

" ESTUDIO DE MICROSISMICIDAD A LO LARGO DE DOS
SECTORES DE LA FALLA SAN MIGUEL"

Tesis que para obtener el Título de Oceanólogo
presenta;

Jana Juracy Soares López

LIBRERIA DE ECONOMIA

A mi madre, por ser lo más hermoso que tengo en esta vida.
A mi padre, cuyo carácter queda opacado por su corazón de niño.
A Edgar, con todo mi cariño, por estar siempre a mi lado.
A mi abuelita, por su apoyo y buena voluntad.

Quisiera agradecer a todo el Depto. de Geofísica del Centro de Investigación Científica y Educación Superior de Ensenada, por su apoyo, compañerismo y, por hacer de un día de trabajo, una agradable tarea.

Al Dr. Alfonso Reyes Z., M. en C. Francisco Suárez, M. en C. Armando Albores L., por su gran ayuda cuando sentí que las dudas me cerraban el camino.

En especial, a Francisco Farfán, por su ardua labor en cuanto al trabajo de campo, al M. en C. Guillermo González Pomposo por su paciencia y amplia enseñanza en matemáticas.

Finalmente a Martita Barrera, Susy, Carlos Duarte, Luis Inzunza, Javier González, Fortunato, Pedro y Gloria Rubí, por sus constantes ánimos durante la elaboración de este trabajo.

INTRODUCCION	1
a)Riesgo sísmico	1
b)Localización	6
b')Marco Tectónico	9
OBJETIVO	12
METODO	13
a)Descripción del experimento de campo	13
i)Julio 1979	13
ii)Febrero 1981	15
b)Análisis de datos	17
i) Método de localización	17
ii)Diagrama de Madatti	26
iii)Mecanismo focal de temblores	29
RESULTADOS Y DISCUSIONES	34
CONCLUSIONES	37
RECOMENDACIONES	38
LITERATURA CITADA	40

I N T R O D U C C I O N

a) Riesgo sísmico

Debido a su carácter dinámico, la Tierra constantemente se encuentra sufriendo deformaciones debido a que está sometida continuamente a esfuerzos internos y externos. Cuando estos esfuerzos no son muy grandes, ocurre lo que se conoce como deformación elástica y/o plástica. Sin embargo, si los esfuerzos se llevan a cabo durante un largo periodo, la Tierra sufre un fracturamiento. El fracturamiento implica un repentino relajamiento de esfuerzos y da origen a 2 tipos de ondas elásticas que viajan a través de la Tierra: Las ondas Primarias (P), que se propagan por medio de compresiones y dilataciones alternadas de las partículas del medio en dirección paralela a la de la onda, tienen una mayor velocidad que las ondas Secundarias (S), las cuales se propagan dando lugar a que las partículas tengan un movimiento perpendicular a la dirección de transmisión de la onda. Una red sísmica colocada sobre la superficie de la Tierra, puede registrar el movimiento del suelo causado por

el paso de las ondas elásticas.

Este tipo de fenómeno natural denominado sismo, es de gran importancia, ya que por su ocurrencia repentina, el hombre aún no encuentra la manera de predecirlo y por lo mismo de detener o cambiar su curso. Es por esto que la atención postcatastrófica, al no atender las causas de los desastres sino sus efectos, no contribuye a aminorar o detenerlos. Con un conocimiento anticipado de los sitios en los cuales es posible la ocurrencia de un temblor, obtendremos la base para la prevención de los daños.

Riesgo sísmico, se define como la probable exposición de un sitio a la ocurrencia de temblores. Para elaborar el estudio del riesgo sísmico de un sitio, generalmente se empieza por hacer un reconocimiento geológico de la zona de interés: naturaleza del suelo, existencia de fallas, tipo y cantidad de movimiento de éstas, así como también material del que se componen las construcciones y organización de la población para casos de emergencias.

Con respecto a las fallas, están definidas como rupturas a lo largo de las cuales las paredes opuestas se han movido una con respecto a la otra debido a movimientos tectónicos (Billings II, 1972) y, es importante conocer la mayor magnitud

esperada de un temblor en la zona, lo que permite elaborar las normas adecuadas para la construcción. Con este fin se lleva a cabo una relación de frecuencia entre temblores grandes y pequeños. Esto se basa en sismicidad histórica y permite establecer la ley de la distribución de probabilidad en cuanto al tamaño de un evento esperado (Donovan II. et al., 1979).

Resulta imposible poder reconstruir la historia sísmica de Baja California, ya que ésta se encontraba casi deshabitada en los siglos pasados, aunque existe actualmente conocimiento de dos macrosismos en esta zona: el primero durante febrero de 1716 (Lomnitz, 1974) sin poder definir con precisión su localidad y, el otro ocurrido en 1892, cuya intensidad probablemente alcanzó el grado X en la escala Mercalli, cerca de su origen, sintiéndose en San Bernardino y Los Angeles con una intensidad de VI (Wood and Heck, 1951). El epicentro se estima ubicado en la región Norte de Baja California, sin poder definir con certeza si ocurrió en la Falla de Agua Blanca o en la de San Miguel, aunque en esta última, no se observan desplazamientos de dicha época (Shor op cit, 1958).

Con el gran aumento de la población en Baja California, los daños debidos a las pérdidas de vidas y a los

gastos que sufre la economía del país en las reparaciones materiales va en continuo ascenso.

Las construcciones de bajo costo, generalmente edificadas por los propios habitantes con materiales de baja calidad y, los procedimientos utilizados en la elaboración de éstas, son poco adecuados para resistir los efectos sísmicos (Meli R, 1979).

Ha sido fácil observar que Baja California tiene un alto índice de riesgo sísmico, ya que se encuentra prácticamente en la frontera entre las placas del Pacífico y Norteamérica, delimitada por el conocido sistema de Fallas de San Andrés.

Se ha determinado que el sistema de Fallas de San Andrés, ha dado como resultado el desprendimiento de la península de Baja California del resto de la República Mexicana. Se ha calculado, que en los últimos 5 millones de años, la abertura de la boca del Golfo ha sido de 300 kms, obteniéndose así una velocidad promedio de deslizamiento de 6 cm/año de las dos placas (Larson, 1968).

Algunas de las fallas activas principales que pertenecen a este sistema en la zona fronteriza de las dos

Californias son: Brawley, Imperial, San Jacinto, Cerro Prieto, Elsinore, Laguna Salada y la Falla de Agua Caliente, que cruzan la planicie del Río Colorado y afectan por su cercanía a las poblaciones de Mexicali y a San Luis Río Colorado, las Fallas Newport-Inglewood, Rose Canyon, Vallecitos, San Miguel y Sierra Juárez, que debido a su proximidad a las ciudades de San Diego, Tijuana y Ensenada producen alto riesgo sísmico en esas zonas y, por último la Falla de Agua Blanca, cuyo silencio sísmico actual, podría posteriormente resultar en una ruptura instantánea, dando lugar a un sismo de gran magnitud que ocasionaría grandes desastres en las zonas vecinas y en la población de Ensenada (Fig 1).

b) Localización y Antecedentes de la Falla de San Miguel

La Falla San Miguel, se encuentra desde el extremo Sur de la Sierra Juárez, cerca del extremo Este de la Falla de Agua Blanca, aproximadamente con una orientación $N 60^{\circ} 00' W$ a través de la Planicie del Alamo (Fig 2) y, es realmente un sistema de fallas 'en echelon', lo cual se constató por medio de rupturas superficiales producidas después del temblor de febrero de 1956 (Shor op cit, 1958), indicando que se trata de una falla joven en evolución (Tchalenko J., 1970). Este sistema, probablemente se ha originado debido a que las velocidades individuales de los centros de dispersión en el Golfo de California, hoy en día, disminuyen hacia el Norte y el esfuerzo acumulado resulta en rupturas hacia el Occidente. No se conoce aun el por qué la velocidad decrece hacia el Norte, pero tal vez se deba a la interferencia de los movimientos del sistema San Andrés causados por las Cordilleras Transversales al Sur de California, cerca de Santa Bárbara (Lomnitz et al., 1970).

Reyes et al. (1975), encuentran que el número de eventos a lo largo de la Falla San Miguel, tiene una tendencia de aumento con un evento o menos por día desde el extremo III de la falla, en las cercanías de la ciudad de

Tijuana, hasta 100 o más eventos por día en el extremo Sur de la falla en la vecindad del Valle de la Trinidad.

Por su parte, Johnson et al. en 1976, monitorearon la sismicidad asociada a las Fallas San Miguel y Agua Blanca, encontrando una zona de 60 kms de longitud con fuerte actividad sísmica alineada al sistema San Miguel.

En cuanto a las dimensiones de esta falla, es difícil ubicarla como un solo segmento sin pensar en ella como un conjunto de fallas menores que reciben nombres locales.

Debido a que observan la misma tendencia NW, varios investigadores sugieren la posible continuación de la Falla San Miguel hacia el Norte, del lado del Pacífico, conectándose con la Falla Rose Canyon cerca de San Diego, Calif. y ésta, a su vez, con la Falla Newport-Inglewood más hacia el Norte (Fig 1) (Coorey 1954, Junger 1976, Legg and Kennedy 1979, Brune et al. 1979). Sin embargo, aunque la extrapolación de la Falla Newport-Inglewood con la de Rose Canyon ha sido generalmente aceptada, no se ha podido comprobar la continuación de San Miguel con Rose Canyon debido a la estudios oceanográfico-geológicos y sismológicos.

Asimismo, se vio la necesidad de realizar un estudio sísmico acerca de la relación que tiene la Falla San Miguel con los sectores cercanos a la costa del lado del Golfo de California, ya que los estudios elaborados con anterioridad han sido de carácter geológico. (Gastil et al., 1969), de fotografías aéreas (Hamilton et al. 1971) y, aquel realizado por Henyey et al. (1973), consistente en hacer perfiles de reflexión sísmica sobre el Golfo de California.

Estos estudios, indican que no hay evidencias superficiales acerca de la posible continuación de las Fallas Agua Blanca, San Miguel o Sierra Juárez hacia el Golfo de California, sin embargo, es obvia la necesidad de realizar un estudio sísmico en la región, con el fin de poder conocer la distribución de movimiento en los segmentos de la Falla del Sistema San Andrés en esa zona.

b') Marco Tectónico

En términos muy generales, Gastil et al. (1975), observan que Baja California consiste de un borde continental hacia el lado costero del Pacífico, de una cadena de montañas y valles centrales y de la depresión que es el Golfo de California (Fig 3).

Gastil, describe que las rocas encontradas en la Península, son indicadoras de dos revoluciones geológicas principales: El evento Mesozóico Medio y el evento Cenozóico Medio.

El primero ocurrió desde el Jurásico hasta el Cretácico Medio, involucrando metamorfismo regional, levantamientos y erosión. Hacia finales de este período, se llevó a cabo el evento Térmico del Mesozóico, consistente en la intrusión del batolito peninsular, dando lugar probablemente a cambios geográficos fundamentales.

El evento Cenozóico Medio, dio lugar a la creación del Golfo de California. Ambos eventos, dividen la historia de Baja California en intervalos muy significativos. Todo lo ocurrido antes de las intrusiones graníticas del Cretácico

Medio, es referido como prebatolítico, lo posterior, por tanto, es postbatolítico. La historia postbatolítica está a su vez dividida en eventos que ocurrieron antes de la formación de la provincia del Golfo de California ($\approx 30 \times 10^6$ años) y aquellos ocurridos después (Gastil op cit, 1975). Si se está de acuerdo con el modelo propuesto por Lomnitz (1975) acerca del origen de la Falla San Miguel, indudablemente ésta marca un evento postbatolítico posterior a la formación del Golfo de California.

Además, de inmediato surge la incógnita de tratar de buscar la ubicación de la transferencia de movimiento de las fallas encontradas en el Golfo de California, hacia las fallas activas ubicadas hacia el Oeste de la traza principal del Sistema San Andrés.

A partir de datos batimétricos y sismológicos, se ha llegado a establecer un patrón tectónico en la parte Norte del Golfo de Baja California (Fig 1) y, se ha observado que la mayoría de las Fallas transformadas terminan abruptamente, sin aparentemente tener continuación hacia el continente.

Armijo y Suárez (en prensa), proponen que el movimiento sobre la Falla de San Miguel, es transmitido a partir del lineamiento del Golfo, hacia la Falla de San Pedro Mártir,

distribuyéndose en las Fallas de San Miguel, Agua Blanca, Sierra Juárez, etc., pero la carencia de datos geofísicos, es la causa de la falta de comprobación de esta teoría.

O B J E T I V O

El objetivo principal del plan estatal de desarrollo en el aspecto de emergencias urbanas, es evitar asentamientos humanos en zonas de alto riesgo sísmico, (Díaz R, 1979) y, es por esto, que como parte de un estudio a largo plazo en donde se irán colocando redes sismográficas de pequeña dimensión, se pretende en este trabajo, hacer una contribución más al conocimiento geofísico de la Falla San Miguel, delimitando algunos sectores sísmicamente activos de la misma Falla, estableciendo algunas de sus características, tales como su rumbo y echado. Se intenta también observar si existen indicios sísmicos sobre la posible continuación de esta Falla hacia el golfo de California.

H E T O D O

a) Descripción del experimento de campo

JULIO 1979

Se hizo un estudio preliminar los días 30 de junio y 1.- de julio de 1979 en la región cercana al Valle de Ojos Negros, colocando a uno y otro lado de la Falla de San Miguel, instrumentos portátiles Sprengnether modelo # HEQ 800 con sismómetros tipo Ranger de período libre 1 seg y registro sobre papel ahumado, utilizando un fijador para que la información quedara grabada.

Para la localización de las estaciones, se emplearon los mapas geológico (esc: 1:250 000) de Gastil et al. (1975) y el topográfico de DETENAL (claves H11B13 y H11B14), esc: 1:50 000 cuya separación entre curvas de nivel es cada 20 m. La ganancia de los instrumentos, se estableció entre 86 y 90 db, siendo alta debido al poco ruido civil observado en las estaciones, ya que se procuró que éstas, fueran

ubicadas lejos de los caminos vecinales.

Se entiende como ruido, todas aquellas señales procedentes de una fuente distinta a aquella que dió origen al temblor.

La señal del tiempo GMT (Tiempo de Greenwich), con el código WUVB, se introdujo al principio del registro recibiendo con un radio TC-L y, cuando la señal era débil, se volvía a captar al final del mismo. Se registraron comunmente 3 eventos en las 3 estaciones de prueba y, se midió la diferencia de tiempos de arribo entre aquel de la onda S y el de la onda P (S-P). Lo anterior, permitió que se obtuviera una rápida localización epicentral empleando la fórmula:

$$D = V_p(S-P)/\sqrt{3} - 1$$

en donde:

D= distancia entre la estación y el epicentro

V_p= velocidad promedio de la onda P en la corteza

(S-P)= la diferencia entre tiempos de arribo P y S

Esto permitió designar la mejor ubicación de las estaciones que formarían la red y las cuales se planeó dejar por espacio de los 23 días que duró el experimento, quedando 5 con la distribución mostrada en la Figura 4, pudiendo mapear con precisión un área de 22 X 20 Kms² entre las coordenadas 31° 50' y 32° 10' Latitud Norte y 116° 00' y 116° 30' Longitud Oeste. Diariamente, se hacía el recorrido a las 5 estaciones para su mantenimiento y cambio del papel de registro.

Durante los 23 días de registro continuo, las estaciones trabajaron a la ganancia establecida anteriormente con las estaciones de prueba.

En la Tabla I, se muestra en detalle, la operación de las estaciones durante el experimento. En todos los casos, aún cuando el registro no fuera de óptima calidad, siempre se pudo aprovechar.

FEBRERO 1981

En este experimento con duración de 10 días, básicamente se

siguieron los mismos pasos que en el estudio llevado a cabo durante el mes de julio, colocando 3 estaciones de prueba al Sur de la Falla San Miguel cerca de la unión con la Falla de Agua Blanca y, con ayuda del mapa topográfico de DETENAL (clave H11B36), fijar las 5 estaciones en la Figura 5 se pueden observar instaladas durante ese período. Sin embargo, siempre se tuvieron 4 estaciones trabajando, debido a que ELP1 fue cambiada de lugar hacia ELP2, donde se obtuvo mayor número de eventos. En este caso, la ganancia también pudo ser alta (72 db) en todas las estaciones debido a la tranquilidad del lugar.

El difícil acceso al lugar, no permitió un mejor arreglo de las estaciones, siendo el tamaño de la red de aproximadamente 8 X 6 kms² entre las coordenadas 115° 40' y 115° 20' Latitud Norte y 31° 35' y 31° 10' Longitud Oeste.

Para este experimento, la manera como trabajaron las estaciones está dado en la Tabla II.

b) Análisis de datos

i) Método de localización

En general, ha sido aceptado que los temblores resultan del movimiento rápido a lo largo de las Fallas. A partir de un estudio de los sismogramas, es posible localizar el foco o hipocentro de un temblor, es decir, el punto en la corteza donde comenzó el desplazamiento. El epicentro, es el punto sobre la superficie de la Tierra, directamente sobre el foco. Para lograr la localización epicentral, se siguieron los pasos a continuación:

El primero, consistió en la identificación de un mismo evento en los distintos sismogramas de las estaciones, por medio de su fecha, hora y hasta minuto ya que se tenía una red detectora de microtemblores.

El segundo paso fue hacer la lectura de los tiempos de arribo de las ondas P y S hacia cada una de las estaciones con ayuda de una regla con separaciones cada mm. y con una lente de aumento tipo 10X.

Posteriormente se utilizó el programa HYP071 (Lee & Lahr, 1971), cuyo método de localización se describe a continuación, consistente en un algoritmo que permite hacer iteraciones sucesivas a partir de un hipocentro inicial.

El programa HYP071 es el método tradicional de localización de Geiger adaptado a la computadora PRIME 400 basado en 2 conceptos básicos de matemáticas: solución iterativa de ecuaciones no lineales y mínimos cuadrados (Lee and Stewart, 1979).

Para determinar el hipocentro y el tiempo de origen, usamos coordenadas en 4 dimensiones : las 3 coordenadas espaciales (x,y,z) y el tiempo (t).

Consiste en proponer una solución de prueba denotada

$$* * * * *$$

por el vector $F = (X, Y, Z, t)$ de donde T implica transpuesta. Suponemos además, que la solución está lo suficientemente cerca de nuestra solución real $F=(X_0, Y_0, Z_0, t_0)^T$.

En general, cualquier función de una variable que sea diferenciable cuando menos 'n' veces en un intervalo que contiene puntos (x) y (x + Dx), puede ser expandida por Serie

de Taylor de la siguiente manera:

$$f(x + dx) = f(x) + dx f'(x) + \dots + \frac{(dx)^n}{n!} f^{(n)}(x)$$

Si el punto $(x + dx)$ se encuentra muy cerca al punto x , podemos linealizar truncando los términos no lineales obteniendo:

$$f(x+dx) = f(x) + f'(x)dx$$

En el caso del problema de localización, la función a conocer sería el tiempo de viaje, el cual depende a su vez de la posición del hipocentro (latitud, longitud y profundidad). Así, se puede escribir la función del tiempo de viaje a partir del hipocentro real $F = (X_0, Y_0, Z_0)$ a la i -ésima estación sísmica, en términos de aquella del hipocentro de prueba como:

$$\begin{aligned} \zeta_i - t_0 = & T_i + \frac{\partial T_i}{\partial x} (X_0 - X) + \frac{\partial T_i}{\partial y} (Y_0 - Y) \\ & + \frac{\partial T_i}{\partial z} (Z_0 - Z) + \dots + \frac{\partial T_i}{\partial x} (X_0 - X)/n! \\ & + \frac{\partial T_i}{\partial y} (Y_0 - Y)/n! + \frac{\partial T_i}{\partial z} (Z_0 - Z)/n! \end{aligned}$$

de donde:

ζ_i es el tiempo de arribo observado en el sismograma a la i -ésima estación.

t_0 es el tiempo de origen real

T_i es el tiempo teórico de viaje a partir del hipocentro de prueba (X^*, Y^*, Z^*) a la i -ésima estación.

Si se escoge el hipocentro de prueba muy cercano al hipocentro real, podemos linealizar, obteniendo:

$$\zeta_i - t_0 = T_i + \frac{\partial T_i}{\partial x} (X_0 - X) + \frac{\partial T_i}{\partial y} (Y_0 - Y) + \frac{\partial T_i}{\partial z} (Z_0 - Z) \dots\dots\dots 1$$

Las derivadas parciales del tiempo de viaje deben evaluarse en el hipocentro de prueba.

El tiempo de arribo teórico desde el hipocentro de prueba a la i -ésima estación, es: $(T_i + t^*)$, de donde t^* es el tiempo de origen de prueba.

Definamos a R_i como el i -ésimo residual entre el tiempo de arribo observado y el teórico a la i -ésima estación,

entonces:

$$R_i = \zeta_i - (T_i + t)$$

Para facilitar la notación, llamemos

$$\delta x = X_0 - X$$

$$\delta y = Y_0 - Y$$

$$\delta z = Z_0 - Z$$

$$\delta t = t_0 - t$$

Sumando $-t$ a ambos lados de la ec 1, la podemos reescribir como:

$$R_i = \frac{\partial T_i}{\partial x} \delta x + \frac{\partial T_i}{\partial y} \delta y + \frac{\partial T_i}{\partial z} \delta z + \delta t \dots\dots 3$$

La ec. 3 contiene 4 incógnitas: $\delta x, \delta y, \delta z, \delta t$.

Si tenemos tiempos de arribo hacia 4 estaciones sísmicas, tendremos 4 ecuaciones independientes de la forma 3

y, si calculamos T_i y sus derivadas parciales espaciales en la primera solución de prueba $F(1)$, entonces podemos resolver para las incógnitas. Estas deltas, pueden considerarse como componentes de un vector de ajuste dF y se escribe el primer vector de ajuste como $dF(1)$.

Como la ec. 3 es una aproximación, la solución real está dada aproximadamente por:

$$F_0 = F(1) + dF(1)$$

Si ahora usamos $F(1) + dF(1)$ como nuestra siguiente solución de prueba $F(2)$, repitiendo el mismo procedimiento para obtener el segundo vector de ajuste $dF(2)$, entonces $F(2) + dF(2)$ es generalmente una mejor aproximación a F_0 que $dF(1)$.

De este modo, tenemos un procedimiento iterativo para determinar el hipocentro y tiempo de origen de un temblor. Debido a que una red detectora de microtemblores usualmente consiste en más de 4 estaciones, la ec. 3 se convierte en un sistema sobredeterminado de ecuaciones lineales:

$$R_i = \partial T_i / \partial x \delta x + \partial T_i / \partial y \delta y + \partial T_i / \partial z \delta z + \delta t + E_i$$

$$i=1,2,3,\dots,n$$

de donde E_i es el error de aproximación.

El método por lo general empleado para resolver un sistema sobredeterminado, es por mínimos cuadrados. Buscamos una solución a la ecuación 4 de tal manera que:

$$\sum_i E_i^2 = \text{un mínimo}$$

o que

$$\sum (R_i - A_i \delta x - B_i \delta y - C_i \delta z - \delta t)^2 = \text{un mínimo} \dots\dots\dots 5$$

Denotando como:

$$A_i = \partial T_i / \partial x$$

$$B_i = \partial T_i / \partial y$$

$$C_i = \partial T_i / \partial z$$

Una condición necesaria para que una función $f(x)$ tenga un extremo, es que $df(x)/dx = 0$.

Si diferenciamos la ec. 5 con respecto a x , y , z y t , respectivamente e igualamos a cero, obtenemos las siguientes ecuaciones normales:

$$\begin{aligned} \sum A_i \delta x + \sum A_i B_i \delta y + \sum A_i C_i \delta z + \sum A_i \delta t &= \sum A_i R_i \\ \sum A_i B_i \delta x + \sum B_i \delta y + \sum B_i C_i \delta z + \sum B_i \delta t &= \sum B_i R_i \\ \sum A_i C_i \delta x + \sum B_i C_i \delta y + \sum C_i \delta z + \sum C_i \delta t &= \sum C_i R_i \\ \sum A_i \delta x + \sum B_i \delta y + \sum C_i \delta z + \sum n \delta t &= \sum R_i \end{aligned}$$

de donde cada sumatoria va desde $i=1, \dots, n$

Aunque la ec. 5 es cuadrática, la ec 6 es un sistema de 4 ecs. lineales con 4 incógnitas.

En notación matricial, la ec. 6 puede escribirse como $G\vec{X} = \vec{R}$

de donde $\vec{X} = (\delta x, \delta y, \delta z, \delta t)$

$$\vec{R} = (\sum A_i R_i, \sum B_i R_i, \sum C_i R_i, \sum R_i)$$

$$G = \begin{pmatrix} \sum A_i & \sum A_i B_i & \sum A_i C_i & \sum A_i \\ \sum A_i B_i & \sum B_i & \sum B_i C_i & \sum B_i \\ \sum A_i C_i & \sum B_i C_i & \sum C_i & \sum C_i \\ \sum A_i & \sum B_i & \sum C_i & n \end{pmatrix}$$

Si G es no-singular, (es decir, su determinante es distinto de 0.), es relativamente sencillo resolver para X .

Al derivar el método de Geiger, no se ha especificado ningún arribo sísmico en particular. Normalmente, este método se aplica para los primeros tiempos de arribo P solo por su facilidad de lectura. En nuestro caso contamos con el arribo de la onda S , teniendo ecuaciones adicionales en la forma de la ec. 4 e independientes del tiempo de origen. Es más, si el tiempo absoluto no está a nuestro alcance, aún podemos utilizar $(S-P)$ para localizar temblores. En este caso, modificamos la ec. 4 para leer:

$$R_i = \partial T_i / \partial x \delta x + \partial T_i / \partial y \delta y + \partial T_i / \partial z \delta z + E_i$$

de donde ζ_i y T_i en la ec 1, serían los intervalos $(S-P)$ observados y calculados respectivamente, y el término dt en la ec. 4 se omite porque los intervalos $(S-P)$ son independientes del tiempo de origen.

Resulta obvio que para poder calcular los tiempos de viaje teóricos, se necesita suponer un buen modelo estructural de velocidades.

Con este fin y en base a un estudio sobre ondas superficiales y estructura de corteza llevado a cabo por Thatcher y Brune (1973), el modelo utilizado en este trabajo fue:

VELOCIDAD (Km/seg)	ESPESOR (Kms)
5.40	0.00
5.73	10.00
6.38	15.50
8.00	30.00

ii) Diagrama de Wadatti

Con el fin de obtener una localización más precisa, se elabora el diagrama de Wadatti, consistente en obtener la relación V_p/V_s , graficando los tiempos relativos de la onda P contra aquellos de la onda S. Con esto, quiero decir que tomamos como referencia aquella estación más cercana al evento (o sea, donde el tiempo de arribo es menor) y se hace la resta de los demás arribos con respecto a la de referencia, lo mismo para la onda S.

Esto se expresa como

$$T_i = T_o + T_{vi}$$

$$T_{ir} = T_{or} + T_{vr}$$

de donde

T_i es el tiempo de arribo a la i ésima estación

T_o es el tiempo de origen

T_{vi} es el tiempo de viaje a la i ésima estación

indicando el subíndice 'r', la estación de referencia, donde el tiempo de arribo es menor.

Para la onda P:

$$T_{ip} - T_{irp} = T_{op} + T_{vip} - T_{orp} - T_{vrp}$$

pero como $T_{vip} = X_i/\alpha$ y $T_{vrp} = X_r/\alpha$

siendo α la velocidad de la onda P, se tiene:

$$T_{ip} - T_{irp} = \Delta p = (1/\alpha)(X_{ip} - X_{rp})$$

De la misma manera, para la onda S:

$$T_{is} - T_{irs} = \Delta s = (1/\beta)(X_{is} - X_{rs})$$

siendo β la velocidad para la onda S.

$$\text{Con esto, } \tan \theta = \frac{\Delta s}{\Delta P} = \frac{\alpha}{\beta}$$

Una vez calculado lo anterior, se procede a graficar, tomando como abscisa los tiempos relativos de P y como ordenada los de S. La gráfica debe resultar en una recta, ajustada por mínimos cuadrados, cuya pendiente será el valor de la velocidad P contra el de la velocidad S. Además de ayudarnos a tener una localización más acertada de nuestro evento, el diagrama de Madatti en un principio nos indicaría si el sistema en estudio está dominado por roca seca o saturada de fluido, ya que cuando las fracturas están llenas de agua, la velocidad de la onda S decrece con mucho mayor rapidez que la velocidad de la onda P, provocando con esto un aumento en la razón V_p/V_s .

Se ha encontrado, a partir de condiciones de laboratorio en rocas secas y saturadas de vapor, que para

$V_p/V_s > 1.73$, el sistema estará dominado por
roca saturada de fluido

$V_p/V_s = 1.73$, el sistema estará dominado por
roca normal

$V_p/V_s < 1.73$, el sistema estará dominado por
roca seca.

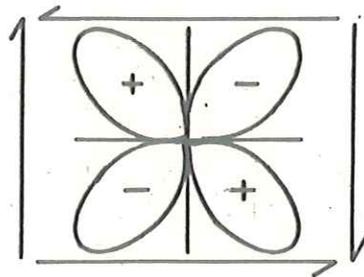
Otras aplicaciones con respecto al diagrama de Wadatti, se han encontrado en estudios recientes, constando que la razón V_p/V_s disminuye considerablemente momentos antes de la ocurrencia de un sismo (Aggarwal et al., 1973).

iii) Mecanismo focal de temblores

Hasta ahora se ha descrito tan solo el método más aceptado actualmente para una buena localización de epicentros, sin embargo, en décadas recientes, los sismólogos han desarrollado un método ingenioso para determinar el rumbo de la Falla que dió lugar al temblor así como el echado de la misma.

La primera onda que se registra en un sismograma es la onda P. Si para un temblor se examinan los sismogramas de

las distintas estaciones, se observará que para algunas de ellas, la onda P se recibirá como una compresión (movimiento de la Tierra alejándose del foco) y en otras como una dilatación (movimiento de la Tierra acercándose al foco). La distribución de compresiones y dilataciones forma un modelo de doble cupla que para la onda P, en la fuente de la Falla, está representado en el siguiente diagrama:

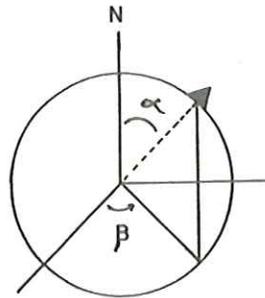


Así, en todas las direcciones, a 45° de la Falla, la amplitud de la onda P es máxima, pero es cero a lo largo de ella y perpendicularmente.

Para la mayoría de las redes detectoras de microtemblores, las soluciones de planos de Falla, están basados en los primeros arribos de las ondas P, esto se debe básicamente a que los arribos posteriores son difíciles de identificar ya que los sismómetros utilizados, en su mayoría son de componente vertical. El procedimiento para construir el plano de Falla consiste en observar -a partir del sismograma-, las direcciones de movimiento (compresivas o dilatantes) correspondientes para un temblor en las distintas estaciones y, trazar 2 planos que las separen y que a su vez

sean perpendiculares entre sí, siendo uno de éstos, el plano de Falla y el otro, el plano auxiliar. Para hacer posible esto, se comienza por construir una esfera imaginaria alrededor de nuestro foco y la nombramos esfera focal. Se divide esta esfera en una superior y una inferior.

La posición de una estación sísmica dada, sobre la superficie de la esfera focal, está determinada por (R, α, β) , de donde R es el radio, α es el ángulo azimutal (medido a partir del Norte), desde el epicentro a la estación y, β es el ángulo de salida (es decir, el ángulo de emergencia con respecto a la vertical), del rayo sísmico desde el hipocentro a la estación dada de la siguiente manera:



Debido a la inconveniencia de graficar datos en una superficie esférica, se necesita hacer una proyección de ésta hacia 2 dimensiones sobre una red estereográfica. La técnica utilizada para este trabajo es la proyección equiareal o de Schmidt (Ragan D, 1973), que como su nombre lo indica, el área en la esfera focal (o de la esfera en 3 dimensiones), se

conserva en la proyección en 2 dimensiones. En este tipo de proyección, los parámetros anteriores (R, α, β) , se transforman a coordenadas polares (ρ, θ) ; por medio de las siguientes fórmulas:

$$\rho = \sqrt{2} \operatorname{sen} (\beta/2)$$

$$\theta = \alpha$$

Con la ayuda de tablas que nos relacionan la distancia epicentral y la profundidad con el ángulo de salida (β) (o ángulo de emergencia con respecto a la vertical) del rayo sísmico desde el hipocentro a la estación dada, es posible calcular ρ . Para la red detectora de microtemblores, es conveniente utilizar la proyección del hemisferio focal superior, debido a que la mayoría de los rayos registrados por las estaciones, forman un ángulo $< 90^\circ$ con respecto a la vertical. Con esto quiero decir, que los rayos que salgan por el hemisferio superior, serán detectados por estaciones cercanas al epicentro, mientras que aquellos detectados por estaciones lejanas proceden del hemisferio inferior. Una vez proyectadas las direcciones de movimiento, se procede a separar las compresiones de las dilataciones.

Lo anterior se logra colocando la gráfica sobre una mesa de luz y sobre aquella, la red de Schmidt. Se acomoda esta red, de tal manera que un plano separe lo mejor posible las compresiones de las dilataciones.

Se traza otro plano que sea ortogonal al primero y que también separe las compresiones de las dilataciones. Uno de estos planos será el de Falla y el otro es llamado plano auxiliar. Sin embargo, con el fin de poder distinguir cual es el plano de Falla, se deberá consultar la geología del lugar.

En el presente trabajo, se contó solo con 5 estaciones para el mes de julio, de tal manera que en lugar de sacar el mecanismo a un solo evento, se tomó una serie de temblores ocurriendo aproximadamente en el mismo lugar y se procedió a sacar su mecanismo. Para el mes de febrero, no fue de gran interés obtener los mecanismos de los temblores debido a que en ningún caso, los eventos se encuentran dentro de la red.

RESULTADOS Y DISCUSIONES

Después de un análisis de los resultados obtenidos, se deshecharon aquellos eventos cuyos epicentros quedaban ubicados fuera de las dimensiones de la red, o cuyo residual excedía a 0.20 seg. De esta manera, la sismicidad quedó resumida de 215 a 152 eventos (Fig 6).

Claramente, en la misma Figura, se notan 3 zonas particularmente interesantes con actividad más o menos alineada. La primera de éstas, corresponde a la Falla de San Miguel, siendo interesante la acumulación de eventos sobre esta Falla, mostrándonos su gran actividad. Las profundidades a lo largo de ella oscilaron entre 1 y 24 kms, siendo en la zona de mayor actividad entre 1 y 15 kms.

Después, hacia el oeste, tenemos una zona intermedia con sismicidad dispersa y, por último, aquella correspondiente a la Falla de Ojos Negros, cuyas profundidades hipocentrales oscilan entre 5 y 19 kms. Podemos también observar una zona hacia el Sureste de la región en estudio, cuya actividad resulta en un enjambre de

eventos, ocurridos el 17 de julio, disminuyendo hacia el 18 y finalmente el 19 solo tenemos un evento en ese lugar, pero desgraciadamente esta sección no se encuentra dentro de las dimensiones de nuestro arreglo de sismógrafos y por tanto no se tiene un buen control sobre su localización.

Elaborando la recta de regresión para el diagrama de Wadatti, nos resulta que

$$Y = 1.7167 X + 0.0257$$

con un error de 0.17 (Fig 7), lo cual estadísticamente indica una muy buena aproximación de los datos y, calculando la relación de V_p/V_s , ésta, nos da un valor de 1.71, lo cual es del mismo orden que estudios anteriores (Johnson, 1976), e indicando la predominancia de roca aproximadamente normal en el medio.

En cuanto a los resultados del mecanismo focal de temblores y, de acuerdo a los modelos propuestos por Sykes (1967) para los diferentes tipos de fallas, puede observarse en la región de San Miguel (Fig 8), un movimiento predominantemente de rumbo, con componente lateral derecha, cuya orientación es $N 50^{\circ}00' W$ y un echado muy ligero de 10°

SW, lo cual es una muy buena aproximación con el trazo general de la misma denotado por la geología del lugar (Gastil op cit, 1975) y, apoya la evidencia superficial encontrada por Shor op cit, (1958) que indica que la Falla es casi vertical.

Para la Falla de Ojos Negros, la solución inferida está caracterizada por una gran componente de afallamiento normal cuyo rumbo es de $N 21^{\circ} 00' W$, con un echado pronunciado de $50^{\circ} NE$. Este resultado también muestra una muy buena aproximación con el mapeo geológico de Gastil y se muestra en la Figura 9.

En el experimento de febrero (Figura 10), los eventos registrados fueron pocos y quedaron ubicados fuera de nuestro arreglo de sismógrafos, no pudiéndose precisar con certeza su ubicación.

C O N C L U S I O N E S

La alta actividad en microtemblores a lo largo de éste y varios estudios, puede indicar que los esfuerzos en Baja California, debido a los movimientos entre las Placas Pacífico y Norteamérica, están siendo liberados sobre la Falla de San Miguel con mucho mayor intensidad en comparación con la Falla de Agua Blanca, cuyo silencio sísmico hace pensar en una gran acumulación de energía en forma de esfuerzos aún no liberados. Para el experimento de febrero, aunque la localización de los eventos no es precisa por estar fuera de la red, se encuentran ubicados hacia la parte occidental de ésta, indicando con la presente información, que sísmicamente no es posible detectar la continuación de la Falla San Miguel hacia el lado del Golf de California y, por tanto, apoya en cierta manera la teoría propuesta por Armijo y Suárez (en prensa).

RECOMENDACIONES

Es importante hacer notar que se calcula que en toda la región de las Californias que abarca el sistema de Fallas San Andrés, se libera el 1% de toda la energía sísmica mundial y, que la rama de la Falla en el Sur de California y Norte de Baja California, es sísmicamente más activa que la porción Norte de la misma Falla (Lomnitz, 1974). De aquí que propondría elaborar un estudio detallado de cada una de las Fallas actualmente activas en la zona fronteriza entre las 2 Californias (E. U. y México).

El principal problema en tener un buen arreglo de nuestra red, en la zona de intersección entre las Fallas Agua Blanca, San Miguel y Sierra Juárez, es el difícil acceso al lugar, ya que definitivamente no hay caminos ni veredas transitables por vehículos y el recorrido tendría que hacerse a pie. De aquí que la investigación en tan interesante zona, se encuentre detenida.

Para un estudio posterior, sería ideal recorrer el arreglo de las estaciones a lo largo de toda la Falla continuando hacia el Pacífico y para esto se propone

trabajar conjuntamente con E. U. colocando una estación en la Punta de la Bahía de San Diego, así como en las cercanías de Tijuana y sobre la Isla Coronado (del lado mexicano) para poder tener un buen control sobre los eventos. Asimismo, se sugiere la continuación de este trabajo con la ayuda de un Ingeniero Sísmico, que pueda dar soluciones inmediatas al tipo adecuado de construcción que deba seguirse en esta zona.

L I T E R A T U R A C I T A D A

Aggarwal Y P, Sykes L R, Armbruster J, and Sbar K L,
1973. 'Premonitory changes in seismic velocities
and prediction of earthquakes'. Nature, 241:101-104

Allen C. R., Silver L. T., Stenly F. G., 1960. The Agua
Blanca fault, A major transverse structure of
northern B. Cfa. Mex, Geol. Soc. Amer. Bull. V71,
p. 357-4882.

Drune J H, Simons R S, Rebollar C and Reyes A, 1979.
'Seismicity and faulting in northern Baja
Calif, in Aboot P L and Elliot W J eds.
Earthquake and other Perils, San Diego Region:
Geol Soc. of Amer. Ann Meet. Guidebook p 83-100

Dillings Harland P. 1972. 'Structural Geology'. Prentice
Hall Intern. Inc. London. 3rd ed. pp 486-490.

Coorey W H, 1954. 'Tertiary basins of southern California'
Chap 3 of Jahns R H ed. Geology of southern
Calif: Calif Dept of Nat. Res. Div of
Hines Bull 170 p 73-83.

Cymet David. 1979. Riesgo sísmico de los asentamientos
humanos en la zona fronteriza de la Baja Cal.
y la planeación de la seguridad. Simposium 'Los
asentamientos humanos en la Falla de San Andres',
celebrado en Tijuana, B. C., Septiembre de 1979.

Díaz Roberto. 1979. Lineamiento para la prevención de
emergencias urbanas provocada por sismos en el
Eoo de Baja Calif. Simposium 'Los asentamientos
humanos en la Falla de San André, celebrado en
Tijuana. Septiembre de 1979.

Donovan Reville C, F. ASCE and Barnstein Ann E. Aff ASCE
1979. Uncertanties in seismic risk procedures.
Jour. of the Geotech. Eng. div. July. pp 869-887.

Gastil G, Allison E C, Phillips R P, 1969 'Geologic evidence relating to the origin of the northern half of the gulf of Calif'. Pan American Symposium on the upper mantle 1968: México D F. Méx. University Nat. Autónoma. Inst of Geoph. Vol 2, group 2

Gastil G, Phillips R, and Allison, 1975. Reconnaissance geologic map of the state of Baja California, México Geol. Soc. Geologic map of the state of B. Cfa. México.

Hamilton W G 1971. Recognition on space photographs of structural elements of Baja Calif. U S G S Proj. Paper 718, 26 p.

Johnson Tracy, Madrid Juan and Koczynski T., 1976. A study of microseismicity in Northern B. Cfa. México, Bull. Seism. Soc. Amer. Vol. 66 No. 6, pp.1921-1929, Dec.

Junger A, 1976. Tectonics of the southern
California borderland, in Howell D G ed.,
Aspects of the geologic history of the Calif
Continental Borderland. Amer. Ass of
Petrol Geol Sp Pub 24 p 486-498.

Larson R L, Menard H W, Smith S H, 1968.
'Gulf of California, A result of ocean floor
spreading and transform faulting. Science.
Vol 161, pp 781-784.

Lee and Lahr, (programa HYP071)

Lee W. H. K. and Stewart S. W. 1979. Principles
and applications of microearthquake networks.
Office of earthquake studies. U.S.G.S.
Menlo Park, Ca.

Legg H R and Kennedy H P 1979. Faulting offshore
San Diego and northern Baja Calif, in Abbott
P L and Elliot W J eds, Earthquakes and

other Perils San Diego Region. Geol
Soc of Amer Ann. Meeting Guidebook pp 29-46

Lomnitz C, Hooser F, Allen C R, Brune J H and
Thatcher W. 1970. 'Seismicity and tectonics
of the northern gulf of California
region, México. Preliminary results'.
Abril. Geofísica Internacional
Vol 10, No 2. 1970.

Lomnitz C. 1974. 'Global Tectonics and earthquake
risk'. Elsevier Sci Publ Co.

Lynn L. 1979. Alena. 'Relocation of $M > 5.0$ Northern
Baja Calif. earthquakes using (S-P) times'.
Thesis submitted for the degree of Master of
Science in earth science. U.C.S.D.

Heli Roberto. 1979. Seguridad ante los sismos de la vivienda
económica. Simposium 'Los Asentamientos Humanos
en la Falla de San Andrés'. Celebrado

en Tijuana B. C., Sep 1979.

Moore George W. 1972. 'Offshore extension of the
Rose Canyon fault, San Diego, Calif'.
Geol. Surv Res.

Ragan Donald H. 1973. 'Structural Geology. An
Introduction to geometrical techniques'.
John Wiley & Sons. 2nd ed.

Reyes A., Brunc J., Barker T., Canales L., Madrid J.,
LeDollor C. y Rungwicz L. 1975. A
microearthquake survey of the San Miguel fault
zone, B.C. Mex. Geoph. Res. Lett, V2, No2, 56-59.

Shor, G. C. Jr. and E. Roberts 1958. San Miguel, Baja
California Norte earthquake of February, 1956.
A field report, Bull. Seism. Soc. Amer, V. 48,
p. 101-116.

Tchalenko J. S. 1970. Similarities between shear zones of different magnitudes. Geol. Soc of Amer Bull. V 81, p 1625-1640. June

Sykes Lynn R. 1967. 'Mechanism of earthquakes and nature of faulting on the Mid-Oceanic Ridges'. Journ of Geoph. Res. Vol 72, No 8. April 15, 1967.

Thatcher, W and Brune J H 1973. Surface waves and crustal structure in the gulf of California region. Bull. Seis. Soc of Amer 63, 1689-1698.

Wood Harry O and H H Heck 1951. 'Earthquake history of the United States. Part II. Stronger earthquake of California and Western Nevada'. Coast and Geodetic Survey, Serial No 609, pag 13.

Fig. 1.- Principales Fallas en el Sur de California (E. U.)
y Baja California Norte. (Modificado de Brune et al., 1979)

Fig. 2.- Localización de la Falla San Miguel

-32.75

-32.25

-31.75

-31.25

GOLFO DE CALIFORNIA

FALLA SIERRA JUAREZ

EL ÁLAMO

FALLA VALLECITOS

SAN

FALLA MIGUEL TRES HERMANOS

FALLA AGUA BLANCA

OCEANO PACIFICO

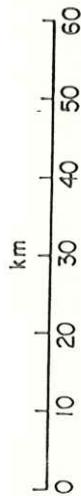


Fig. 2

-115.50

-116.00

-116.25

-116.75

Fig. 3.- División de la Baja California, en sus rasgos más importantes (Tomado de Gastil et al., 1975).

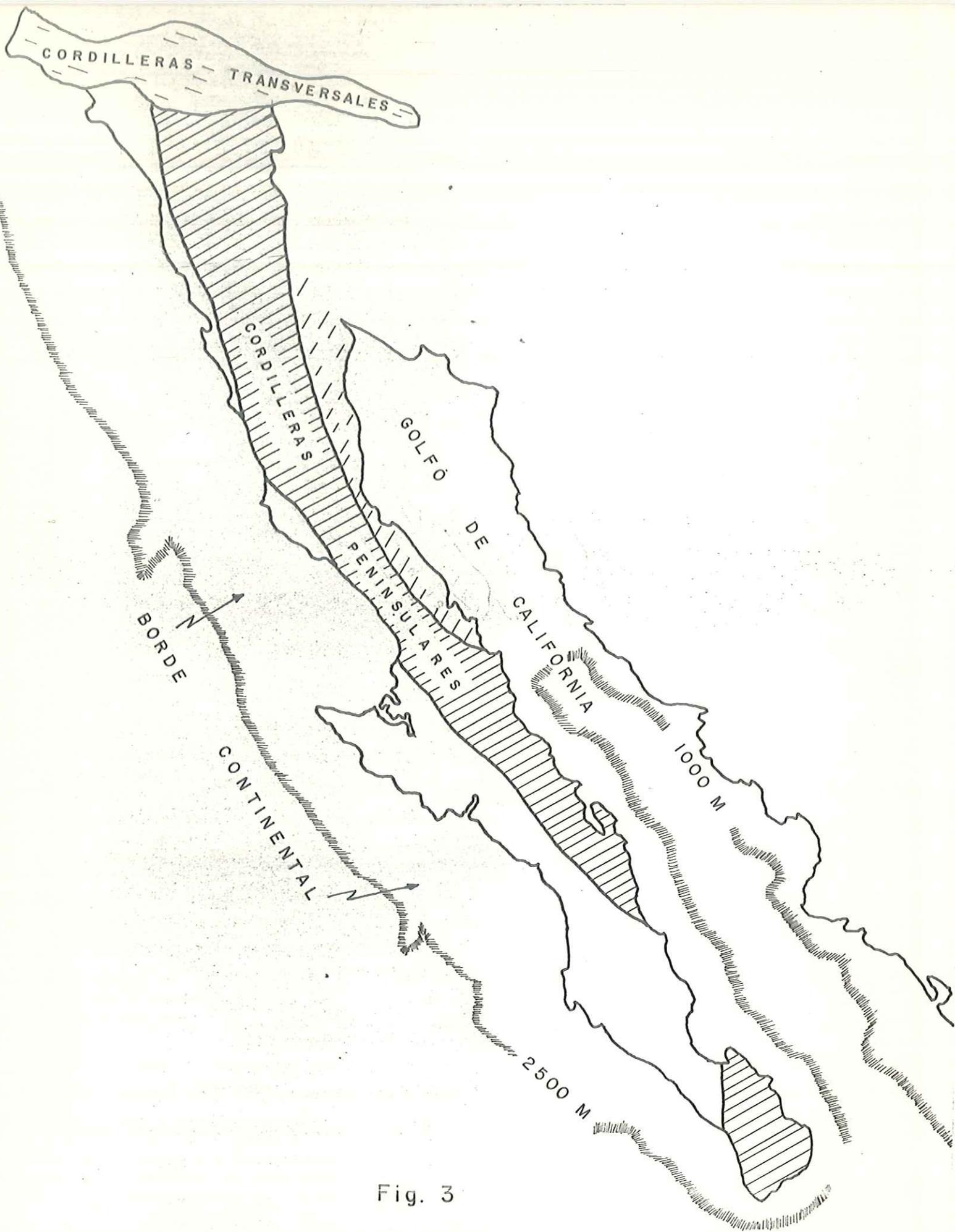


Fig. 3

Fig. 4.- Ubicación de la zona de estudio para Julio 1979.
Los triángulos representan la localización de las
estaciones.

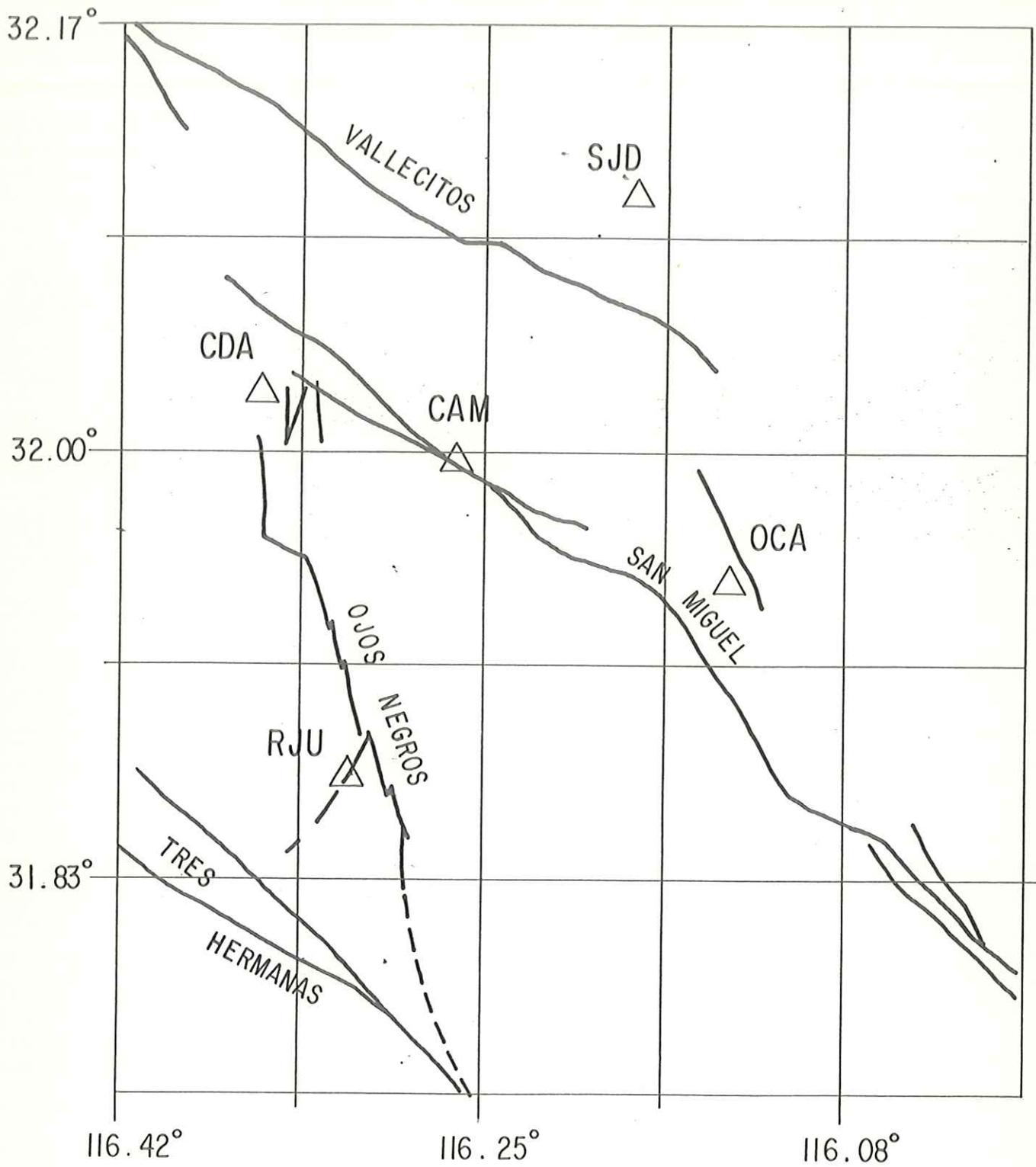


Fig. 4

Fig 5.- Ubicación de las estaciones para el estudio llevado a cabo durante Febrero de 1981. Los triángulos simbolizan la localización de las estaciones.

-31.42

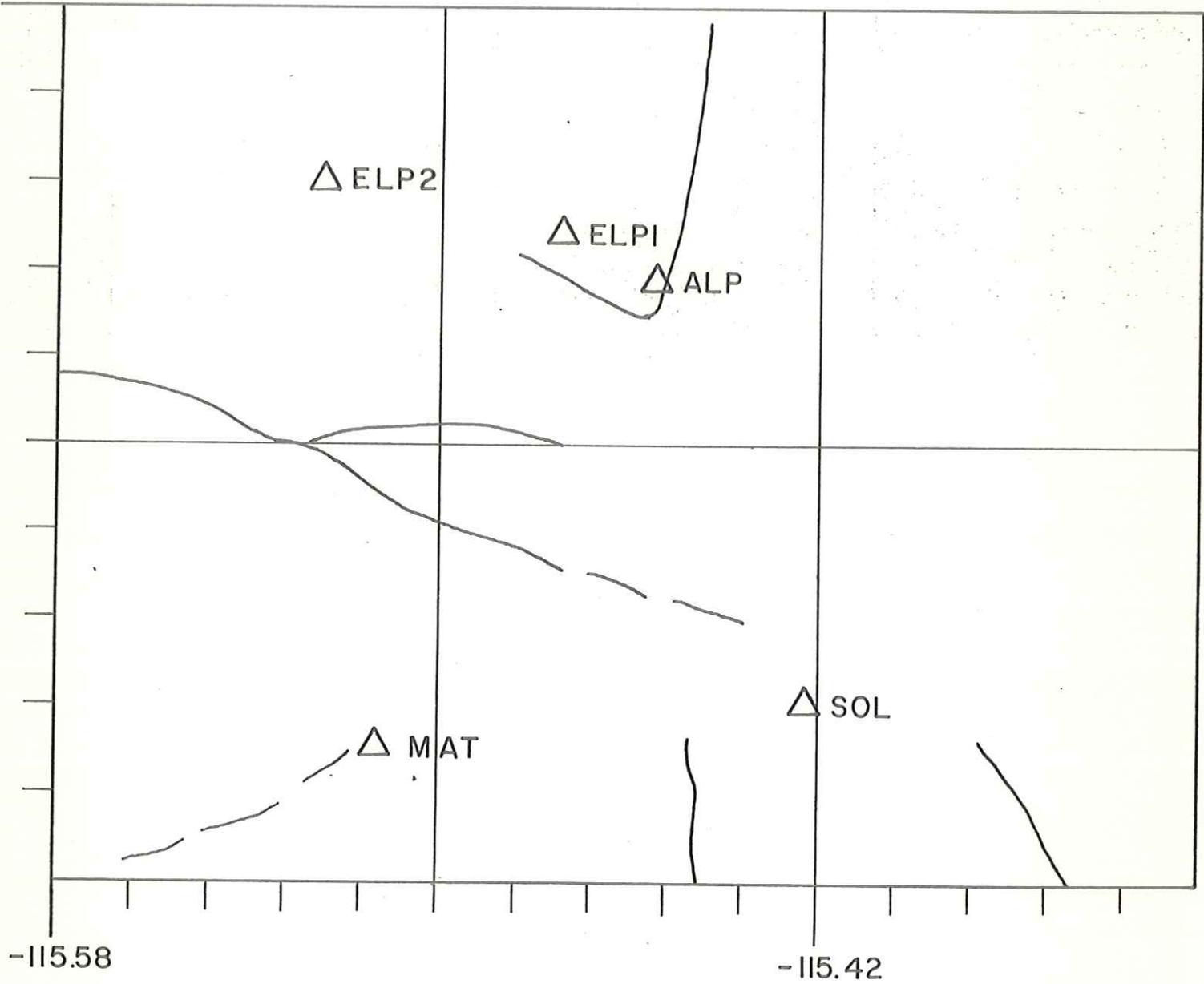


Fig. 5

Fig. 6.- Microsismicidad observada durante el estudio de Julio 1979.
Los triángulos representan ubicación de las estaciones y,
los cuadrados denotan los epicentros.

SAN MIGUEL '79

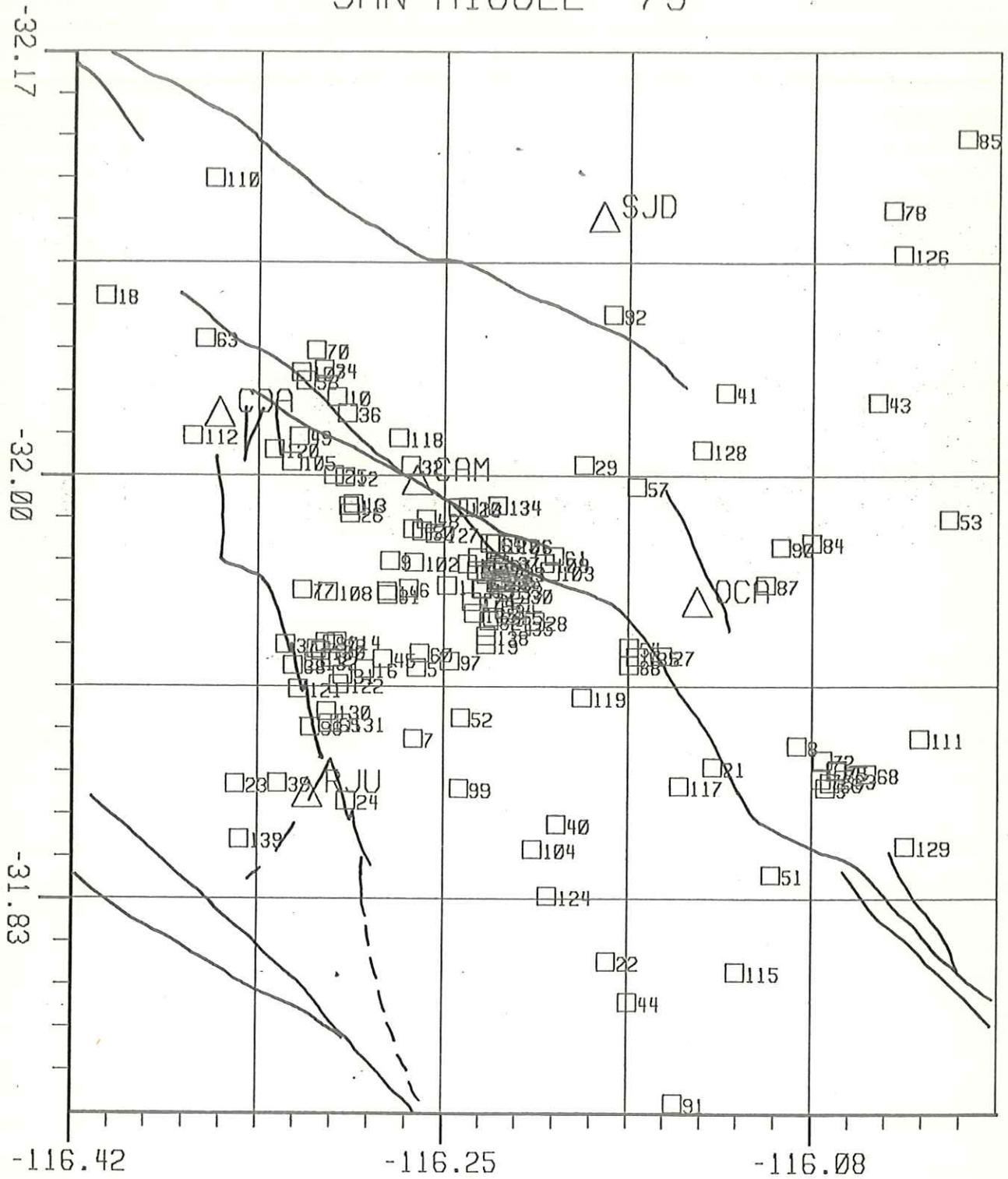


Fig. 6

Fig. 7.- Diagrama de Wadatti para el estudio de Julio 1979,
resultando en una $V_p/V_s = 1.71$.

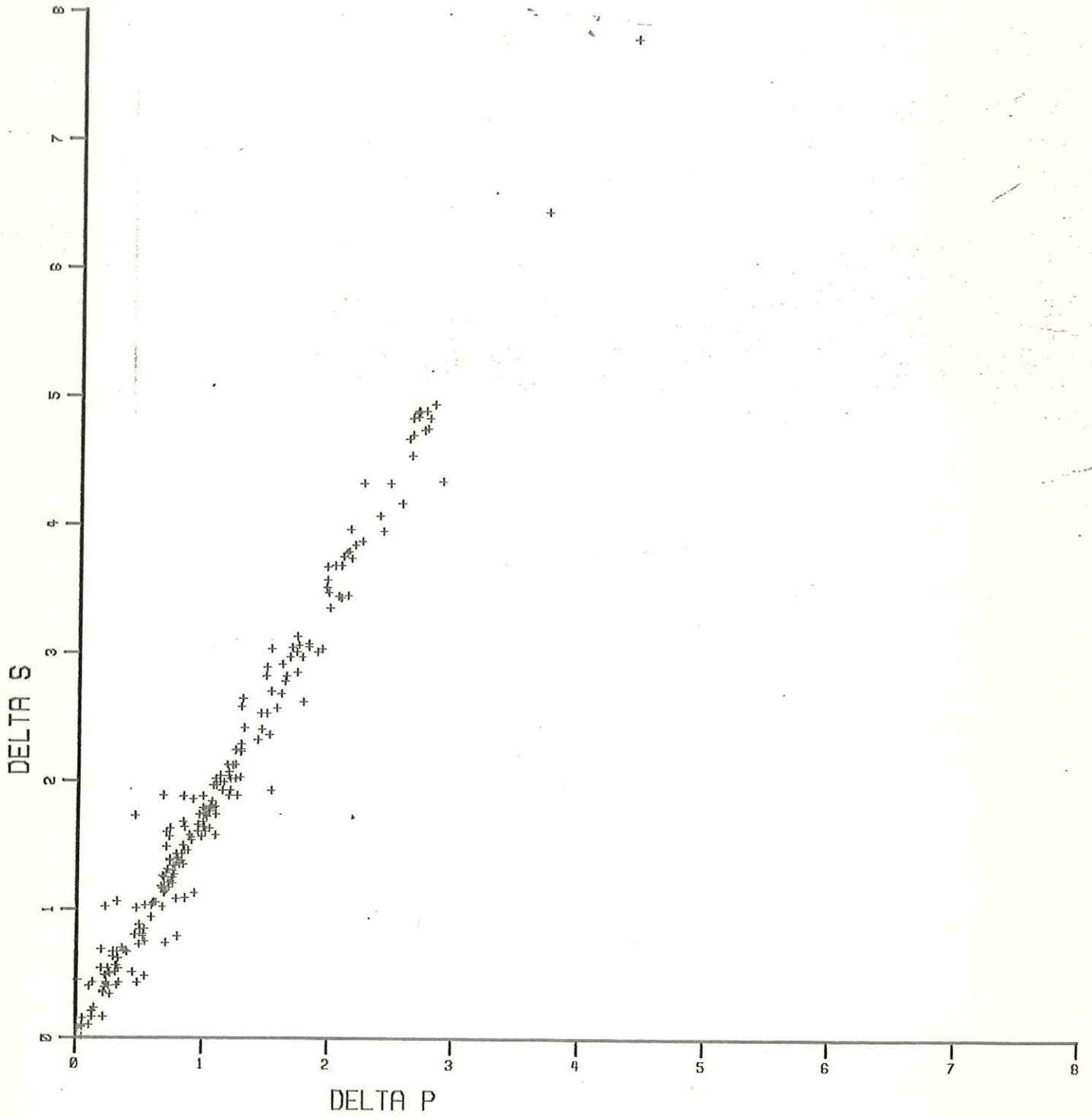
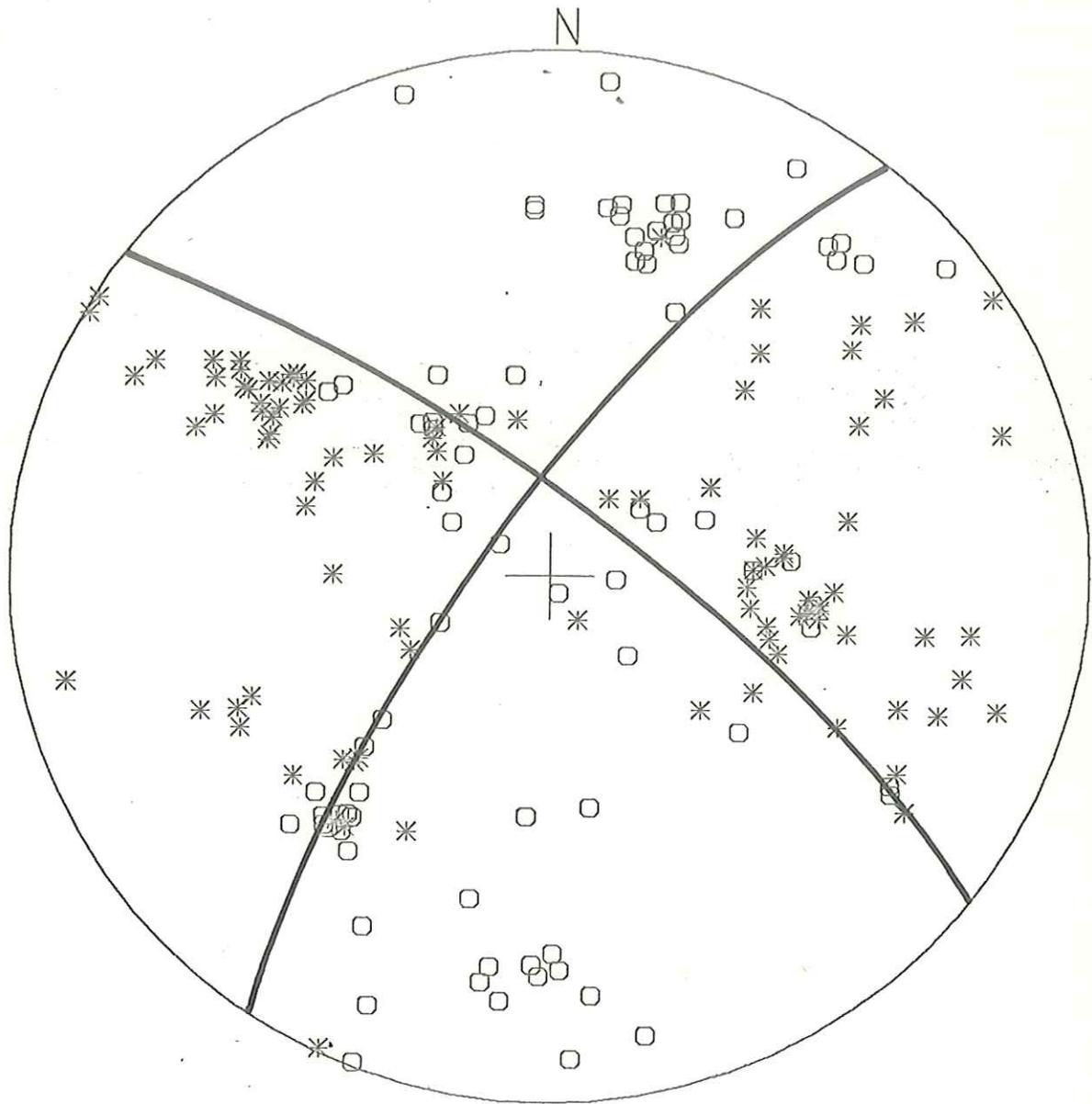


Fig. 7

Fig. 8.- Mecanismo Focal para la Falla de San Miguel, cuyo Plano de Falla tiene una orientación N 50°00'W, con un echado de 10°SW.

MECANISMO FOCAL COMPUESTO
PROYECCION EQUIAREAL
DEL CAMPO DE RADIACION
HEMISFERIO SUPERIOR

○ DILATACION
* COMPRESION



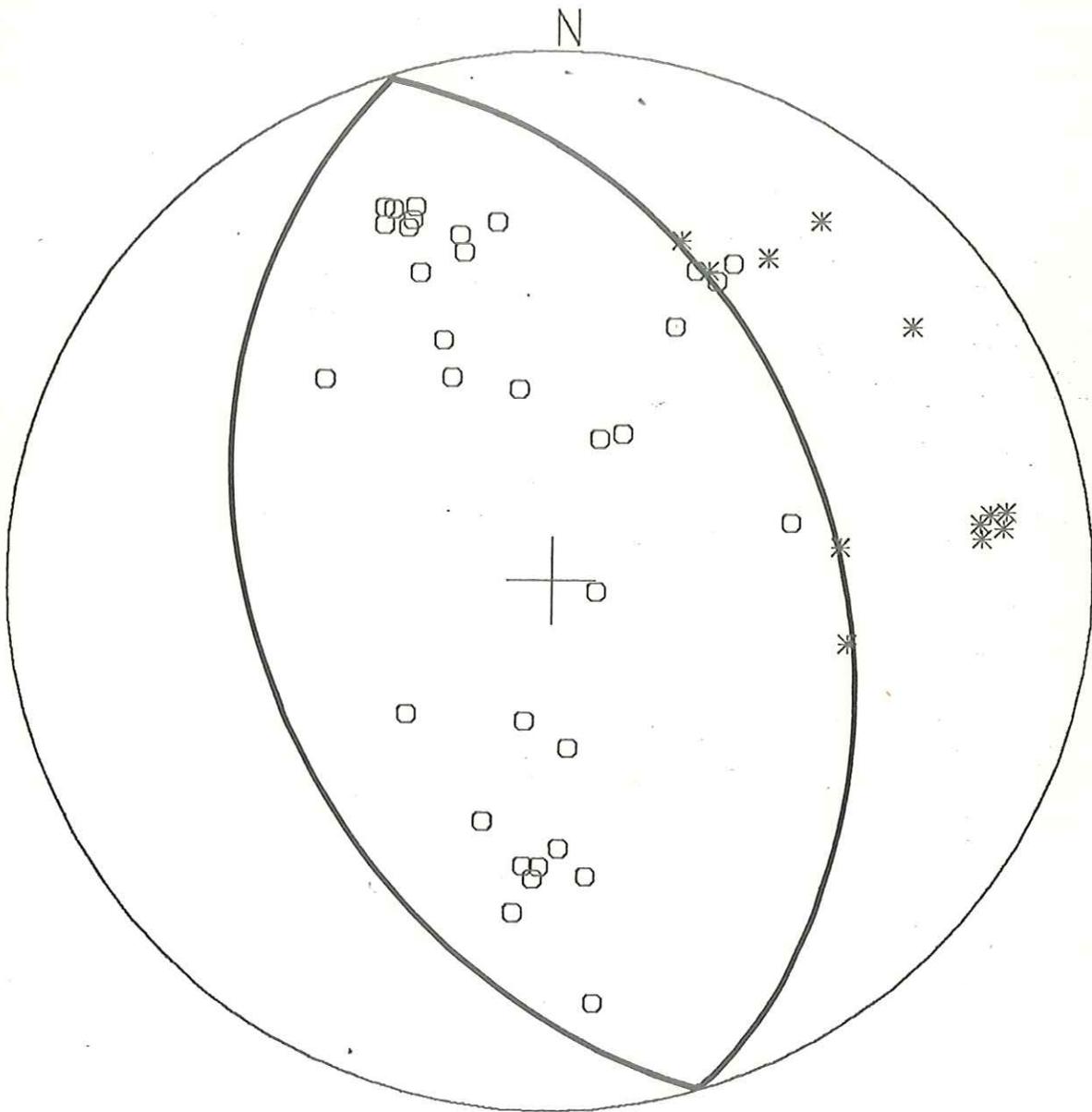
CONJUNTO SAN MIGUEL

Fig. 8

Fig. 9.- Mecanismo Focal para la Falla de Ojos Negros, cuyo plano de Falla tiene un rumbo de N 21°00', con un echado de 50°.

MECANISMO FOCAL COMPUESTO
PROYECCION EQUIAREAL
DEL CAMPO DE RADIACION
HEMISFERIO SUPERIOR

○ DILATACION
* COMPRESION



ZONA C

Fig. 9

Fig. 10.- Microsismicidad observada durante el estudio de
Febrero de 1981. Los triángulos denotan la
ubicación de las estaciones y los cuadrados, los
epicentros.

FEBRERO 1981

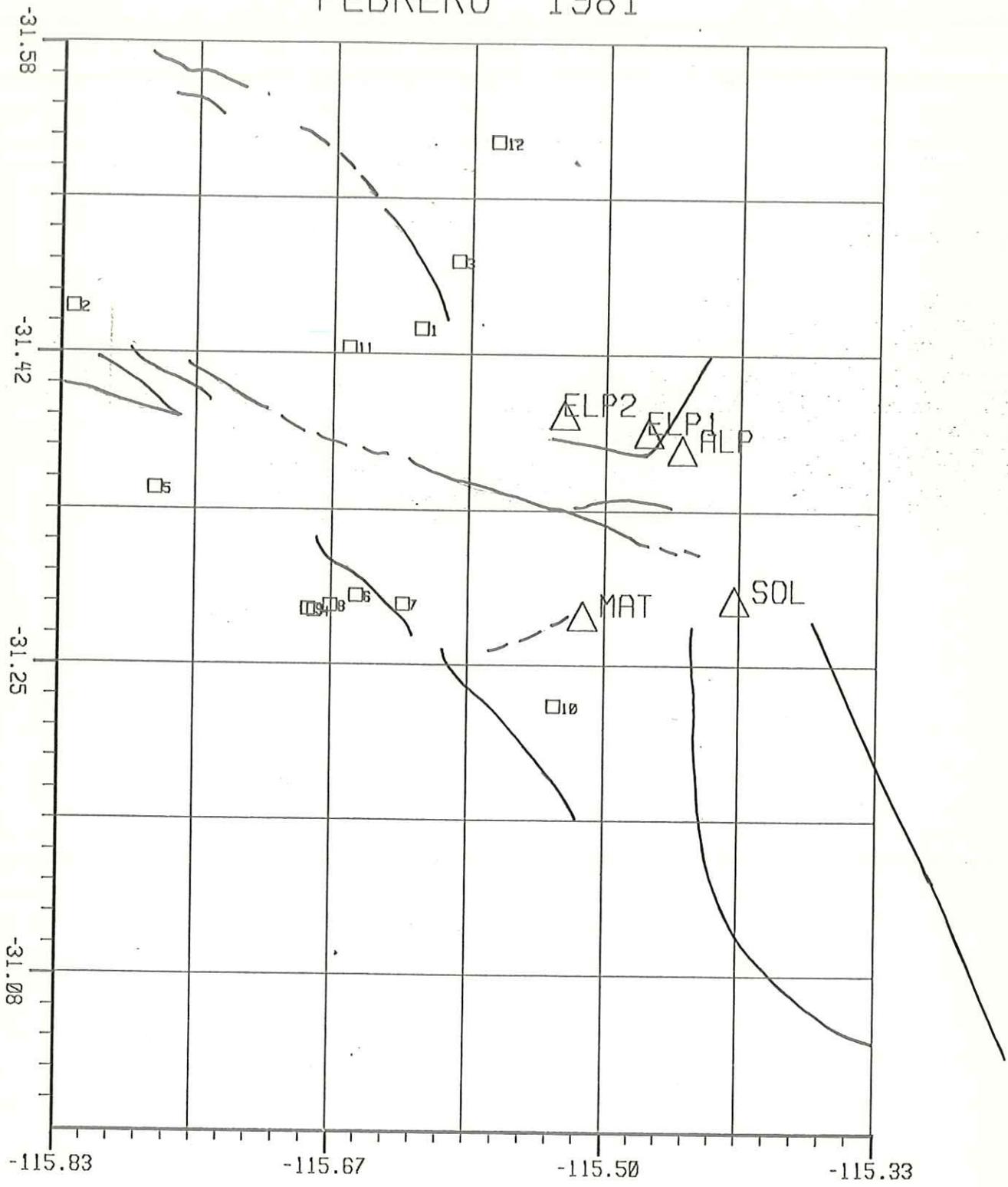


Fig. 10

Tabla I.- Representación de la manera como trabajaron las
estaciones durante el estudio de julio 1979.

JULIO 1979

ESTACION	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28
CDA									⊖	⊕	⊖				●	●							
RJU		●			○																		
CAM							⊖	⊖					⊕										
OCA	○	●	●		○	⊕													●				
SJD													○										

REGISTRO OPTIMO

○ REGISTRO RUIDOSO

● NO REGISTRO

◐ SISMOMETRO DESBALANCEADO

⊖ FALLO BKPK

⊕ FALLO BATERIA

⊕ FALLO RADIO

Tabla I

Tabla II.- Representación de la manera como trabajaron
las estaciones durante el estudio de Febrero 1981.

FEBRERO 1981

ESTACION	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
ALP							○			
ELP								●	●	●
MAT							○	○		
SOL							○	○		

REGISTRO OPTIMO

○ REGISTRO RUIDOSO

● NO REGISTRO

- Tabla II