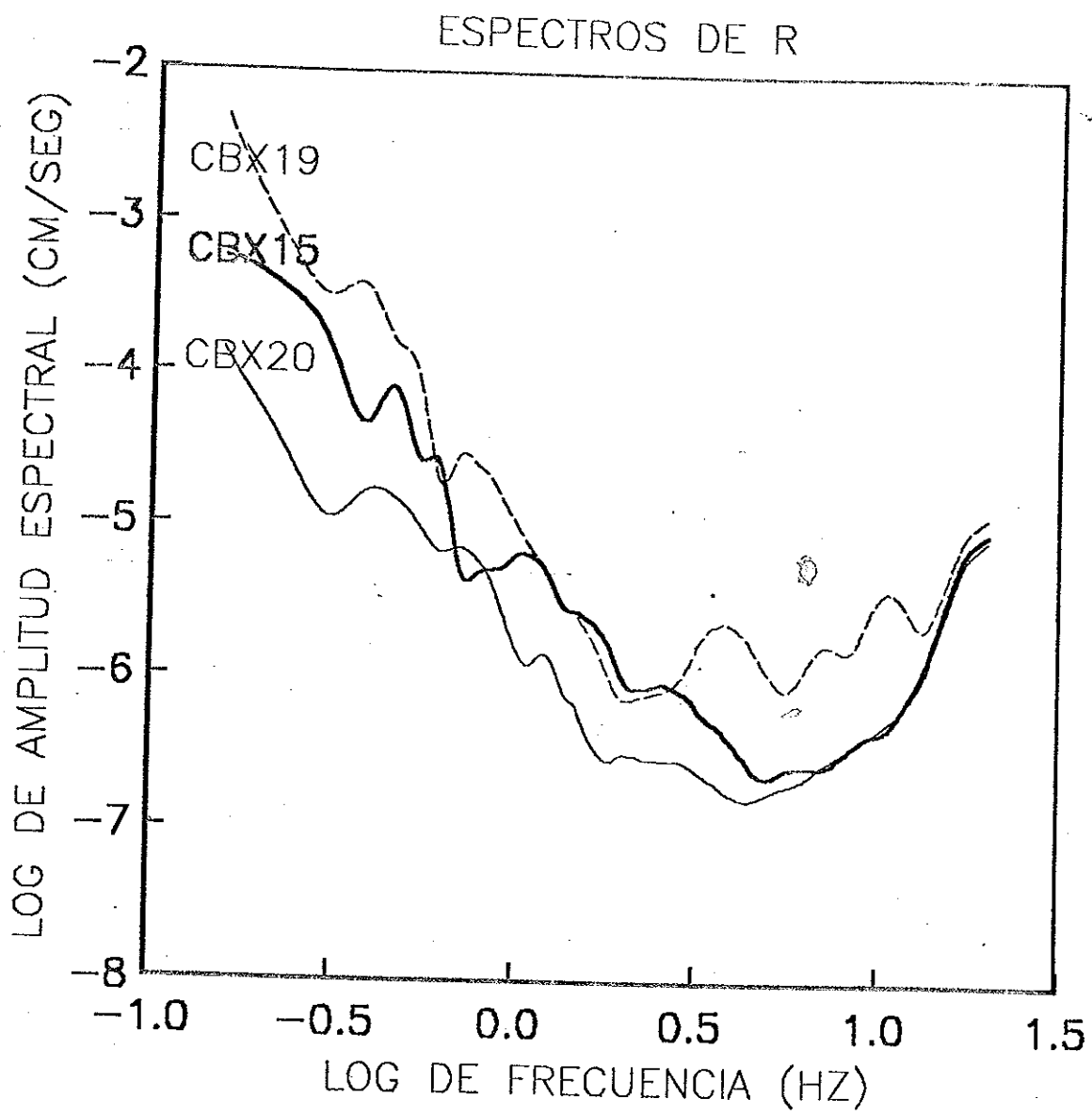


Fig.32 Comparación de los espectros de R de los sismogramas analizados para una misma estación (CBX).

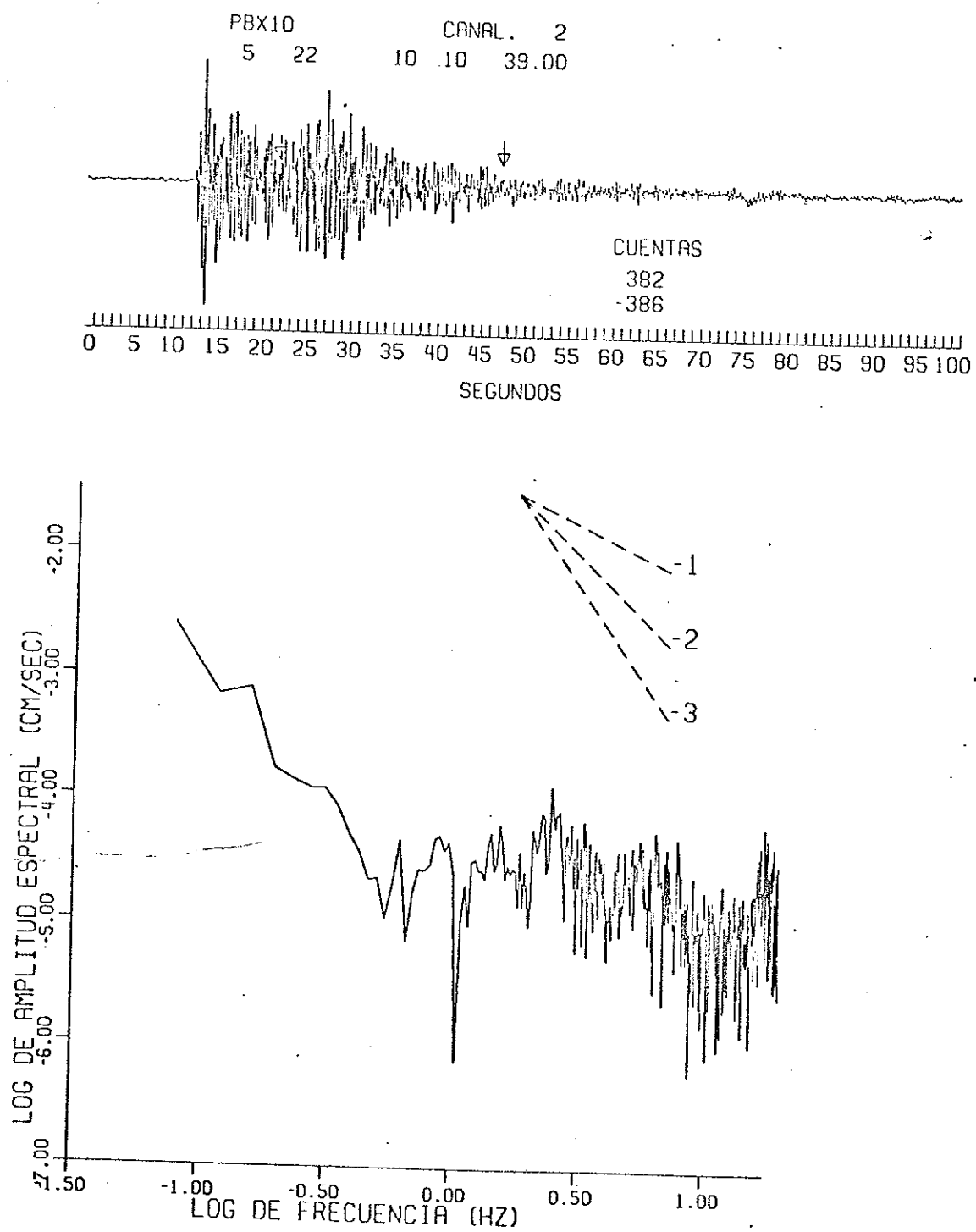


Fig.33 Sismograma típico y su espectro de una réplica de Pino Solo de 1985. Estación PBX.

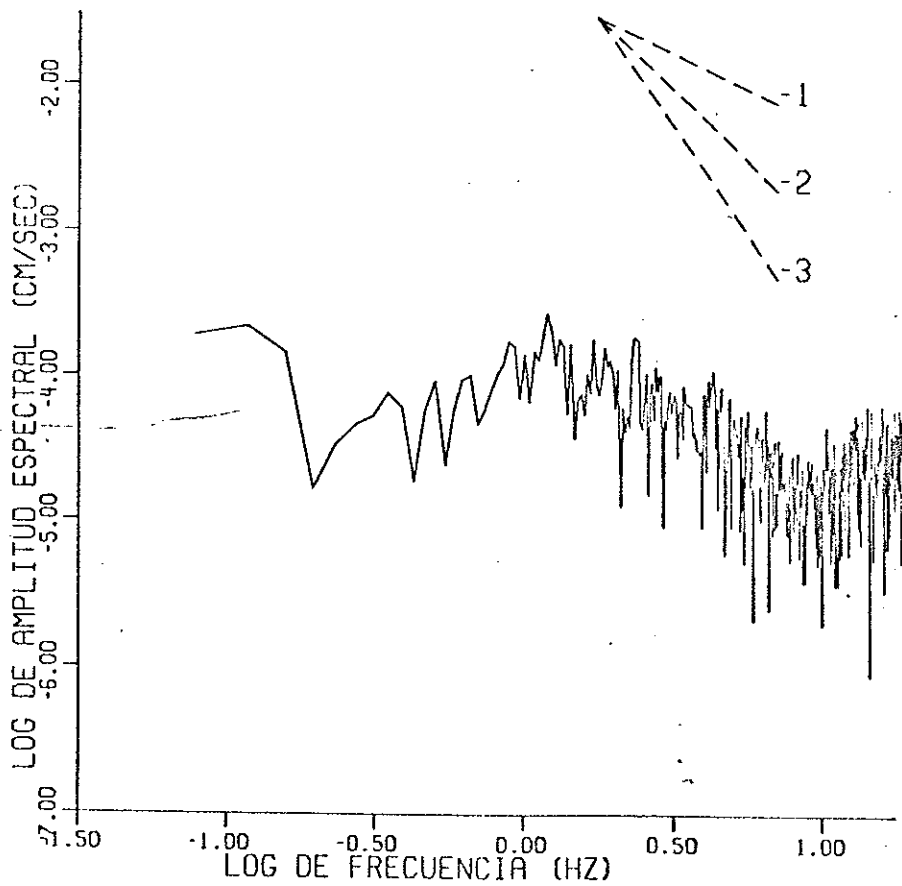
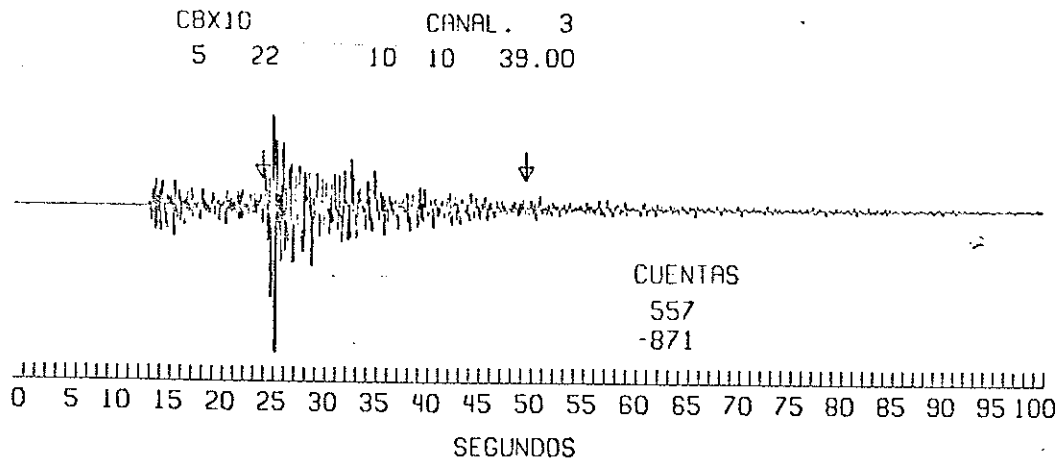


Fig.34 Sismograma típico y su espectro de una réplica de Pino Solo de 1985. Estación CBX.

éstos se analizaron en base a datos de una sola estación. Las causas de esto se ha descrito anteriormente. En las estaciones donde se contó con espectros de las dos componentes, la amplitud espectral promedio se obtuvo por medio de una suma vectorial. En casos en que se tenía el espectro de una sola componente, se supuso que en la otra se había registrado un espectro similar. En la Tabla V se reporta el momento sísmico para cada una de las estaciones analizadas.

Posteriormente, para cada réplica registrada por lo menos en dos estaciones, se calculó, a partir de las expresiones dadas por Archuleta *et al.*, (1982), el siguiente:

a).- Promedio del valor asintótico de la amplitud espectral $\langle \Omega_0 \rangle$.

$$\langle \Omega_0 \rangle = \text{Antilog} \left\{ \frac{1}{NS} \sum_{i=1}^{NS} \log(\Omega_{0i} R_i / 10) \right\} \quad (5)$$

donde:

NS = número de estaciones utilizadas

Ω_{0i} = amplitud espectral en la i-ésima estación

R_i = distancia hipocentral entre la fuente y la i-ésima estación

El número 10 en el denominador de esta ecuación indica normalización de Ω_0 a una distancia de 10 km.

b).- Promedio del momento sísmico $\langle Mo \rangle$.

$$\langle Mo \rangle = \text{Antilog} \left\{ \frac{1}{NS} \sum_{i=1}^{NS} \log Mo_i \right\} \quad (6)$$

donde:

NS = número de estaciones utilizadas

Mo_i = momento sísmico determinado por (2) en la i -ésima estación

c).- Desviación estándar del logaritmo del momento sísmico.

$$\text{s.d.}(\text{Log} \langle Mo \rangle) = \left[\frac{1}{NS-1} \sum_{i=1}^{NS} [\log Mo_i - \log \langle Mo \rangle]^2 \right]^{1/2} \quad (7)$$

donde:

Mo_i = momento sísmico en la i -ésima estación

$\langle Mo \rangle$ = momento sísmico promedio

d).- Factor multiplicativo de error.

$$EMo = \text{Antilog} \{ \text{s.d.}(\log \langle Mo \rangle) \} \quad (8)$$

El factor de error EMo se anexa en la Tabla V para aquellos eventos registrados en dos o más estaciones. Como es evidente de (7), EMo está relacionado a la desviación estándar de las mediciones de $\text{Log} \langle Mo \rangle$. Cuando el momento

sísmico se grafica en una escala logarítmica, la desviación estándar en esta escala es EM_0 .

IV.7.- RESULTADOS.

Los resultados obtenidos de Ω_0 , $\langle \Omega_0 \rangle$, M_0 , $\langle M_0 \rangle$ y EM_0 se reportan en la Tabla V.

La figura 35 muestra una gráfica del momento sísmico promedio ($\langle M_0 \rangle$) contra la magnitud local calculada en este estudio. Para los eventos en que se contó con un solo registro, se tomó el momento sísmico (M_0) correspondiente.

El total de parejas de valores obtenidos en el presente trabajo y los cuales se grafican en la figura 35 son once; los demás datos (Δ, δ) son tomados de la comparación de Vidal (1987). La media aritmética del factor de error EM_0 de un total de siete valores es de 1.52; esto se ilustra como una barra de error en la figura y se debe considerar solamente para los eventos obtenidos en este trabajo.

Las dos ecuaciones incluidas en la figura 35 son tomadas de Vidal (1987). Para el ajuste de una de estas ecuaciones fueron incluidos los datos de las réplicas de Pino Solo de 1985 discutidos en esta tesis, por lo que se tiene una gráfica bastante completa de relación entre momento sísmico y magnitud para la región del macizo rocoso

peninsular.

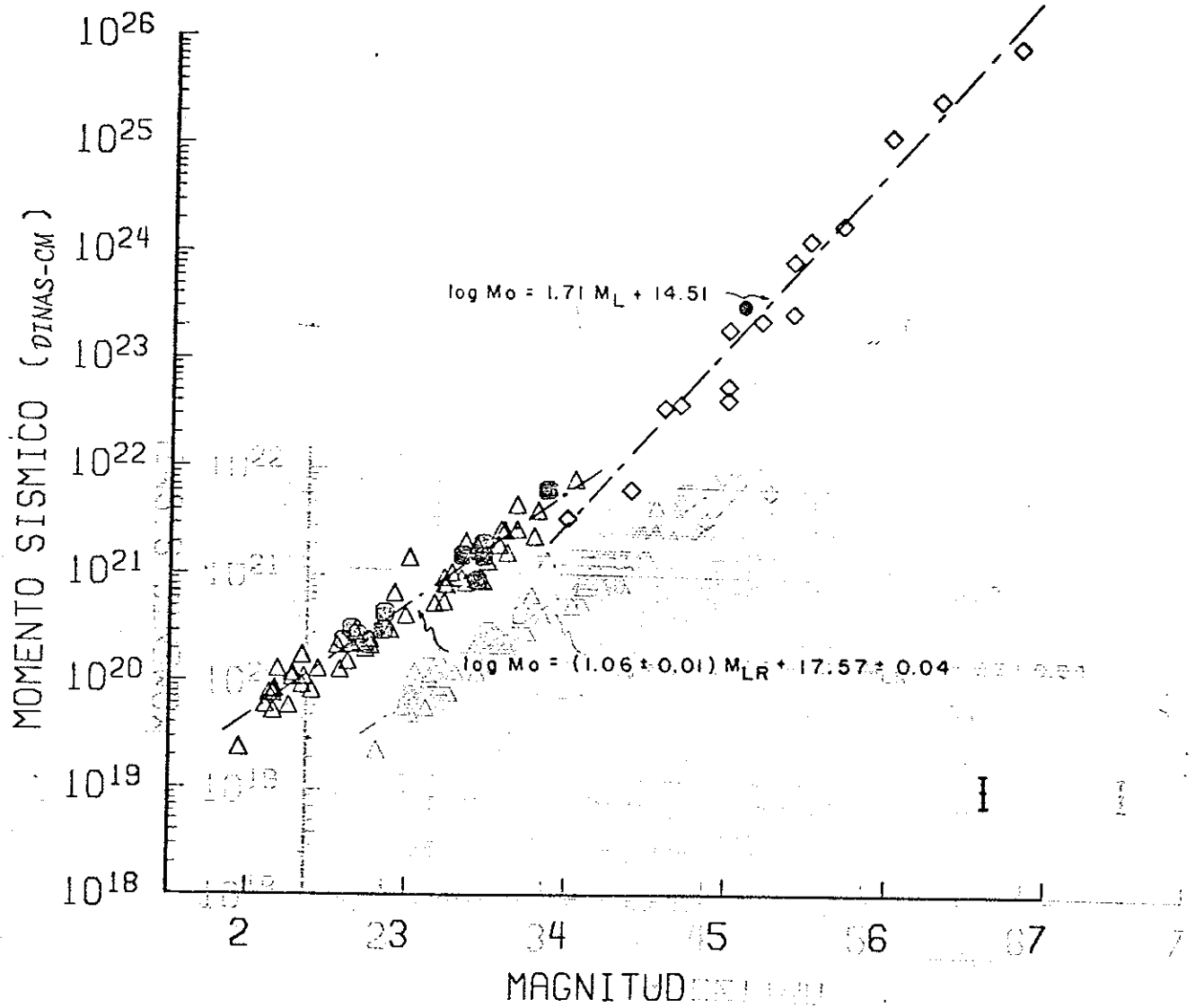


Fig.35 Relación empírica entre el momento sísmico y la magnitud de las réplicas de Pino Solo de 1985 (●), del sismo de Pino Solo de 1975 (●) de Nava y Brune (1983) y de los eventos estudiados (Δ) y compilados (\diamond) por Vidal (1987). La barra de error en la esquina inferior derecha es solo para las réplicas de Pino Solo de 1985. Las ecuaciones son tomadas de Vidal (1987).

TABLA V.- Magnitud local y Momento sísmico.

ESTACION SELECT	TIEMPO DE ORIGEN				DIS*	MAG RESNOR	MAG CALTECH	CANAL2 Log Ω_0	CANAL3 Log Ω_0	Ω_0 Promedio	Mo(Dina-cm)	$\langle \Omega_0 \rangle$ Promedio	$\langle Mo \rangle$ Promedio	EMo
CBX6	85	5	21	22	13	8.65	92.72	2.43						
ENX6							80.91							
ENX7	85	5	22	0	3	41.58	80.24	2.57	-4.77	-4.69	-4.5758215	2.369E 20		
CBX10	85	5	22	10	10	37.68	94.32	3.37	3.4	-3.76	-3.79	-3.6239673	2.492E 21	1.348E-03 1.498E 21 1.89
ENX10							78.78			-3.89	-3.78	-3.6775929	1.848E 21	
PBX10							84.97			-4.27	-4.25	-4.1892548	7.342E 20	
CBX12	85	5	22	10	17	33.85	95.02	2.24						
ENX12							82.73							
CBX13	85	5	22	11	4	21.23	95.78	2.34						
ENX13							82.72							
CBX14	85	5	23	13	36	12.64	91.29	2.45						
ENX14							78.91							
PBX14							86.18							
CBX15	85	5	23	21	6	58.42	97.85	2.60						
ENX15							74.18		-4.71	-4.58	-4.4848985	2.699E 20		
PBX15							77.33							
CBX16	85	5	24	8	33	52.24	89.21	2.61						
ENX16							78.88		-4.84	-4.76	-4.6456215	2.241E 20	2.443E-04 2.714E 20 1.31	
PBX16							75.39		-4.54	-4.51	-4.3739573	3.288E 20		
CBX17	85	5	25	10	42	54.59	101.53	3.48	3.2	-4.00	-4.00	-3.8494850	1.596E 21	2.443E-04 1.468E 21 1.31
ENX17							82.75			-3.89	-3.68	-3.6188307	2.257E 21	
PBX17							87.39			-4.18	-4.21	-4.0439573	8.777E 20	
CBX18	85	5	25	20	41	34.05	102.67	2.27						
ENX18							77.63							
CBX19	85	5	26	8	39	44.76	98.71	2.85	2.5	-4.64	-4.66	-4.4992548	3.193E 20	2.692E-04 2.991E 20 1.49
ENX19							79.11			-4.51	-4.42	-4.3898553	4.307E 20	
PBX19							85.68			-4.84		-4.6894850	1.946E 20	
CBX20	85	5	28	1	38	8.44	89.39	3.44	3.1	-4.05	-4.04	-3.8944274	1.269E 21	7.983E-04 8.782E 20 1.68
ENX20							70.87			-4.18	-4.48	-4.117396	6.075E 20	
CBX21	85	5	30	16	34	47.63	96.43	2.33						
ENX21							83.59							
PBX23	85	5	31	11	38	31.48	88.20	3.88	3.9	-3.36		-3.2894850	6.051E 21	
CBX24	85	6	1	8	4	25.76	89.55	3.48						
ENX24							76.52			-3.78	-3.79	-3.6344274	2.389E 21	1.852E-03 2.058E 21 1.61
PBX24							83.75			-4.80	-4.87	-3.4394850	3.091E 21	
CBX26	85	6	3	22	26	5.13	94.36	2.70						
ENX26							81.79			-4.65	-4.59	-4.4674192	3.098E 20	
CBX27	85	6	4	18	37	56.33	87.86	2.84						
ENX27							76.88			-4.42	-4.60	-4.3413448	4.448E 20	3.939E-04 4.376E 20 1.02
PBX32	85	6	13	22	35	33.81	94.93	2.21						
ENX32							80.67			-4.58	-4.36	-4.2927396	4.388E 20	

DIS* = DISTANCIA FUENTE-ESTACION
 MAG RESNOR = MAGNITUD OBTENIDA MEDIANTE LA METODOLOGIA DE KANAMORI Y JENNIGS (1978)
 MAG CALTECH = MAGNITUD LOCAL REPORTADA POR CALTECHUSGS
 Ω_0 = AMPLITUD ESPECTRAL
 $\langle \Omega_0 \rangle$ = PROMEDIO DE LA AMPLITUD ESPECTRAL NORMALIZADA A 10 Km
 $\langle Mo \rangle$ = MOMENTO SISMICO
 EMo = FACTOR MULTIPLICATIVO DE ERROR PARA Mo

V. MOMENTO SISMICO DEL EVENTO PRINCIPAL.

V.1.- ANTECEDENTES Y OBJETIVO.

Las ondas sísmicas superficiales se propagan en dirección paralela a la superficie de la Tierra. Usualmente estas ondas constituyen la parte principal de los registros de periodo largo de la red mundial de sismógrafos (Worldwide Standard Seismograph Network, WWSSN), y mucha de la información contenida en la parte de periodos largos del espectro sísmico proviene de las ondas superficiales. Estos periodos largos (de 10 a 200 segundos) son portadores de una valiosa información tanto de la estructura de la Tierra como del mecanismo de la fuente sísmica.

Para el análisis de las ondas superficiales se introducen los conceptos de número de onda, velocidad de fase, velocidad de grupo y atenuación. A periodos cortos ($T < 6$ seg) la atenuación restringe la distancia de propagación, y a periodos largos ($T > 300$ seg) la superposición de paquetes de ondas hace difícil su análisis (Gilbert, 1979). Mediciones de la velocidad de fase como una función de la frecuencia, han sido usadas en estudios regionalizados de estructura para inferir la existencia de una zona de baja velocidad en el manto superior (Cap. VII, Aki y Richards, 1980).

El objetivo principal de esta sección es calcular el momento sísmico para el evento principal de Pino Solo 1985, en base a la comparación directa de las amplitudes a periodo largo en registros de estaciones de la red mundial y sismogramas sintéticos de ondas superficiales.

V.2.- DATOS Y COMPARACION DE LOS SISMOS DE 1975 Y 1985.

En una sección anterior, se discutió la posibilidad de que los eventos de Pino Solo de 1975 y 1985 hubieran tenido su hipocentro en la misma localidad geográfica. Debido a esto, surgió la inquietud de comparar los sismogramas obtenidos de estaciones que hubieran registrado ambos sismos. De esta manera, se podrían observar posibles diferencias entre las señales sísmicas de uno y otro evento. Se solicitaron a la WWSSN los registros de una serie de estaciones que se consideró pudieran haber registrado estos eventos. De la serie de registros solicitados se obtuvo la información para diez estaciones. En la figura 36 se muestra la distribución de las estaciones usadas en el presente análisis, en la Tabla VI se indican algunas de sus características. En los sismogramas de las estaciones HON, LPS, y KIP no se observó ningún evento; las estaciones ALQ y TUC sólo registraron el evento de 1975, y las estaciones BKS, DUG, GOL, JCT y GSC registraron ambos eventos.

Para su análisis, los sismogramas fueron primeramente

amplificados con auxilio de equipo fotográfico. Posteriormente, y usando la versión amplificada, se procedió a la digitización de los registros. Las tres componentes fueron digitizadas con un intervalo de muestreo irregular y posteriormente se les aplicó un algoritmo polinomial para obtener un intervalo de muestreo equidistante.

La figura 36 muestra una comparación de los sismogramas digitizados. En cada una de las comparaciones se ha utilizado el mismo factor de escala. En esta ilustración se puede apreciar la gran similitud que existe entre los datos de las estaciones ilustradas para los dos eventos. Esta semejanza es especialmente notoria para amplitudes y períodos largos ($T \approx 6$ seg). Esto permite suponer que las características propias de la fuente para los dos eventos fueron similares.

V.3.- MODELO DE VELOCIDAD PARA LA GENERACION DE SISMOGRAMAS SINTETICOS.

La selección de un modelo de estructura y características de disipación son fundamentales para la generación de sismogramas sintéticos. Para la región de Pino Solo esto resulta particularmente difícil debido a que el evento se localizó en la región de la Cordillera Peninsular y las estaciones se encuentran ubicadas en distintas regiones fisiográficas (figura 36).

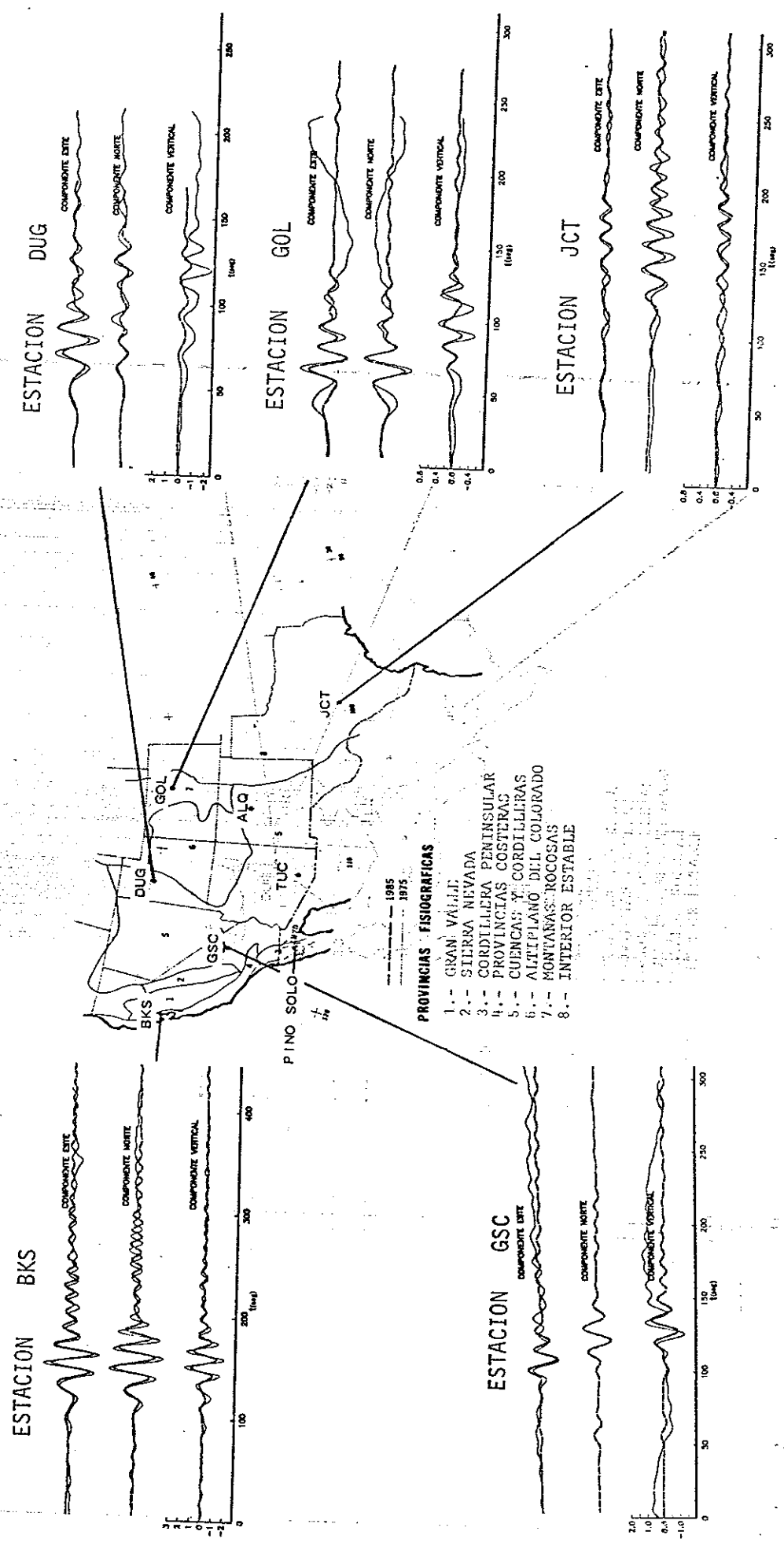


Fig.36 Comparación de los sismogramas digitizados de período largo de los eventos de Pino Solo de 1975 y 1985 (modificado de Gass et al., 1971).

Los sismogramas de período largo de los eventos de Pino Solo de 1975 y 1985 (modificado de Gass et al., 1971).

TABLA VI.- Características de las estaciones de la red mundial (WWSSN) usadas en el estudio.

CODIGO WWSSN	ESTACION	DISTANCIA (km)	APROX. (km)	AZIMUT Fte-Est	PERIODO F-To (s)	PERIODO F-To (s)	GANANCIA dB	PERIODO F-To (s)
BKS	BKS	881.992	1.50	320.59	120.0	15.0	3000.00	100.00
GSC	GSC	388.530	0.58	347.29	47.0	15.0	1500.00	100.00
DUG	DUG	962.405	1.400	15.67	16.0	15.0	3000.00	100.00
GOL	GOL	1282.133	2.133	44.50	44.0	15.0	1500.00	100.00
ALQ	ALQ	935.725	5.725	66.25	66.0	15.0	3000.00	100.00
TUC	TUC	480.751	0.751	83.18	83.0	15.0	1500.00	100.00
JCT	JCT	1534.462	1.462	91.67	91.0	15.0	1500.00	100.00

Con la finalidad de elegir un modelo de velocidades que permitiera modelar adecuadamente las ondas superficiales de los sismogramas mostrados en la figura 36, se trabajó con tres modelos (Tabla VII) que se describen a continuación.

El primer modelo de velocidades considerado es el Modelo PRCP de Nava y Brune (1982). Ellos proponen una profundidad de corteza de 41.8 km y un semiespacio con velocidad de 8.0 km/seg, valor calculado por Thatcher y Brune (1973) a partir de la dispersión de ondas superficiales a lo largo de la Península de Baja California, y por Hadley y Kanamori (1977) usando dispersión de ondas superficiales en la cordillera peninsular. El uso de este modelo en el cálculo de sismogramas sintéticos produjo resultados aceptables para la estación GSC, lo cual probablemente se debe a que dicha estación fue utilizada para la determinación de este modelo. Tal modelo se considera muy local y no arroja resultados aceptables para otras estaciones cercanas, con estructura diferente (TUC por ejemplo), o a distancias grandes, debido a que no se tiene modelada la estructura a mayor profundidad. En la figura 37 se ilustran las curvas de velocidad de grupo y fase correspondientes al modelo PRCP.

A continuación se utilizó el Modelo KHC2, el cual es un promedio de estructura continental propuesto por Kanamori y usado por Hartzell (1978). Los resultados que se obtuvieron

TABLA VII.- Modelos de estructura empleados para la generación de los sismogramas sintéticos.

MODELO PRCP (3 Capas y 1 Semi-espacio)

H (CAPA) (Km)	Vp (Km/Seg)	Vs (Km/Seg)	ρ (gr/cc)	ATENUACION		ESPESOR (Km)
				Qs	Qp	
4.990	5.576	3.215	2.454	100.000	200.000	
14.810	6.571	3.794	2.754	100.000	200.000	
22.025	6.950	4.013	2.869	200.000	300.000	41.8
0.000	8.006	4.622	3.396	200.000	400.000	

MODELO KHC2 (15 Capas y 1 Semi-espacio)

H (CAPA) (Km)	Vp (Km/Seg)	Vs (Km/Seg)	ρ (gr/cc)	ATENUACION		ESPESOR (Km)
				Qs	Qp	
1.000	2.500	1.440	2.500	200.000	100.000	
3.000	5.500	3.140	2.600	300.000	200.000	
23.000	6.300	3.630	2.700	400.000	300.000	
5.000	6.800	3.920	2.900	600.000	300.000	
8.000	8.370	4.730	3.500	600.000	350.000	40.8
20.000	6.300	4.710	3.520	700.000	400.000	
20.000	7.930	4.620	3.470	700.000	400.000	
20.000	7.930	4.180	3.430	700.000	450.000	
25.000	7.780	4.220	3.350	800.000	450.000	120.0
25.000	7.780	4.300	3.350	800.000	500.000	
25.000	7.970	4.440	3.350	900.000	550.000	
25.000	8.190	4.560	3.340	900.000	550.000	
25.000	8.390	4.610	3.340	900.000	550.000	
25.000	8.520	4.580	3.370	1000.000	600.000	270.0
0.000	8.550	4.570	3.410	1000.000	600.000	

MODELO MEXMOD (37 Capas y 1 Semi-espacio)

H (CAPA) (Km)	Vp (Km/Seg)	Vs (Km/Seg)	ρ (gr/cc)	ATENUACION		ESPESOR (Km)
				Qs	Qp	
5.000	4.295	2.600	2.500	100.000	300.000	
5.000	5.073	3.640	2.763	100.000	300.000	
6.000	6.015	3.690	2.773	150.000	900.000	
6.000	6.392	3.712	2.786	150.000	900.000	
6.000	6.745	3.766	2.791	150.000	900.000	
6.000	7.093	3.850	2.842	150.000	900.000	
6.500	7.342	4.049	3.049	150.000	900.000	
6.000	7.770	4.459	3.254	150.000	900.000	46.5
12.000	7.790	4.533	3.262	150.000	900.000	
12.000	7.874	4.554	3.264	150.000	1100.000	
20.000	7.892	4.245	3.290	100.000	1100.000	
32.000	7.922	4.145	3.340	75.000	1100.000	
30.000	7.973	4.278	3.390	75.000	1100.000	160.5
28.000	8.013	4.335	3.410	150.000	1100.000	
22.000	8.100	4.345	3.440	220.000	1100.000	
28.000	8.168	4.462	3.480	250.000	1000.000	
22.000	8.205	4.512	3.500	250.000	1150.000	
14.000	8.403	4.550	3.510	250.000	1150.000	296.5
14.000	8.403	4.600	3.520	264.000	1150.000	
22.000	8.520	4.640	3.545	264.000	1150.000	
14.000	8.630	4.700	3.550	264.000	1150.000	
28.000	8.630	4.810	3.550	264.000	1150.000	
52.000	8.750	4.900	3.565	264.000	1150.000	388.5
52.000	9.436	5.000	3.620	264.000	1200.000	
52.000	9.436	5.100	3.620	264.000	1200.000	492.5
31.000	9.600	5.280	3.680	264.000	1200.000	
31.000	9.700	5.370	3.680	264.000	1200.000	
31.000	9.900	5.460	3.680	264.000	1200.000	585.5
40.000	10.060	5.500	3.700	264.000	1200.000	
20.000	10.360	5.540	3.730	264.000	1200.000	
30.000	10.760	6.000	4.200	264.000	1200.000	683.8
150.000	11.100	6.120	4.560	264.000	1200.000	
244.000	11.240	6.350	4.630	264.000	1200.000	
250.000	11.650	6.600	4.750	264.000	1200.000	
250.000	12.250	7.200	4.860	264.000	1264.000	
700.000	13.610	7.500	5.510	264.000	1550.000	2277.0
0.000	15.590	9.000	6.300	264.000	1550.000	

a distancias grandes (mayores de 900 km) no fueron buenos.

Finalmente se consideró el Modelo MEXMOD (Gomberg, 1986). Este modelo fue el que proporcionó los mejores resultados, a partir de los cuales se determinó el momento sísmico. Las curvas de velocidad de fase y de grupo para este modelo se ilustran en la figura 37. La figura 38 muestra los modelos de estructura de KHC2 y MEXMOD.

El hecho de que el modelo MEXMOD haya dado los resultados más satisfactorios se atribuye a que de los tres modelos utilizados éste es el más representativo de estructuras de grandes áreas. El modelo KHC2 (Hartzell, 1978) es regional para cuencas y cordilleras, mientras que el modelo PRCP (Nava y Brune, 1982) es muy local, para la región del macizo rocoso peninsular.

V.4.- OBTENCION DEL MOMENTO SISMICO Mo.

La síntesis de las ondas superficiales se hizo usando un programa facilitado por la Dra. Joan S. Gomberg del Institute of Geophysics and Planetary Physics, University of California, San Diego. Para esto se utilizó un momento sísmico conocido de 2×10^{23} dinas-cm, y se supuso una fuente puntual. Se utilizó, además, el mecanismo focal determinado para el sismo principal en la sección II de esta tesis (figura 21).

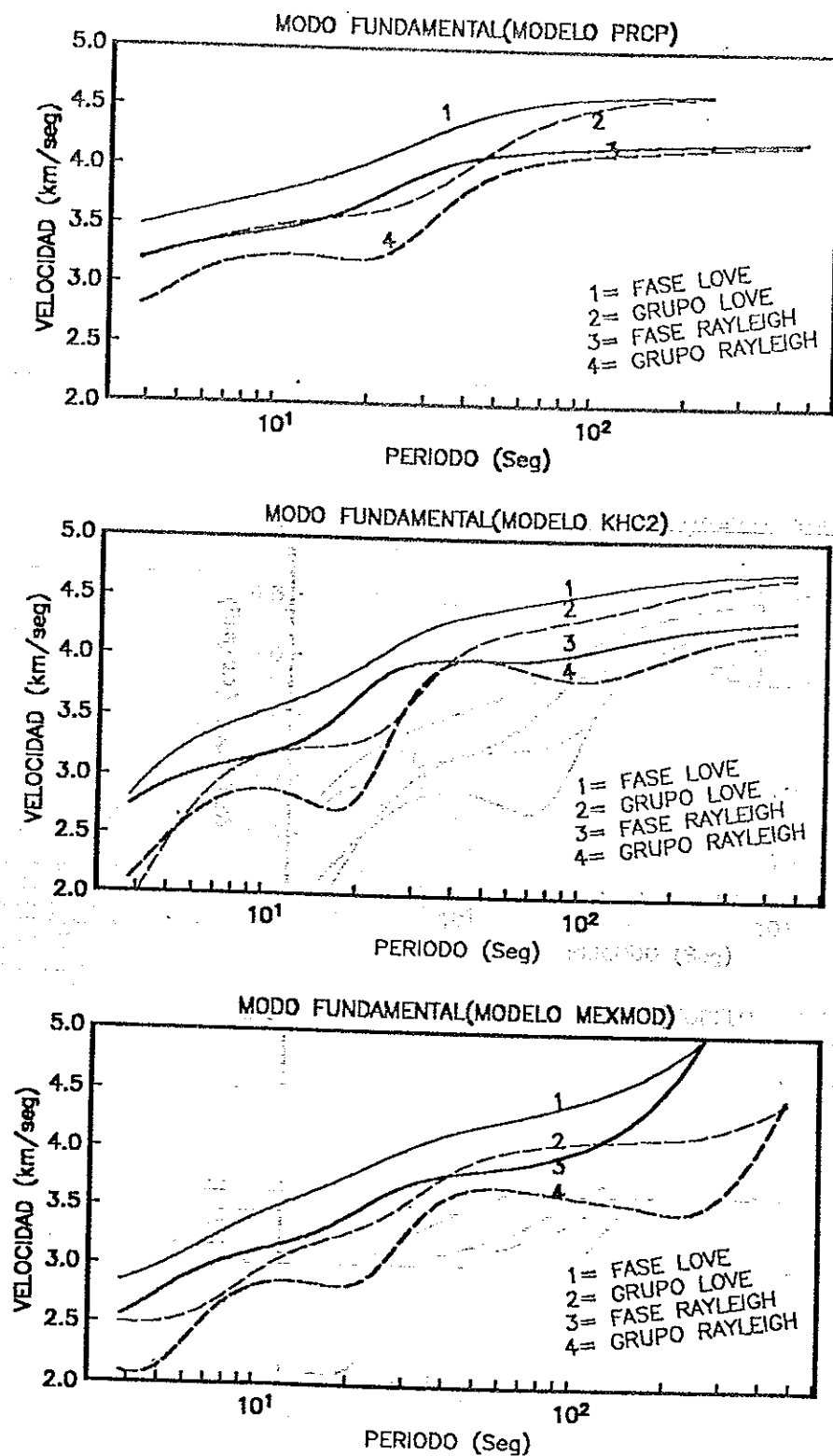


Fig.37 Curvas de velocidad (modo fundamental) de las ondas superficiales de Love y Rayleigh, para el modelo PRCP, KHC2 y MEXMOD.

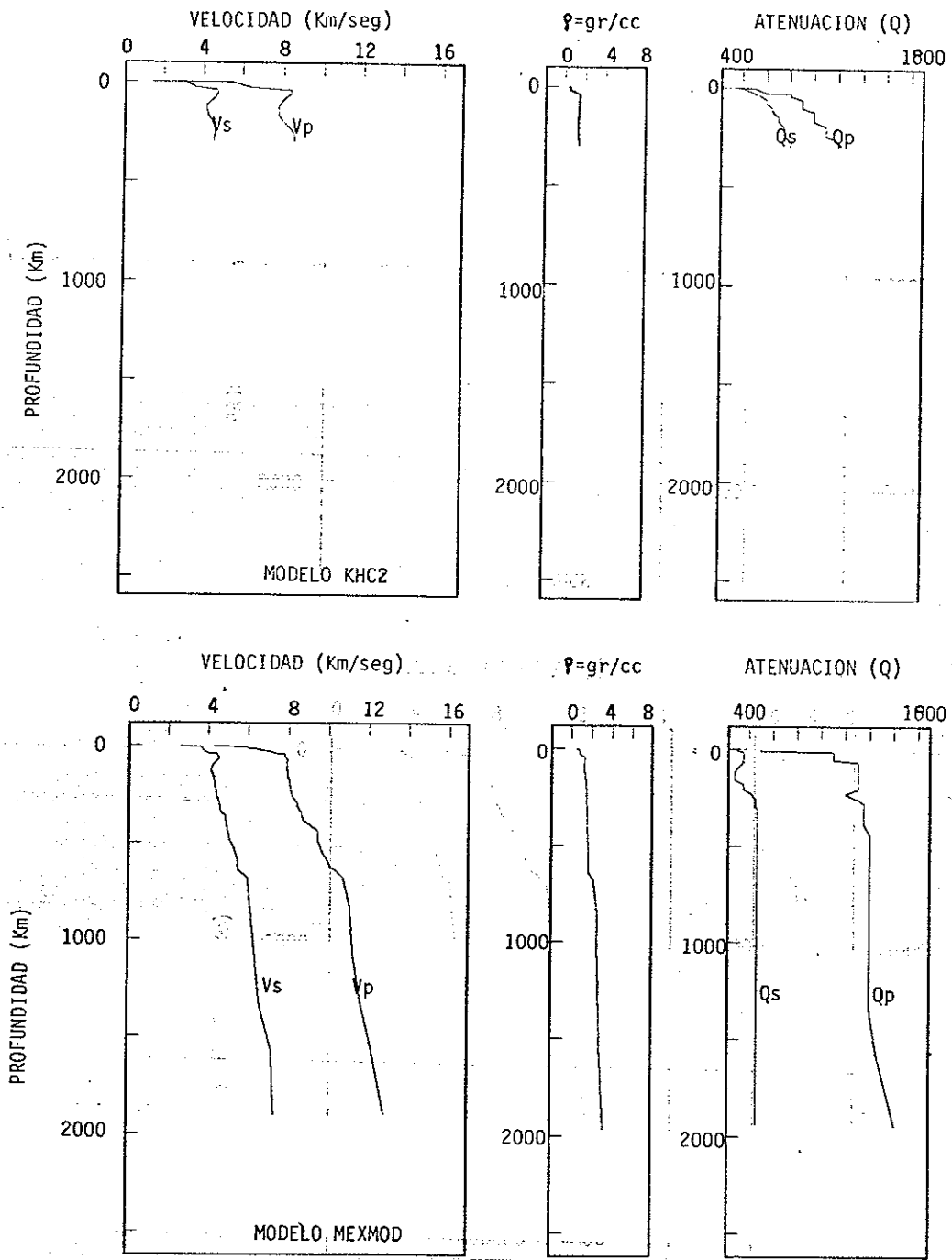


Fig.38 Modelos de estructura KHC2 y MEXMOD empleados para la generación de sismogramas sintéticos.

Una vez obtenidos los sismogramas sintéticos, el momento sísmico se calculó por comparación directa de las amplitudes de período largo exhibidas por los sismogramas sintéticos y observados de las cinco estaciones que se indican en la Tabla VIII. La figura 39 muestra la comparación entre los datos sintéticos y observados. En esta figura se nota claramente que las formas de onda sintéticas y observadas para TUC no concuerdan muy bien, a pesar de que esta estación es una de las más cercanas a la fuente. Esto probablemente se deba a la complicada estructura que atraviesa la energía sísmica (macizo rocoso -valle Imperial) en su trayectoria hacia la estación.

En cuanto a las otras estaciones, puede decirse en general que a períodos largos las amplitudes teóricas modelan aceptablemente a las amplitudes observadas. Sin embargo a períodos cortos el ajuste no es muy bueno (figura 39), lo cual es probablemente un reflejo del poco conocimiento que se tiene sobre la estructura más superficial de la región que contiene a la fuente y las estaciones utilizadas.

También se generaron sismogramas sintéticos para TUC y ALQ, a pesar de que estas estaciones no registraron el sismo de 1985. Para esto se supuso, en base a lo observado en los sismogramas de estaciones que registraron los dos eventos, que el evento de 1985 generó también sismogramas similares

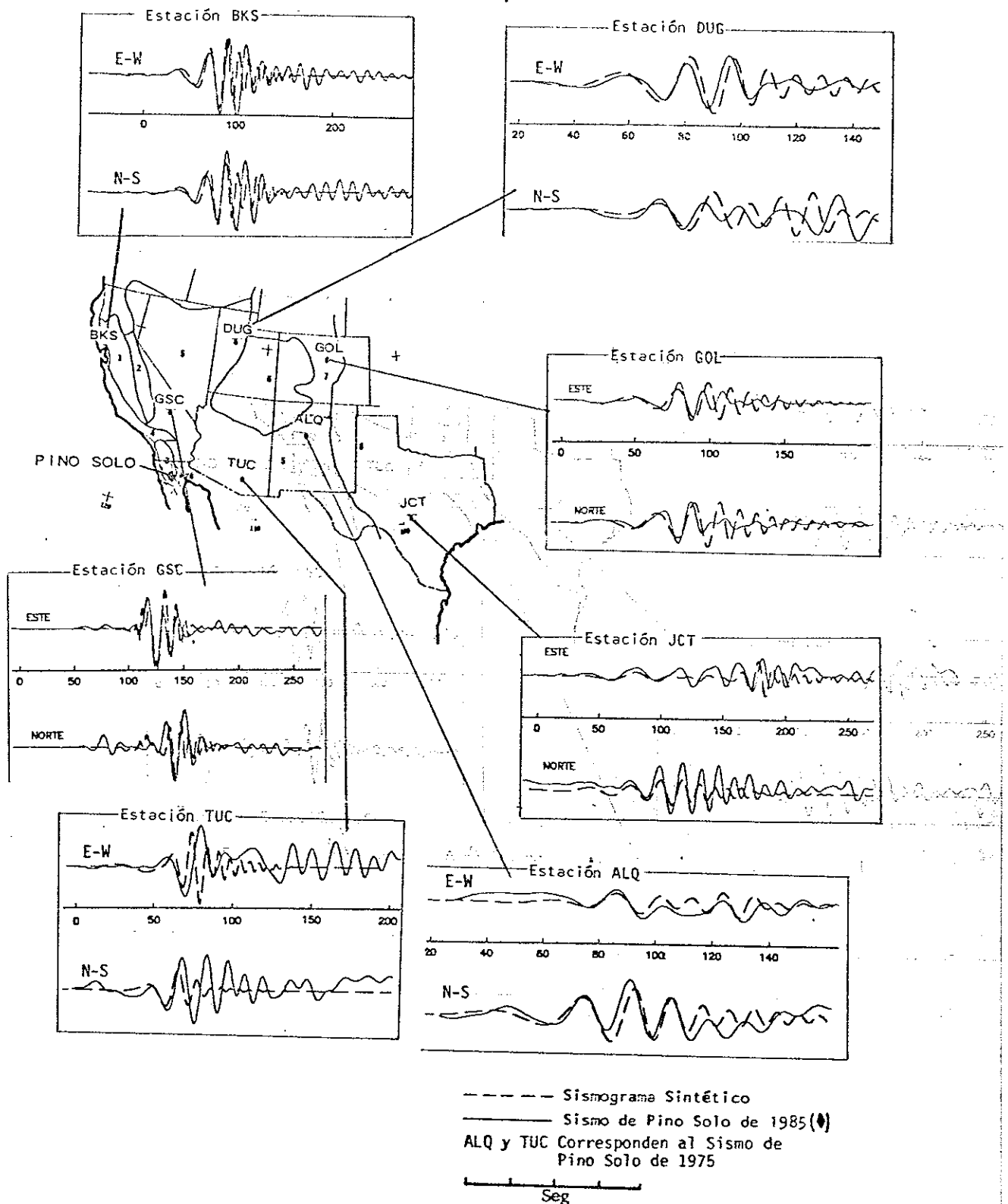


Fig.39 Comparación de sismogramas observados (digitizados) y sismogramas sintéticos de ondas superficiales obtenidos con el modelo MEXMOD. Aunque sólo se graficaron las componentes horizontales, también se trabajó con la componente vertical.

en dichas estaciones. Sin embargo, esto se hizo solo con el propósito de comparar las señales sísmicas sintéticas y observadas, y no para incluirlas en la determinación del momento sísmico

Los valores del momento sísmico que se determinaron en base a datos de cada una de las estaciones consideradas se muestran en la Tabla VIII. El momento sísmico promedio $\langle M_0 \rangle$ resultó ser 2.325×10^{23} dinas-cm. En este promedio, como ha sido indicado, no se incluyen los resultados obtenidos en TUC y ALQ, estaciones para las cuales se obtuvieron los máximos valores y cuyas trayectorias fuente-estación se encuentran predominantemente en regiones sedimentarias (figura 39). EL valor del factor multiplicativo de error (EM_0) fue obtenido con la ecuación (8). Para el sismo de 1985, $EM_0 = 1.25$ y para el de 1975, $EM_0 = 1.46$ (valor obtenido a partir de los datos reportados por Nava (1980)). Estos errores se indican en la figura 40 en forma de barras de error.

Debido al grado de similitud obtenido en la modelación de los periodos más largos y las amplitudes más grandes en los sismogramas observados, se puede concluir que tanto el modelo MEXMOD, como los parámetros focales obtenidos (dirección, buzamiento y deslizamiento de la falla) son razonablemente aceptables. Se generaron, adicionalmente, varios sismogramas a profundidades entre 10 y 20 km

TABLA VIII.- Momento sísmico para el sismo de
Pino Solo de 1985.

ESTACION	MOMENTO SISMICO (Dinas-cm)
	$Mo \times 10^{23}$
BKS	2.33183
GSC	2.38579
DUG	1.96973
GOL	2.49087
JCT	2.45023

PROMEDIO $\langle Mo \rangle = 2.325 \times 10^{23}$ dinas-cm

$EMo = 1.25$

Estaciones no incluidas en el promedio

ALQ	2.555910
TUC	4.105260

MOMENTO SISMICO PROMEDIO REPORTADO POR NAVA (1980)
PARA EL SISMO DE PINO SOLO DE 1975

$\langle Mo \rangle = 3.37 \times 10^{23}$ dinas-cm

$EMo'' = 1.46$

(" Valor obtenido a partir de datos reportados por Nava (1980)
para el evento Pino Solo de 1975).

$EMo =$ Factor mutiplicativo de error
de la ecuación (8)

(recordando que el valor de profundidad para el sismo de 1985 fue de aproximadamente 16 km) con el propósito de investigar posibles variaciones de la amplitud con respecto a la profundidad. En base a que no se notaron cambios significativos en los resultados, se puede concluir que el tratar de mejorar la estimación de la profundidad focal mediante la generación de sismogramas sintéticos de ondas superficiales no es un buen método. Sin embargo, al introducir variaciones en la dirección o rumbo y en el buzamiento de la falla se observaron cambios más notorios en los sismogramas, lo cual proporciona validez a los resultados obtenidos en las determinaciones de momento sísmico.

V.5.- RELACION EMPIRICA ENTRE LA MAGNITUD LOCAL Y EL MOMENTO SISMICO.

La figura 40 muestra la gráfica de momento sísmico, como función de la magnitud local, determinada por Vidal (1987). En esta figura Vidal (1987) incluyó los momentos sísmicos determinados en este estudio para algunas de las réplicas del sismo de Pino Solo de 1985. También se ha incluido en esta figura el valor promedio del momento sísmico determinado arriba para el sismo de 1985.

Usando la relación empírica

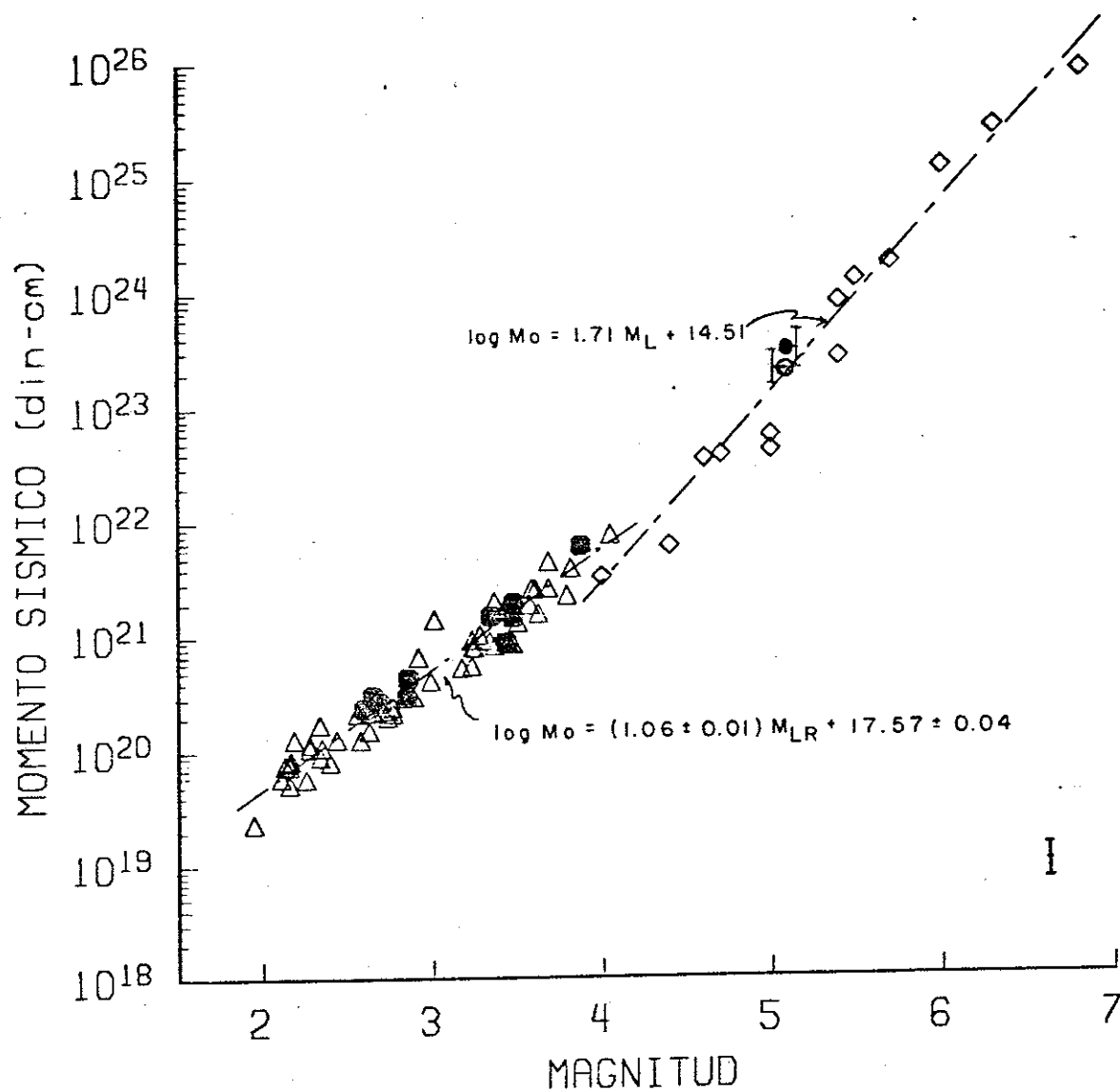


Fig.40 Relación entre el momento sísmico y magnitud del sismo de Pino Solo de 1985 (O), sus réplicas (●), evento Pino Solo 1975 (●) de Nava y Brune (1983) y los estudiados (Δ) y compilados (\diamond) por Vidal (1987).

$$\text{Log } M_0 = 1.71 M_L + 14.54 \quad (9)$$

determinada por Vidal (1987) para sismos de magnitudes entre 4.1 y 6.8, en combinación con los momento sísmicos determinados para los eventos de 1975 y 1985, se obtienen magnitudes locales de 5.25 y 5.16 para estos sismos, respectivamente. Estos valores de magnitud son prácticamente iguales a la magnitud (5.1) reportada por CALTECH/USGS para ambos sismos. Esto demuestra que las relaciones empíricas reportadas por Vidal (1987) son representativas para el macizo rocoso peninsular.

VI.- DISCUSION Y CONCLUSIONES.

La zona epicentral del sismo de Pino Solo de 1985, en combinación con lo reportado por Nava y Brune (1983) para el evento de 1975, no muestra una tendencia definida en su distribución de réplicas. Esta región epicentral se encuentra ubicada entre las fallas de San Miguel y Sierra Juárez, lugar donde no se tiene mapeada falla alguna. Sin embargo, la ocurrencia de los sismos que se reportan en este estudio sugieren fuertemente la existencia de una falla geológica que no se manifiesta superficialmente.

Los mecanismos focales obtenidos para el evento principal y sus réplicas concuerdan claramente con el patrón tectónico que rige los sistemas de fallas en la región. Esto es, fallas de rumbo con dirección de desplazamiento noroeste-sureste.

En esta tesis se calculó también la magnitud local (Tabla V), mediante la síntesis de sismogramas Wood-Anderson (Kanamori y Jennings, 1978) a partir de registros digitales obtenidos para las réplicas del sismo de Pino Solo 1985, Baja California. Para algunos valores de magnitud local obtenidos se tuvo la ventaja de poderlos comparar con la magnitud reportada por Caltech/USGS. Las discrepancias observadas en cinco casos en dichas comparaciones (MAGRESNOR-MAGCALTECH) varían entre -0.05 a 0.35 (ver Tabla

V). Esta metodología ha sido empleada por Munguía y Brune (1984) y Vidal (1987). Por lo que se concluye que dicha metodología es adecuada para la obtención de magnitud local a partir de registros digitales en el macizo rocoso peninsular.

Además de la magnitud local, se determinó el momento sísmico para algunas réplicas analizando el espectro sísmico. La relación entre las magnitudes locales y los momentos sísmicos obtenidos, en conjunto con los resultados reportados y compilados por Vidal (1987), arrojaron una relación de magnitud local-momento sísmico para la región del macizo rocoso peninsular (figura 35).

Los terremotos de Pino Solo de 1975 y 1985 resultaron parecidos tanto en amplitud como en sus formas de onda (figura 36). El hecho de que estos eventos sean parecidos es atribuido a que ambos eventos se originaron en una misma localidad geográfica y que los procesos de la fuente son similares (hipocentro y tensor de momentos).

En la parte final de este estudio se usó la metodología de sismograma sintético para modelar las ondas superficiales registradas por estaciones de la WWSSN a distancias regionales. Esto se hizo con la finalidad de determinar el momento sísmico para el evento principal de la secuencia de 1985. Para la generación de sismogramas sintéticos de ondas

superficiales se consideraron varios modelos de estructura. El modelo MEXMOD (Gomberg, 1987) fue el que mejor se ajustó a los sismogramas observados (figura 39), dado que se contó con un rango de distancias hasta de 1415 km y diversas provincias fisiográficas. Para un estudio que incluya solamente estaciones más cercanas que las aquí consideradas, posiblemente se obtengan mejores resultados con un modelo de cuencas y cordilleras (Basin and ranges), para la región en cuestión.

Para modelar las ondas superficiales observadas y estimar el momento sísmico promedio del evento Pino Solo de 1985, se usó el modo fundamental de las ondas superficiales de Rayleigh y Love. Analizando las formas de onda en los sismogramas observados, se observó que no era necesario usar un número mayor de modos. El valor promedio del momento sísmico obtenido de esta manera fue de 2.325×10^{23} dinas-cm, el cual es 32 % más bajo que el valor obtenido por Nava y Brune (1983) para el evento Pino Solo de 1975.

El grado de similitud entre los periodos y amplitudes mostrados por los sismogramas observados y calculados se considera aceptable, reflejando de esta manera que el modelo de estructura utilizado fue elegido apropiadamente, y que la localización del evento y los parámetros focales (azimut o rumbo, buzamiento y deslizamiento de la falla) fueron adecuadamente determinados.

LITERATURA CITADA

- Aki, K. and Richards, P.G. 1980. Quantitative Seismology. Vol. 1, W.H. Freeman and Company, San Francisco, California. 555 pp.
- Archuleta, R.J., Cranswick, E., Mueller, C.H. and Spudich, P., 1982. Source parameters of the 1980 Mammoth Lakes, California, Earthquakes sequence, J. Geophys. Res., 87, 4595-4607.
- Atwater, T., 1970. Implications of plate tectonics for the cenozoic tectonic evolution of western North America. Bull. Geol. Soc. Am., 81, 3515-3526.
- Brune, J. N., 1970. Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes, J. Geophys. Res., 75, 4997-5009.
- Brune, J. N., 1971. Correction, J. Geophys. Res., 76, 5002.
- Brune, J.N., R.S. Simons, C.J. Reboljar, and A. Reyes, 1979. Seismicity and faulting in northern Baja California, in Earthquakes and Other Perils of the San Diego region, Geological Society of America, Field Trip,

P.L. Abbott and W.J. Elliott, Editors, San Diego, California; November, 1979, Department of Geological Sciences, San Diego State University, San Diego, California 83-100.

Brune, N. J., Simons, R. A., Vernon, F., Canales, L. and Reyes, A., 1980. Digital seismic event recorder: Description and examples from the San Jacinto fault, the Imperial fault, the Cerro Prieto fault, and the Oaxaca, Mexico subduction fault. Bull. Seism. Soc. Am., 70, 1395-1408.

Duarte, C. 1983. Desarrollo de la Red Sismica del Norte de Baja California (RESNOR). CICESE, División de Ciencias de la Tierra, IE-GEO83-01. 27 p.

Gass, I., Smith, J. and Wilson, R., 1971. Understanding the Earth. An Open University Book, M.I.T. Press. 383 pp.

Gastil, R. G., Phillips, R. and Allison, E., 1975. Reconnaissance geology of the state of Baja California. Geol. Soc. Am. Memoir. 140, 170 pp.

Gilbert, F. 1979. An Introduction to Low-Frequency Seismology. Enrico Fermi School of the Earth's Interior, Italian Physical Society, July/August 1979,

Villa Monastero, Varrena, Italy. 76 pp.

Gomberg, S. J., 1986. The structure of the crust and upper Mantle of Mexico as Inferred from seismic data. PhD. Tesis, University of California, San Diego. ____pp

Hadley, D. and Kanamori, H., 1977. Seismic structure of the Transverse Ranges, California, Geol. Soc. Am., 88, 1469-1478.

Hanks, T.C. and Thatcher, W. 1972. A graphical representation of seismic source parameters, J. Geophys. Res., 77, 4393-4405.

Hartzell, H.,S., 1978. Interpretation of Earthquake strong ground motion and Implications for earthquake mechanism. PhD. Tesis, University of California, San Diego. 269 pp.

Hinojosa, C.,A. 1985. Topografic: Un programa para manejar un banco de archivos topográficos a partir de cartas de INEGI. Memorias del VIII congreso Nacional de Fotogrametría, Fotointerpretación y Geodesia. Abril de 1985, Morelia, Michoacán México. 918-927.

- Johnson, T., Madrid, J. and Koczyński, T., 1976. A study of microseismicity in northern Baja California, Mexico. Bull. Seism. Soc. Am., 66, 1921-1930.
- Kanamori, H. and Jennings, P. C., 1978. Determination of local magnitude, M , from strong-motion accelerograms, Bull. Seism. Soc. Am., 68, 471-485.
- Larson, R., 1972. Bathymetry, magnetic anomalies, and plate tectonic history of the mouth of the Gulf of California. Geol. Soc. Am., 833, 3345-3360.
- Lee, W. and Lahr, J., 1975. HYPO71 (revised): A computer program for determining hypocenter, magnitude, and first motion pattern of local earthquakes. (USGS open file report, 75-311).
- Lomnitz, C., 1974. Global tectonics and earthquake risk. Developments In Geotectonics. Elsevier Scientific Publishing Company, 320 pp.
- Lomnitz, C., Mooser, F., Allen, C., Brune, J. and Thatcher, W., 1970. Seismicity and tectonics of the northern Gulf of California region, Mexico. Preliminary results. Geophys. Inst., 10, No.2, 37-43.

- Munguia, L. and Brune, J.N., 1983. Local magnitude and sediment amplification observations from earthquakes in the northern Baja California-southern California region, Bull. Seism. Soc. Am., 74, 107-119.
- Nava, F.A., 1980. Study of seismic wave excitation for two earthquakes in northern Baja California. PhD Thesis, University of California, San Diego, 260 pp.
- Nava, F.A. and J.N. Brune, 1982. An earthquake-explosion reversed refraction line in the peninsular ranges of southern California and Baja California norte. Bull. Seism. Soc. Am., 72, 1195-1206.
- Nava, F.A. y Brune, J.N., 1983. Source mechanism and surface wave excitation for two earthquakes in northern Baja California, Mexico, Geophys. J. Res. Astr. Soc., 73, 739-763.
- Rebollar, C., J. and Reichle, M., 1987. Analysis of the seismicity detected in 1982-84 in the Northern Peninsular Ranges of Baja California. Bull. Seism. Soc. Am., 77, 173-183.
- Rebollar, C., J., Traslosheros, C. and Alvarez R., 1985. Estimates of seismic wave attenuation in northern Baja California. Bull. Seism. Soc. Am., 75, 91-96.

- Reyes, A., Brune, J., Barker, T., Canales, L., Madrid, J.,
Rebollar, C. and Munguia, L., 1975. A microearthquake
survey of the San Miguel fault zone, Baja California,
Mexico. Geophys. Res. Lett., 2, 56-59.
- Richter, C.F. (1935). An Instrumental earthquake magnitude
scale. Bull. Seism. Soc. Am., 25, 1-32.
- Richter, C.F. (1958). Elementary Seismology, W.H.
Freeman, San Francisco, California, 768 pp.
- Thatcher, W., 1972. Regional variation of seismic source
parameter in the northern Baja California area. J.
Geophys. Res., 77, 1549-1565.
- Thatcher, W. and Brune, J., 1973. Surface waves and
crustal structure in the Gulf of California region.
Bull. Seism. Soc. Am., 63, 1689-1698.
- Vidal, A., 1987. Magnitud local y parámetros de fuente para
sismos de la zona de fallas San Miguel-Vallecitos, Baja
California. Tesis de Maestría en Ciencias. Centro de
Investigación Científica y de Educación Superior de
Ensenada. 127 pp