

00363

2  
2e

**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO**  
FACULTAD DE CIENCIAS



**MICROTEMBLORES Y SISMOTECTONICA DE LA  
COSTA DE GUERRERO ENTRE ACAPULCO  
Y TECPAN**

**T E S I S**

**QUE PARA OPTAR POR EL GRADO ACADEMICO DE  
MAESTRO EN CIENCIAS (GEOFISICA)**

**P R E S E N T A**

**LUIS DIEGO MORALES MATAMOROS**

MEXICO, D. F.

301037

1980

**TESIS CON  
FALLA DE ORIGEN**

XC5/M67m/1980



## **UNAM – Dirección General de Bibliotecas Tesis Digitales Restricciones de uso**

### **DERECHOS RESERVADOS © PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL**

Todo el material contenido en esta tesis está protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

## INDICE

AGRADECIMIENTOS	i
RESUMEN	ii
CAPITULO	Pag.
1. INTRODUCCION	1
2. ANTECEDENTES	4
2.1 Geografia	4
2.2 Geologia	8
2.3 Sismicidad	9
3. DESCRIPCION DE LA RED	15
4. VELOCIDADES Y ESTRUCTURA	19
4.1 Diagrama de Wadati sin utilizar el tiempo origen	19
4.2 Diagrama de Wadati usando el tiempo origen	22
4.3 Determinación de la velocidad aparente, $P_n$	24
4.4 Estructura de la región	24
5. PROCEDIMIENTO DE LOCALIZACION Y ERRORES	27
5.1 Programa "Micro"	27
5.2 Programa Hypo - 71	28
5.3 Estimación de errores	31
6. MICROTEMBLORES	32
7. MAGNITUDES DE LOS MICROTEMBLORES	41
8. DIAGRAMAS DE RECURRENCIA	46
9. MECANISMOS FOCALES COMPUESTOS	53
9.1 Antecedentes	53
9.2 Procedimiento	54
9.3 Discusión de las soluciones	56
9.4 Otras soluciones de mecanismos focales	69

<b>10. MICROTEMBORES, TRAMOS DE QUIETUD SISMICA (SEISMIC GAP) Y LA PREDICCIÓN DE GRANDES TEMBORES</b>	<b>71</b>
<b>10.1 Antecedentes</b>	<b>71</b>
<b>10.2 Análisis de la región</b>	<b>73</b>
<b>11. IMPLICACIONES TECTONICAS</b>	<b>83</b>
<b>12. CONCLUSIONES</b>	<b>86</b>
<b>BIBLIOGRAFIA</b>	<b>90</b>
<b>APENDICE I</b>	<b>105</b>
<b>APENDICE II</b>	<b>113</b>
<b>APENDICE III</b>	<b>116</b>

## RESUMEN

El área entre Acapulco y Tecpan se encuentra en la parte central de la - costa de Guerrero a lo largo del margen tectónicamente activo debido a la interacción de la placa de Cocos y la placa de Norteamérica a lo largo de la fosa de Acapulco. Un arreglo de seis estaciones sismológicas portátiles colocadas en el continente y cuatro sismógrafos de fondo oceánico en y cerca del eje de la trinchera operando durante un mes proveyeron los datos para un estudio inicial sobre la sismicidad y el tectonismo de la región. El arreglo de estaciones en el continente cubría un área aproximada de 50 Km de largo por unos 20 Km de ancho, en una zona de gran actividad sísmica. La razón de localización de dichos eventos utilizando el - programa Hypo - 71 es cercana a los 9 eventos por día y el rango de magnitud basado en la duración de la señal sísmica es de 1 a 4.

La razón de Poisson obtenida con el diagrama de Wadati fue de 0.28, lo - cual nos da una razón de 1.80 para la velocidad de la onda P respecto a - la onda S. Utilizando eventos fuera del arreglo se encontró una velocidad de  $8.0 \pm 0.2 \frac{\text{Km}}{\text{s}}$  para la onda Pn. Debido a la falta de datos de refracción, el modelo de corteza utilizado fue obtenido por pruebas de ensayo y error produciendo dicho modelo un rango preferente de profundidades entre 10 y 40 Km. Se observaron dos patrones para la sismicidad; uno es el de aquellos eventos localizados al interior de la costa mostrando una dispersión uniforme con una banda difusa de sismicidad a lo largo del arreglo de estaciones y orientada aproximadamente paralela a la costa; el otro patrón

se corresponde con un agrupamiento de eventos fuera de la costa y con una orientación normal a ella. La distribución hipocentral a lo largo del rumbo NNE sugiere una zona de subducción con un buzamiento cercano a los 30°.

El diagrama de recurrencia para los microtemblores obedece aproximadamente la ecuación  $\log N = 4.44 - 0.91 m$ , mientras que para el rango de los temblores moderados ( $4 \leq m \leq 6$ ) la ecuación aproximada es  $\log N = 5.23 - 0.77 m$ . Las soluciones del mecanismo focal compuesto sugieren una compresión NEE - SWW con un fallamiento preferencial de carácter transcurrente el cual parece estar asociado con los rasgos tectónicos dominantes de la región.

El área estudiada se encuentra dentro de un tramo de quietud sísmica ("Gap") el cual no ha sufrido rupturas violentas desde 1911, por lo cual, debe ser considerada como una región de alto potencial sísmico.

## 1. INTRODUCCION

En el año de 1977, durante los meses de junio y principios de julio, - como parte de un proyecto conjunto entre el Instituto de Geofísica de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM) y la Institución - Scripps de Oceanografía de la Universidad de California en San Diego - (UCSD), fue realizado un estudio de la sismicidad asociada a la región comprendida entre la trinchera de Acapulco y la Sierra Madre del Sur - en el estado de Guerrero, cerca de la ciudad de Acapulco.

El objetivo original era determinar la estructura correspondiente a la región comprendida entre la trinchera y la serranía costera, utilizando temblores bien localizados por una red de seis estaciones sismológicas portátiles situadas en el continente y operadas por el Instituto - de Geofísica y un arreglo de cuatro sismógrafos de fondo oceánico situados en la trinchera y bajo el control de investigadores de la Institución Scripps.

Con los datos obtenidos en dicho proyecto se han presentado varios trabajos conjuntos en diferentes congresos (Sociedad Sismológica de América, Morales y otros, 1978; Unión Geofísica Americana, Sverdrup y otros (1977-1978), pero la consecución del objetivo original del proyecto aún está pendiente.

El presente trabajo de Tesis se ha desarrollado con base a los datos -  
sismológicos aportados por el proyecto conjunto anteriormente mencionado  
do, siendo uno de los objetivos principales el de buscar una relación  
entre la sismicidad y el tectonismo de la región de la costa de Guerraro  
ro entre las ciudades de Acapulco y Tecpan.

El procedimiento aquí utilizado ha sido el siguiente:

- a. Se colocó un arreglo de seis estaciones portátiles en una región -  
previamente seleccionada y se registró la actividad sísmica correspon  
pondiente durante un período aproximado de un mes.
- b. Se procedió posteriormente a la interpretación y lectura de los -  
sismogramas obtenidos durante el período de observación considerado  
do.
- c. Una vez obtenidos los datos para los tiempos de arribo de la onda  
P y S, fueron procesados por medio de un programa de computación -  
("Micro") y un mapa preliminar de la sismicidad pudo ser entonces  
obtenido y analizado.
- d. Se utilizó otro programa de computación ("Hypo-71") para refinar -  
los resultados obtenidos en el paso anterior.
- e. Un análisis con base a diagramas de recurrencia es realizado para  
dos diferentes poblaciones de temblores.

- f. Se analizaron los diferentes patrones de sismicidad en un radio de 50 Km del centro de la red, para seleccionar grupos de temblores - a los cuales buscarle la solución del mecanismo focal compuesto.
- g. Se analiza la sismicidad estudiada con respecto a la sismicidad reportada para temblores moderados de acuerdo a la hipótesis de los tramos de quietud sísmica.

Dadas las relaciones aquí encontradas entre la sismicidad y el fallamiento local los tramos de quietud sísmica y la probabilidad de ocurrencia de un gran temblor, es necesario realizar investigaciones multidisciplinarias para un mejor conocimiento y control de regiones tectónicas con alto potencial sísmico como lo es la costa pacífica del suroeste de México.

2. ANTECEDENTES

2.1. Geografía:

El área de estudio se encuentra limitada por dos grandes rasgos estructurales, al Norte la Sierra Madre del Sur con elevaciones máximas sobre los 3,000 m. y al Sur la Trinchera de Acapulco con profundidades máximas de más de 5000 m. Al Oriente el rasgo más notable lo constituye - la Bahía de Acapulco y el Cerro Icacos con una elevación máxima de 490 m.; por el Poniente (W), se destaca el Morro de Papanoa. La línea de la costa, que corre entre el oriente y el poniente, se caracteriza por ser casi rectilínea con barras tras las cuales se forman lagunas costeras entre las que destacan las de Coyuca, Mitla y Nuxco.

Entre las faldas de la serranía y la costa se encuentra una llanura aluvial, que es una faja costera angosta de anchura irregular en la que se destacan unas cuantas lomas o cerritos formados por rocas metamórficas o graníticas.

Dicha área de estudio podría considerarse como un rectángulo comprendido entre los meridianos 99.70 y 101.0 de longitud Oeste y los paralelos 16.50 y 17.50 de latitud Norte.

El patrón hidrográfico está constituido por ríos cortos y caudalosos - que bajan de la sierra siguiendo un rumbo preferencial NNE-SSW (N220E) aproximadamente, el cual es normal al eje de la Sierra y al de la Trin

chera. Entre estos ríos se destacan, el de Coyuca, Atoyac, Tecpan y Nuxco y el río Grande cerca de San Luis. La otra orientación observable en el patrón hidrográfico sigue un rumbo ligeramente paralelo a la costa, la cual a su vez corre paralela al eje de la Sierra y al de la Trinchera, con un rumbo aproximado de NWW - SEE ( N70°W ). Esta orientación es notable en nuestra área de estudio en los ríos, San Miguel, Potrero y ciertos tramos de los ríos de Coyuca y Tecpan. La mayor red fluvial del Estado, el río Balsas, sigue preferencialmente esta orientación al cruzar a través del estado de Guerrero.

Por lo tanto, las cuencas hidrográficas siguen un patrón preferencial que se orienta normal y paralelamente a las estructuras mayores y es observable no solo en nuestra región, sino en casi todo el estado de Guerrero.

La fig. 1 presenta el tectonismo regional y la fig. 2, corresponde a la región local y al área estudiada.

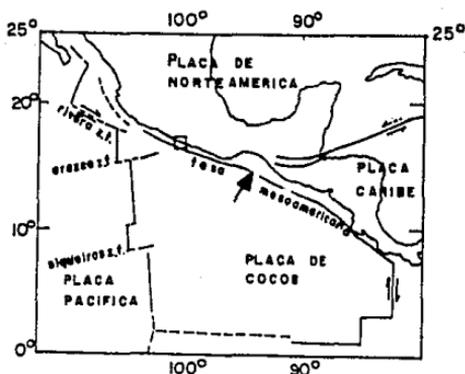


Fig. 1 Movimiento relativo y fronteras de las diferentes placas tectónicas asociadas con la fosa Mesoamericana. La flecha hacia el centro de la figura señala la dirección de convergencia de la placa de Cocos y el pequeño rectángulo hacia su izquierda corresponde a la región estudiada.

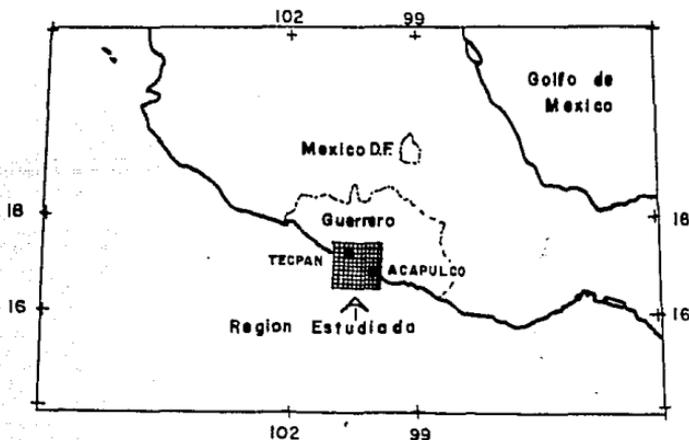
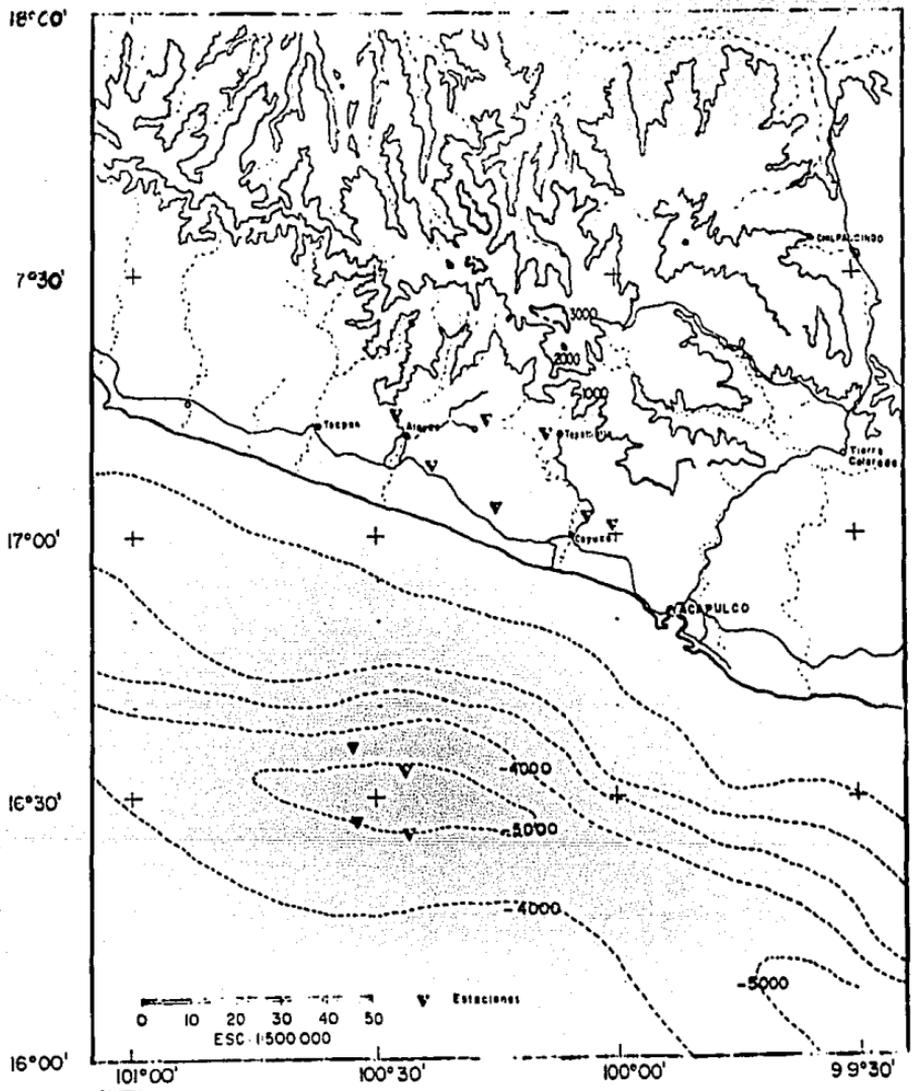


Fig. 2 Localización del área estudiada en el estado de Guerrero con las ciudades de Acapulco y Tecpan, así como parte del territorio mexicano.



[Fig. 3] Mapa fisiográfico de la región con curvas de nivel cada 1000 m lo mismo que la batimetría. Los triángulos corresponden a las diferentes estaciones hidrológicas y los círculos con las principales ciudades; las líneas de puntos y rayas representan ríos.

## 2.2 Geología:

Las rocas más antiguas que constituyen el basamento de esta región, consisten en una secuencia metamórfica de esquisto y gneis de biotita, con intensidad de metamorfismo variado y de probable edad Paleozoica temprana (De Cserna , 1965). Este complejo basal (Complejo Xolapa) asciende - del litoral Pacífico hacia las zonas más altas, donde es sobreyacido discordantemente por formaciones sedimentarias del Triásico, caracterizadas por rocas volcániclasticas andesíticas verdosas y conglomerados, areniscas y lutitas moradas, todos de origen continental.

La unidad Mesozoica marina más antigua, se descansa discordantemente sobre las formaciones triásicas consisten en limolitas calcáreas y caliza arcillosa sobreyacida concordantemente por una secuencia sedimentaria de calizas y dolomitas que originan rasgos topográficos altos.

A principios del Cretácico tardío, la parte meridional de la región fue intrusionada por grandes troncos de monzonita cuarcífera (De Cserna, 1965), entre los que destaca el granito sobre el que se forma la bahía de Acapulco y alrededores.

A principios del Terciario viene una fase de deformación caracterizada - por el plegamiento de los estratos mesozoicos. Los clásticos derivados de la erosión de las estructuras plegadas van a originar formaciones sedimentarias terciarios con fallamiento penecontemporáneo y posterior a - su depositación.

A fines del Oligoceno aparecen los primeros productos del gran volc -  
nismo Terciario, caracterizados por rocas volcánicoclásticas y derrames  
piroclásticos de composición latítico-andesítico, que en las unidades  
volcánicas siguientes (Miocénicas) van a variar de riódacíticas a rio-  
líticas. Dichas unidades volcánicas van a constituir los relieves más  
altos de la Sierra Volcánica.

A finales del Terciario una gran cantidad de fallas dislocó todas las  
formaciones terciarias y aún más antiguas, con rumbos preferenciales -  
de NNE-SSW y NW-SEE, como consecuencia del patrón de esfuerzos origi-  
nado por el cabalgamiento continental sobre el fondo oceánico, (De Cser-  
na, 1965). Dicho proceso corresponde a lo que hoy conocemos con el -  
nombre de subducción.

La fig. 3, es un mapa fisiográfico de la región estudiada con la dis-  
tribución de estaciones sismológicas; la fig. 4 corresponde al mapa ge-  
ológico simplificado con las ubicaciones de las diferentes estaciones.

### 2.3. Sismicidad:

La costa del estado de Guerrero se caracteriza por un alto grado de sis-  
micidad de la cual se tienen noticias desde los tiempos coloniales, -  
1697. En los trabajos de algunos investigadores, (Orosco y Berra, -  
1887; B&e y otros, 1967; Figueroa, 1962), se pone de manifiesto el ca-  
rácter destructor de los sismos ocurridos.



A principios de siglo con la instalación de sismógrafos en el Observatorio de Tacubaya y el surgimiento de otros centros sismológicos en diferentes partes del mundo, se empezaron a obtener datos instrumentales sobre la sismicidad de dicha región.

La falta de observatorios en el estado de Guerrero, impide conocer mejor los límites de las diferentes áreas sísmicas así como una mejor de terminación de la profundidad de ocurrencia. Sin embargo, sabemos que el área más activa y la mayoría de los eventos superficiales ocurren - de la trinchera hacia el interior de la costa y que los eventos de pro fundidad intermedia se localizan más al interior del Estado, hacia la cuenca del río Balsas.

La causa de la actividad tectónica y sísmica de la región se debe a la interacción de dos placas a lo largo de la Fosa de Acapulco, una es la relativamente pequeña Placa de Cocos, cuya litósfera oceánica se hunde bajo la corteza de la gran Placa de las Américas.

A pesar de la gran actividad sísmica y la ocurrencia de eventos destruc tores en el Estado, en diferentes periodos de su historia, pocos han - sido los trabajos de carácter sismológicos realizados.

A la fecha del presente trabajo de campo (Junio 1977), ningún otro estudio de detalle había sido realizado en la región considerada, salvo por un período de seis días de registro con estaciones portátiles (Ji-

mónes y otros, 1976), para obtener réplicas de un temblor con magnitud ( $M_b = 6.1$  CGS), ocurrido al SW de Tacpan de Galeana, al día 7 de junio de 1976.

En fecha más reciente, (Mayer y otros, 1979), un trabajo conjunto ha sido realizado por diferentes universidades (Wisconsin, Hawaii y U.N.A.M). Trabajos a gran escala que incluyen la región considerada por el presente estudio con base a datos de la red mundial, han sido realizados en fechas anteriores. (Molnar y Sykes, 1969; Kelleher y otros, 1973; Dean y Drake, 1978; Hanus y Vanel, 1978; W.Mo Cann y otros, 1978).

La región estudiada no ha sufrido el efecto de grandes temblores ( $M_s \geq 7.0$ ) desde 1911, y ha sido considerado como un tramo de quietud sísmica (Seismic gap), (Kelleher y otros, 1973; Mc Cann y otros, 1978; Singh y otros, 1980) por lo que debemos considerarla como una área de alto potencial sísmico.

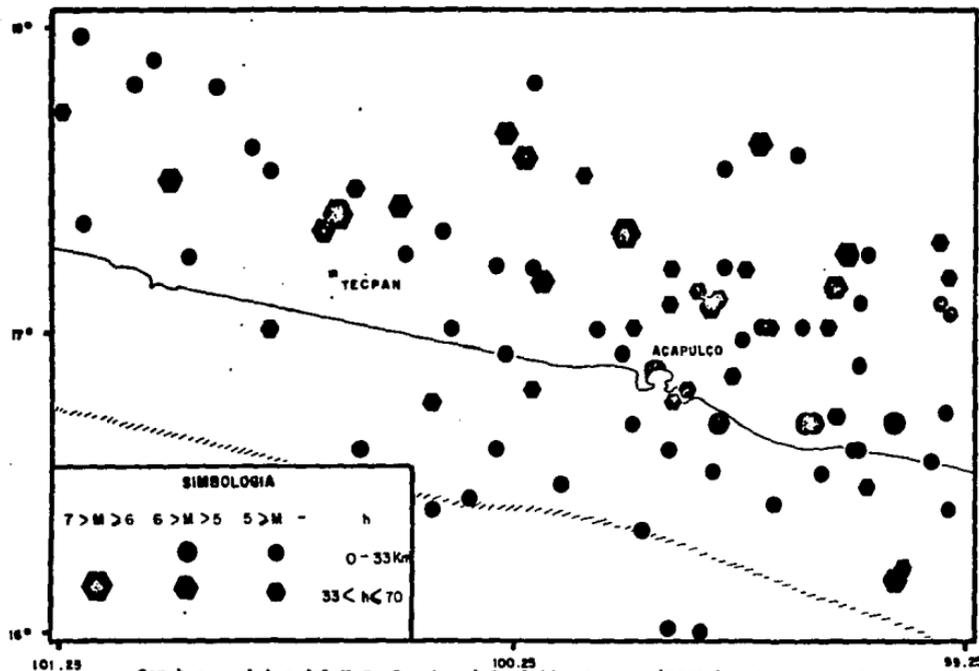
Grandes temblores ( $M_s \geq 7.0$ ) han ocurrido en las áreas inmediatamente adyacentes, al oriente en Tierra Colorada - San Marcos, Mayo 1962, y al poniente, Petatlán, Marzo 1979.

Dado que han transcurrido más de 68 años desde el último gran temblor, una mayor atención debe ser prestada al área considerada en el presente estudio.

La fig. 5 es un mapa de la Sismicidad desde 1963 - 1978, para la región de Acapulco, con base a datos de la red mundial (USCGS y NEIS), para eventos con magnitudes ( $m_b$ ) mayores a 3.8 y menores a 6.5, con profundidades menores o iguales a 70 Km.

El apéndice II, presenta el listado de los eventos localizados entre los meridianos, 99.25° y 100.25° y los 16° y 18° de latitud.

Fig.5: SISMICIDAD PARA LA REGION DE ACAPULCO Y TEPAN, 1963 - 1978



Com base a datos del U.S. Coast and Geodetic Survey (USCGS) y del National Earthquake Information Service (NEIS).  
El machuado corresponde al eje de la Trincheras.

### 3. DESCRIPCION DE LA RED

Durante los primeros días del mes de junio de 1977 fue instalada una red de seis estaciones portátiles en sitios previamente seleccionados durante una semana de trabajo de campo en el mes de mayo, en la región de la costa de Guerrero, entre Acapulco y Tecpan.

Durante el mismo período de observación, cuatro sismógrafos de fondo de mar (O B S's), fueron depositadas en la trinchera de Acapulco por investigadores de la Institución Scripps de Oceanografía, (K. Mac Donald; T. Jordan; K. Sverdrup).

La localización de las estaciones se muestra en la fig. en un mapa fisiográfico-geológico simplificado de la región. Las estaciones se encuentran sobre rocas del complejo metamórfico Xolapa, o bien, sobre pequeñas intrusiones de naturaleza granítica que afloran dentro del complejo metamórfico. La red de estaciones en tierra presenta una forma trapezoidal en donde su dimensión mayor de 50 Km está orientada paralelamente a la costa y la dimensión menor de 20 Km aproximadamente, orientada normalmente a la costa. En la tabla 1, se presentan los datos pertinentes a la localización, elevación y a la ganancia de las estaciones; la fig. 6 muestra los períodos de registros útiles en cada estación a partir de la fecha de su instalación.

Cada estación consiste de un sismómetro (Ranger S S-1) sensible a la componente vertical de la velocidad, con una frecuencia natural de 1.0 hertz y operando con un amortiguamiento crítico de 0.7.

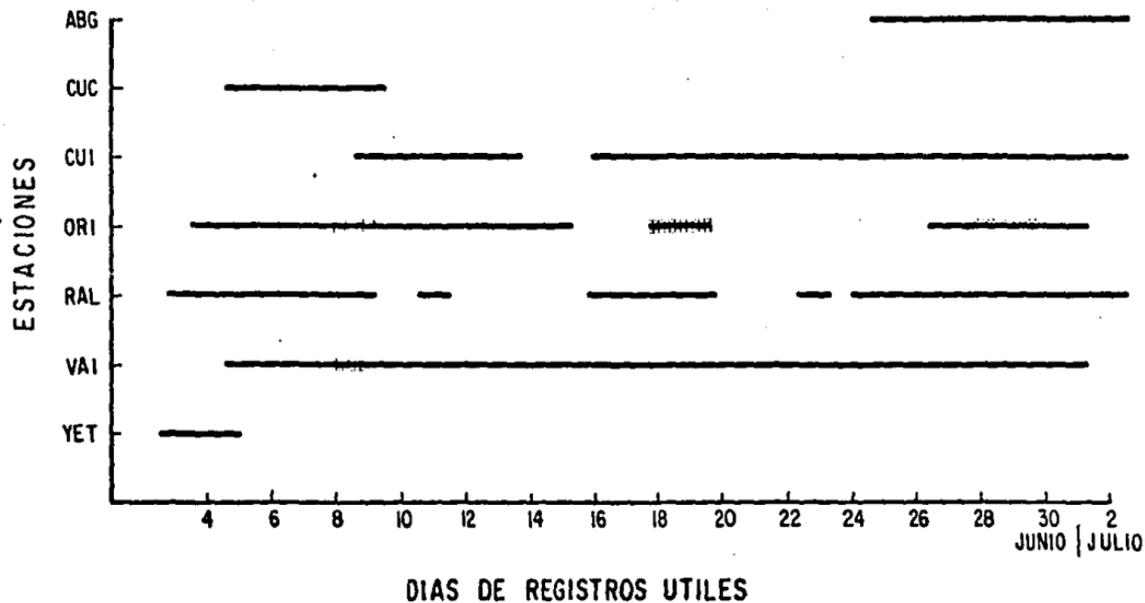


Fig. 6: Periodos de registros útiles en cada estación. Las partes sombreadas en ORI y VAI corresponden a días ruidosos.

TABLA 1

Datos de la red de estaciones

Abreviación	Latitud	Longitud	Elevación	Ganancia
	grds-min.	grds-min	m.	db.
ABG	17 02.85	100 03.93	150	108
CUC	17 13.26	100 17.54	350	108
CUI	17 14.42	100 27.21	93	102
ORI	17 11.77	100 08.55	200	108 - 114
RAL	17 04.24	100 15.08	160	114 - 108
VAI	17 08.81	100 23.44	50	96
YET	17 00.59	100 01.00	50	108
+ DENI	16 33.04	100 26.96	-3800	-
+ DOE	16 36.00	100 33.10	-3600	-
+ GWEN	16 27.60	100 32.66	-5300	-
+ INEZ	16 25.84	100 26.40	-5300	-

+ Valores estimados para los OBS.

El sismómetro está conectado por un cable blindado a una unidad de registro (MEQ - 800) en papel ahumado, con una ganancia máxima limitada por el ruido ambiente y con filtros abiertos en altas y bajas a 10 y 10 respectivamente. Un par de acumuladores de 12<sup>v</sup> conectados a las baterías internas, suplen la energía requerida por el sistema. El sismómetro se encuentra situado directamente sobre la roca sólida, procurando se que esté al abrigo del viento y del ruido. En el caso de la estación CUI, fue posible instalarla en el túnel de una mina abandonada.

Las estaciones, CUC, CUI, VAI, registraban con una velocidad en el tambor de 120 mm/min., mientras que, ABG/ ORI, RAL, y YET, lo hacían con el tambor girando a 60 mm/min. La velocidad de registro de las primeras estaciones permitía obtener una mejor resolución a la hora de la lectura de las diferentes fases y de la polaridad respectiva.

La señal de tiempo se mantenía dentro de la décima de segundo por un sistema interno del inscriptor, consistiendo en un cristal oscilador, generador de un código de tiempo y la señal de radio WWB, que se incorporaba directamente al registro; el cual era cambiado cada 24 horas aproximadamente.

#### 4. VELOCIDADES Y ESTRUCTURA

Un análisis de velocidades, basado en el diagrama de Wadati, (Cresson, 1972; Luther, 1978), nos llevará a conocer la razón de Poisson,  $(\sigma = -\frac{\nu}{1-\nu})$ , la cual es una medida de la razón de deformación transversal respecto a la longitudinal que sufren las rocas de la región, como consecuencia del patrón de esfuerzos producidos por la interacción de las placas tectónicas. Un estudio de la velocidad aparente,  $P_a$ , para eventos fuera de la red, nos permitirá estimar una velocidad para el manto superior.

##### 4.1 Diagrama de Wadati, sin utilizar el tiempo origen:

Aunque los tiempos de arribo de la onda S son de calidad no siempre confiable, muchos eventos muestran arribos impulsivos de la onda S muy claros, con lo cual podemos construir un diagrama de Wadati, graficando el tiempo de S - P contra el tiempo de arribo de P, esperando la misma razón  $(V_P/V_S)$  a lo largo de todas las trayectorias de propagación, para aquellos eventos en donde buenas lecturas de S pueden ser obtenidas en las diferentes estaciones. Así, logramos encontrar una relación lineal existente entre S - P y P, como debía ser esperado de una razón constante de la velocidad de P respecto a S que vendría a ser una expresión de la constante física conocida como razón de Poisson,  $\sigma$ . La Fig. 7 ilustra un determinado número de lecturas de S - P, graficadas contra el tiempo de arribo de P y sobrepuestas. Haciendo uso del

método de regresión lineal se obtiene una pendiente de 0.80, donde la pendiente de la línea a través de los puntos es,  $K - 1$  (siendo  $k = V_p / V_n$ ), lo cual nos dará una relación de velocidad de P respecto a S de -1.80 para la región considerada en el presente estudio.

A partir de K la razón de Poisson,  $\sigma$ , puede ser calculada con la relación:  $\sigma = (K^2 - 2) / 2 (K^2 - 1)$  (4.1),

la cual nos dará una razón de Poisson de 0.28, el cual sería un valor más alto de lo que usualmente es supuesto para rocas de la corteza - (Crosson, 1972).

La ventaja de este método, el cual da un  $\sigma$  promedio a lo largo de las trayectorias entre las estaciones y los eventos, es que no requiere conocimiento del tiempo origen de los temblores. Sin embargo son necesarias muchas lecturas de buenos arribos de S para obtener una pendiente confiable.

Para el presente análisis, se escogió un total de 24 temblores con lecturas de S en 3 o más estaciones y distribuidas en espacio y tiempo, - proveyéndose un total de 88 puntos graficables.

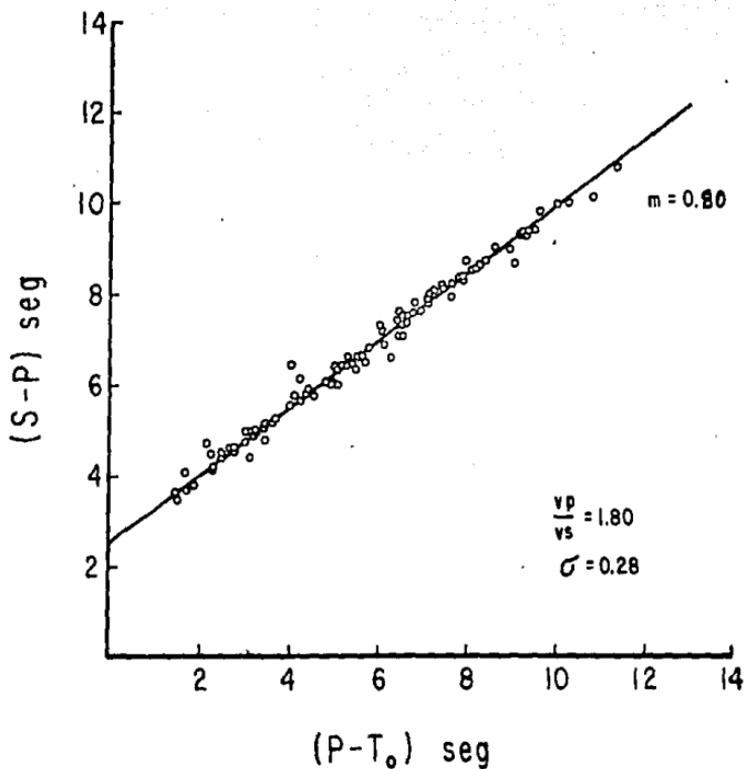


Fig. 7: Diagrama de Wadati utilizando un tiempo origen arbitrario  $T_0$  para diferentes eventos en varias estaciones.  $\frac{V_p}{V_s}$  representa la razón de velocidades entre la onda P y la onda S.  $\sigma$  es la razón de Poisson y "m" es la pendiente de la línea de mejor ajuste.

#### 4.2 Diagramas de Wadati usando el tiempo origen:

En el presente método, utilizamos múltiples eventos en una sola estación para estimar el valor de  $K - 1$ . Así obtendremos un valor de la razón de Poisson a lo largo de la trayectoria entre la estación y la fuente del temblor.

Un  $\sigma$  promedio fue obtenido para cada estación, y muchos eventos son comunes para las diferentes estaciones utilizadas. La fig. 8 muestra los diferentes diagramas de Wadati obtenidos para cada estación.

La pendiente de la línea que pasa a través de los puntos, o sea  $K - 1$ , fue obtenido por el método de regresión lineal y el valor de  $\sigma$  a partir de la relación (4.1)

Los resultados aquí obtenidos están viciados por la solución encontrada para el tiempo origen utilizando el programa Hypo - 71; sin embargo, es interesante ver como los resultados de las diferentes estaciones, - con excepción de RAL, se mantienen dentro de los resultados obtenidos por el método anterior, cosa que no es sorprendente si consideramos que el programa utiliza una razón de velocidades ( $V_p/V_s$ ) de 1.78. Lo que si es significativo es el valor bajo obtenido para la estación RAL, a saber  $\sigma = 0.233$ , el cual puede atribuirse a una irregularidad o anisotropía de la corteza bajo la estación. Sin embargo, los residuos para dicha estación son bastante buenos ( $< 0.2$  seg) para los diferentes eventos localizados.

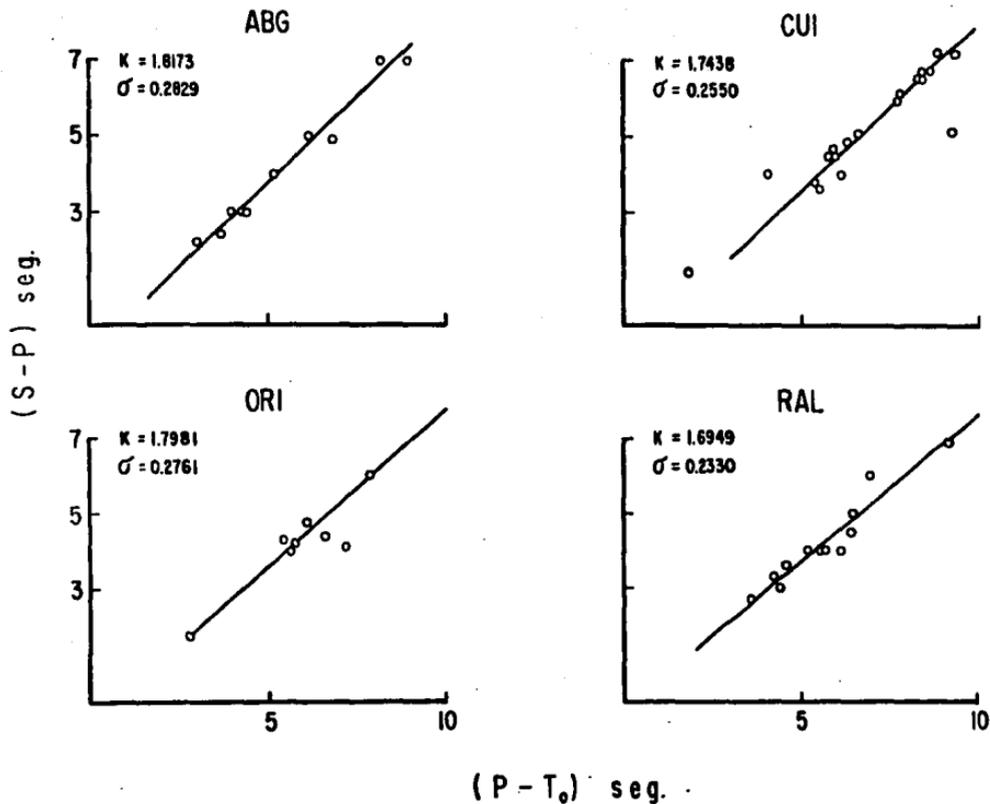


Fig. 8: Diagrama de Wadati para cuatro estaciones, usando múltiples eventos.  $K$  corresponde a la razón de velocidades entre  $P$  y  $S$ ,  $(V_p/V_s)$  y  $\sigma$  la razón de Poisson.

#### 4.3 Determinación de la velocidad aparente, Pn:

Utilizando eventos fuera de la red y considerando el frente de ondas como plano, fueron encontrados diferentes valores de velocidad aparente para la onda Pn, que se origina en la corteza y se refracta en el manto superior, muestreando dicha región antes de volver a refractarse y llegar a las diferentes estaciones sobre la corteza, permitiéndonos estimar la velocidad en el manto.

Los valores encontrados para tres eventos con fase Pa, varían desde 7.9 Km/s hasta 8.2 Km/s, lo cual sería un valor aceptable para el manto.

#### 4.4 Estructura de la región:

La estructura de la corteza y del manto superior en la región de la costa de Guerrero, es pobremente conocida. Estudios al respecto han sido hechos en la Fosa de Acapulco, (Fischer, 1961; Shor y Fisher, 1961; Ross y Shor, 1965) a lo largo del meridiano 98° W en Oaxaca, cerca de la frontera con Guerrero, (Helaley y otros, 1975; Mooney y otros, 1975), pero son estudios muy generales y fuera de la región estudiada.

Según nuestros datos, tenemos que la corteza se caracteriza por una razón de Poisson, ( $\sigma = 0.28$ ), ligeramente mayor de lo usualmente supuesto ( $\sigma = 0.25$ ), lo que permite una mayor velocidad de propagación para las ondas sísmicas. Respecto a la velocidad estimada para el manto

superior, está dentro de los valores previstos ( $8.0 \pm 0.2$  Km/s) y es un punto importante para establecer un mejor promedio para la estructura de la corteza.

La falta de datos en la determinación de la velocidad aparente,  $P_n$ , no permite establecer si existe alguna variación sistemática de la velocidad con el azimut, que pudiera sugerir alguna anisotropía o irregularidad en la frontera manto - corteza.

Un buen conocimiento de la estructura del manto superior y de la corteza es necesario si queremos que nuestras localizaciones de los temblores sean más confiables cosa muy difícil de alcanzar en nuestra presente situación, debido a la carencia de estudios sobre la estructura de la corteza en la región aquí considerada. Por tal motivo, diferentes modelos para la estructura fueron probados, variando tanto el número - como el espesor de las diferentes capas y sus respectivas velocidades, al final el modelo que dio los mejores resultados en el programa Hypo-71 (Lee and Lahr, 1975), se tomó como el que mejor representaba la estructura de la región. Sin embargo un modelo para la velocidad de la onda compresional en diferentes capas fue seleccionado mediante pruebas de ensayo y error utilizando el programa Hypo-71 para la región de la costa de Oaxaca (L. Ponce y otros, 1979), el cual daba mejores residuos en general y dado que las características geológicas y tectónicas son similares a la región de la costa de Guerrero, fue escogido dicho modelo para utilizarlo en la determinación hipocentral.

La tabla 2, representa el modelo utilizado para el presente estudio. Sin embargo, el número de capas, así como sus espesores y las velocidades correspondientes son arbitrarias, pero probablemente representan una aproximación de la respuesta física de la verdadera estructura.

TABLA 2

Modelo usado para la determinación hipocentral

Profundidad al tope de la capa (Km)	Velocidad de P en la capa (Km/seg)
0.0000	4.400
5.0000	5.600
12.0000	6.400
22.0000	8.200

$$\frac{V_p}{V_s} = 1.78$$

## 5. PROCEDIMIENTO DE LOCALIZACION Y ERRORES

Dos diferentes programas han sido utilizados para la localización de los temblores aquí considerados.

### 5.1 Programa "Micro"

Un análisis preliminar fue hecho utilizando el programa "Micro", el cual está diseñado para usarse en la localización de microtemblores con una red de estaciones cercanamente espaciadas y poco densas en su distribución, utilizando un esquema de iteración Gauss-Newton amortiguado, para la determinación hipocentral, usando tiempos de arribos de la onda P y S, así como S - P, con un modelo muy simple como es un semi espacio con velocidad constante. La velocidad usada para la onda compresional, P, fue de 6.3 Km/s y una velocidad de 3.6 km/s para la onda de corte o cizalla, S. Dichos valores están de acuerdo con los resultados obtenidos por el diagrama de Wadati.

Lecturas para los primeros arribos de las ondas compresionales, P, y de cizalla, S, en tres o más estaciones, fueron utilizadas para la determinación hipocentral de cada evento, así como el intervalo, S-P, cuando fue posible.

Las soluciones encontradas son para X, Y, Z, y T, donde X y Y, representan las coordenadas geográficas, latitud y longitud; Z, es la profundidad y T, el tiempo origen.

El programa "Micro" usa la relación de Brune y Allen (1967) para el cálculo de la magnitud local Richter. Sin embargo, dicho procedimiento no fue utilizado aquí, como será expuesto más adelante en el capítulo de magnitudes.

La fig. 9 presenta el mapa de sismicidad obtenido con el programa aquí considerado. La distribución de epicentros muestra dos rasgos característicos. Uno corresponde con un grupo de eventos fuera de la costa y orientado NNE y el otro es una banda difusa de epicentros a través de la parte central del arreglo y con orientación NWW, lo cual puede sugerir un posible control estructural por un sistema de fallas ortogonales.

## 5.2 Programa Hypo-71:

Haciendo uso de este programa se pretende refinar los resultados obtenidos con el programa "Micro". El programa Hypo-71 (Lee y otros, 1975) es más extenso y sofisticado, utilizando el método de iteración de Geiger para la determinación hipocentral. Al igual que en el anterior, utiliza las lecturas de los primeros arribos de la onda compresional, P, y de la onda de cisalla, S. Sólo en los casos donde no se han obte

nido buenas soluciones se empleó el intervalo S - P, pero los resultados fueron pobres. Un peso es asignado a cada estación dependiendo de la calidad de sus lecturas, y de la fase, dándosele mayor peso a P que a S.

Estaciones con lecturas dudosas fueron deshechadas y ningún peso les fue asignado. Las lecturas que originaron grandes residuos fueron revisadas y desechadas cuando no dieron mejores resultados.

El modelo usado en la determinación hipocentral es el presentado en la tabla 2.

La fórmula de Lee y otros (1972 para el cálculo de la magnitud basada en la duración de la señal e incorporada en el programa Hypo, fue utilizada en el presente estudio.

Las soluciones hipocentrales obtenidas por el programa Hypo-71, difieren ligeramente de las que se obtuvieron con el programa "Micro". En general, se mantiene el mismo patrón de sismicidad pero se logra una mejor dispersión en los valores de la profundidad.

A medida que los eventos se alejan del centro de la red, ( $R > 50$  Km) la confiabilidad de las soluciones va siendo menor, sin importar cual haya sido el número de estaciones que intervinieron en su solución.

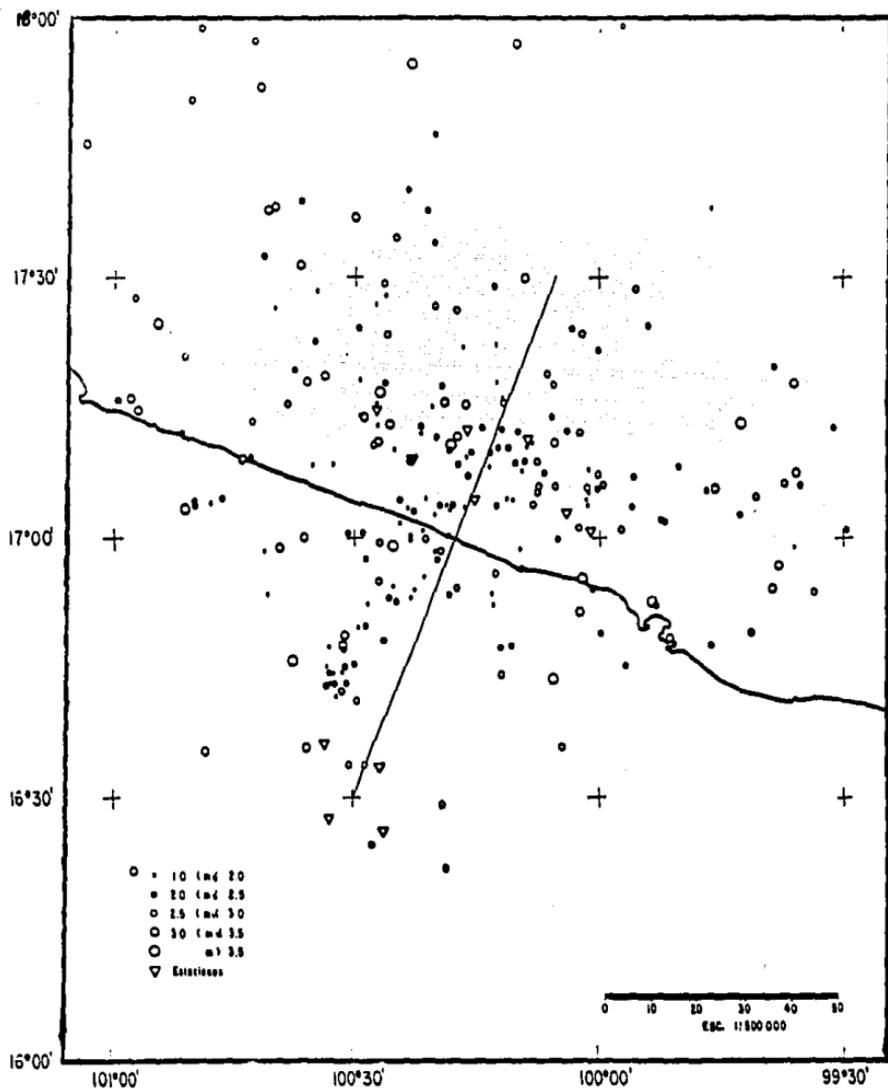


Fig. 9 Mapa de epicentros con base a los datos obtenidos con el programa "Micro" para los microtemblores registrados durante el periodo de observación, junio - julio de 1977.

### 5.3 Estimación de errores:

Se considera que la fuente principal de errores en los datos proviene de las lecturas de los tiempos de arribo de las ondas P y S. Sin embargo, dichos errores se mantienen dentro de un nivel aceptable, los errores en el tiempo de P son del orden de  $\pm 0.05$  segundos, y en el de S, de  $\pm 0.10$  segundos.

Los errores en las localizaciones, por depender del modelo usado, de las dimensiones de la red y del número de estaciones empleadas, es más difícil de estimar. Por lo tanto, se tomaron como aceptables sólo aquellos eventos con residuos, tanto en P como en S, muy pequeños, y con valores de rms  $\leq 0.50$ , con DRMS positivos y errores horizontales y verticales menores o iguales a 10 Km; todo de acuerdo a los parámetros determinados por el programa Hypo - 71, garantizándose así un límite mínimo en la calidad de las soluciones. No fue encontrado un comportamiento sistemático en los residuos de las diferentes estaciones, por lo cual no fue aplicado un factor de corrección para los tiempos correspondientes a cada estación.

## 6. MICROTEMBLORES

Fueron localizados alrededor de 200 microtemblores, registrados durante el período comprendido entre el 3 de junio y el 2 de julio de 1977; - con un rango de magnitudes (basada en la duración total de la señal como será discutido más adelante) entre 1 y 4. El modelo y el método - descrito en las secciones previas fue usado para todas las localizaciones. El apéndice 1, es un listado de las soluciones encontradas, dentro de un radio de 50 Km incluyendo el número de estaciones utilizadas en la solución y datos referentes a la magnitud y otros valores estadísticos.

La fig. 10 muestra los epicentros de todos los eventos localizados, graficados de acuerdo a su magnitud. Secciones verticales transversales para los eventos se muestran en la fig. 11 y 12, a lo largo de perfiles NEE y NNW, que son los rumbos preferenciales de las estructuras mayores de la región, como se ha indicado anteriormente.

De la distribución epicentral presentada en la fig. 10, podemos observar dos patrones de sismicidad. Uno de ellos corresponde a los epicentros localizados en las proximidades de la costa y hacia el interior, mostrando una dispersión uniforme, sin orientaciones preferenciales, indicando quizás la ausencia de control por sistemas de fallamiento bien definidos, o errores en la localización. Sin embargo, al igual que en la fig. 9, aparece una banda difusa hacia el centro de la red, con una orientación groseramente paralela a la costa, lo cual estaría de acuer

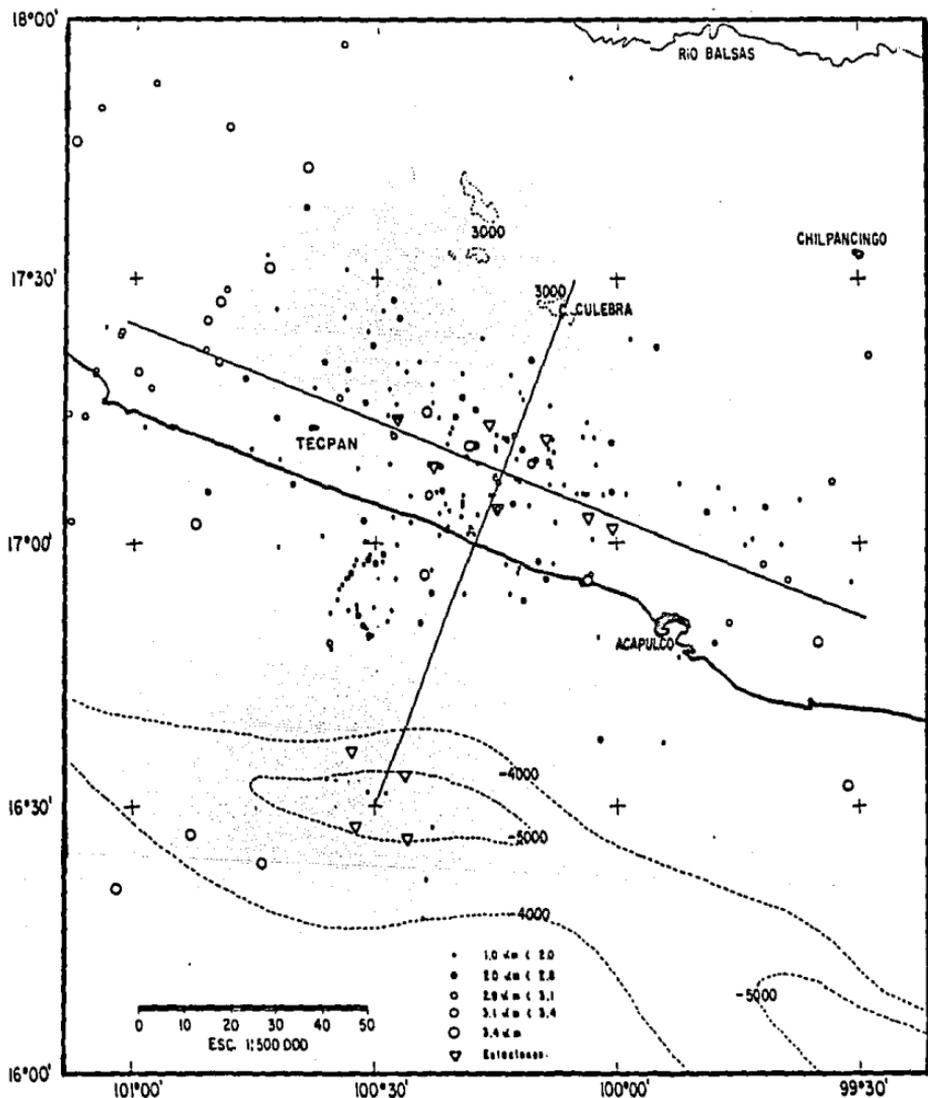


Fig. 10 Mapa de epicentros con base a los datos obtenidos con el programa Hypo - 71. Las líneas continuas y perpendiculares corresponden con las secciones transversales.

do con una de las orientaciones preferenciales (NWW) que siguen los rasgos tectónicos maestros o dominantes de la región, (F. Guerra, 1976). El otro patrón corresponde a eventos localizados fuera de la costa, los cuales se alinean y agrupan en dirección perpendicular a la trinchera, o bien, a la costa. Dicho alineamiento se corresponde en tierra con un rasgo tectónico maestro o dominante ( Guerra, 1976; Galván, comunicación personal) basado en imágenes de satélite. La fig. 13 ha sido adaptada del estudio realizado por Galván y muestra la asociación entre los rasgos tectónicos y la sismicidad aquí discutida. Así mismo, el alineamiento considerado se orienta según la dirección preferencial del fallamiento de la región, NNE-SSW, (De Cserna, 1965). Lo anterior es confirmado por los estudios de los mecanismos focales compuestos, que serán discutidos más adelante, para los eventos asociados con el alineamiento mencionado.

Observando la sección transversal perpendicular a la trinchera, (fig. 11) se observa una tendencia general de la sismicidad a aumentar de profundidad a medida que se avanza de la trinchera hacia el interior de la costa. Dicha tendencia se asocia con la subducción de la Placa de Cocos bajo la placa continental de Norte América, ocurriendo la subducción con un buzamiento próximo a los 30° en dirección al NE, lo cual coincide con los resultados obtenidos por Hanus y Vanek (1978), para su sección 20, que corresponde justamente con nuestra sección, lo mismo que para la sección, C-C' de Molnar y Sykes, (1969). Es interesante hacer notar que los resultados obtenidos por los autores aquí mencio

nados, están basados en una población diferente de temblores, a saber,  $M > 4.0$ .

Otro aspecto relevante del perfil representado en la fig. 11, es la presencia de dos grupos de temblores, uno que ocurre entre la trinchera (0 Km) y la costa (60 Km), el cual podría estar asociado con rupturas en la placa que subduce, como será puesto de manifiesto con el grupo A de la solución del mecanismo focal compuesto y cuyas implicaciones serán discutidas más adelante. El otro grupo se encuentra entre la costa (60 Km) y la sierra (120 Km), pudiendo estar asociado con rupturas en la placa subducida como será puesto de manifiesto con el grupo A de la solución del mecanismo focal compuesto.

Aunque fueron encontradas soluciones hipocentrales con profundidades ma yores que los 50 Km, éstos pueden considerarse carentes de confiabilidad a causa de la pobre distribución de las estaciones, (los casos con siderados ocurrieron en su mayoría con tiempos de arribo en sólo tres estaciones y con cuatro datos en total para P y S), o bien, a una con vergencia de la solución muy pobre. De aquí la razón para que no aparezcan en las secciones verticales consideradas. La mayoría de los con microtemblores se encuentran entre los 10 y 40 Km de profundidad, como puede observarse de las figuras 11 y 12, con un claro agrupamiento en dos regiones una fuera de la costa y asociado a la placa oceánica -- de Cocos, y otro al interior asociado con la Placa continental.

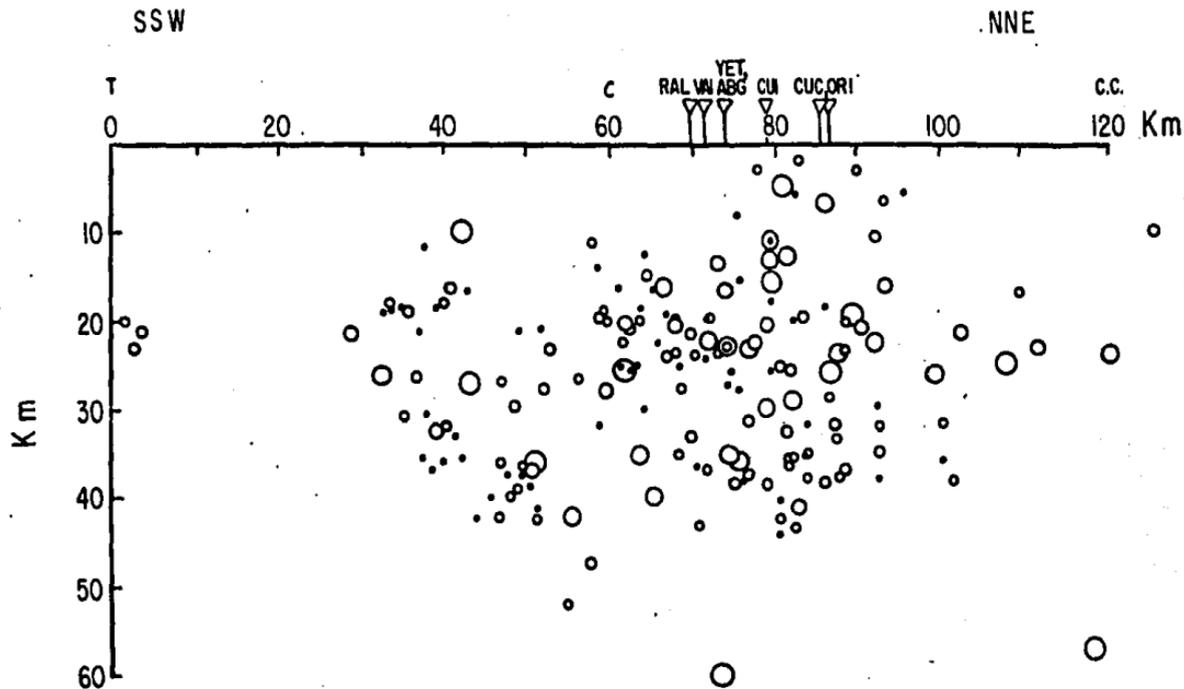


Fig. II Sección transversal de orientación NNE aproximadamente normal a la costa. T representa el eje de la trinchera, C es la línea de costa y C.C. el cerro Culebra. Se indican también las posiciones de las diferentes estaciones en tierra.

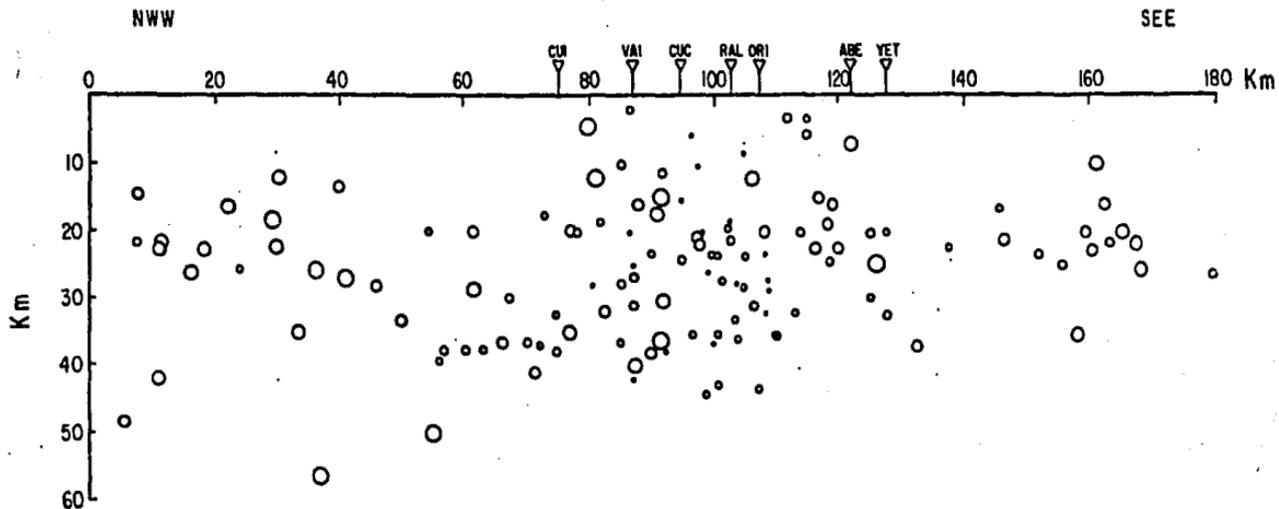


Fig 12: Sección transversal de orientación NWW aproximadamente paralela a la costa. Se indican las posiciones de las diferentes estaciones en tierra.

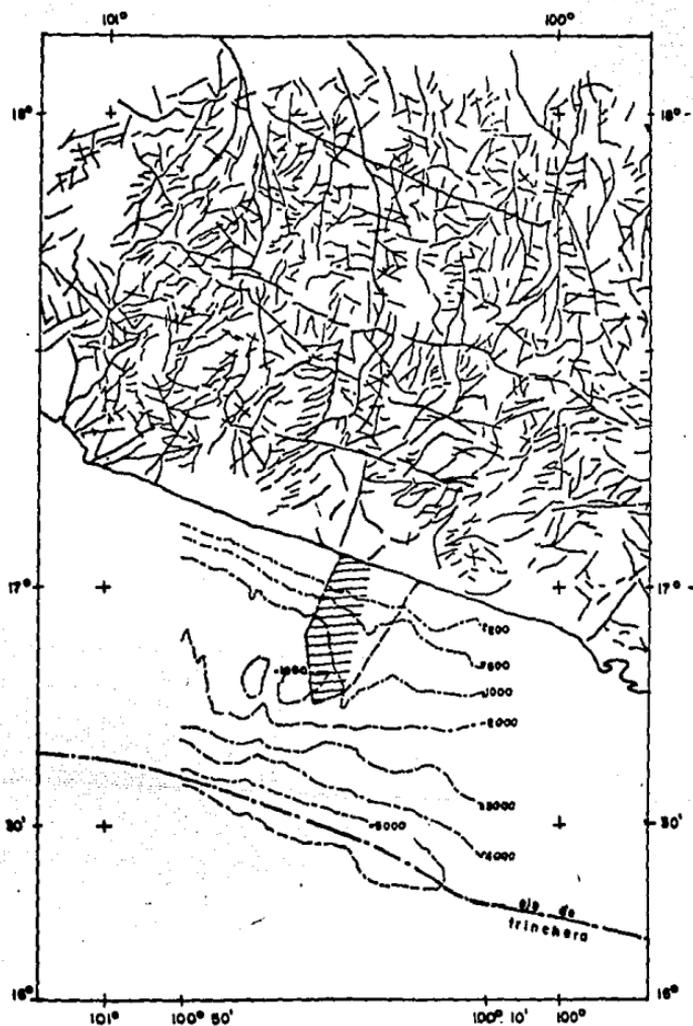


Fig. 13: Muestra los principales rasgos tectónicos del área con base a imágenes de satélite (landsat - 1) según N. Galván. La figura se ha completado con la batimetría, el eje de la trinchera y la zona de epicentros en el mar representados por una especie de punta con un hachurado que indica la zona de mayor concentración de microtemblores.

El número promedio de los eventos localizables que ocurren diariamente en la región estudiada durante el presente período de observación (un mes), es alrededor de 20 diarios, todos ellos con magnitudes comprendidas entre 1 y 4. Ahora bien, el número de eventos localizados en el presente estudio es de aproximadamente 9 diarios, casi la mitad del promedio máximo esperado, dicha disminución se debe principalmente a fallas en las estaciones o problemas en el trabajo de campo, que nos imposibilitaron de poder contar con las lecturas suficientes para la localización. En algunos eventos (25), se contó con lecturas de los OBS, lo que permitió localizar unos eventos para días en que sólo se tenían dos estaciones operando aparte de poder mejorar ciertas localizaciones. La Fig. 14 presenta un histograma de la ocurrencia de los eventos localizados durante el período de observación. Cada barra representa un intervalo de un día, y los espacios en blanco o barras muy chicas al centro de la figura, indican falta de lecturas por los motivos anteriormente expuestos. La única alteración al patrón establecido es un enjambre de eventos ocurridos en un intervalo de 36 horas comprendidas a finales del día 17 y a mediados del día 19, por lo cual resulta un pico en el día 18, que obviamente es el de máxima actividad. Dicho enjambre es el principal responsable del alineamiento observable en el patrón de sismicidad de la fig. 9, entre la trinchera y la costa y perpendicular a éstas.

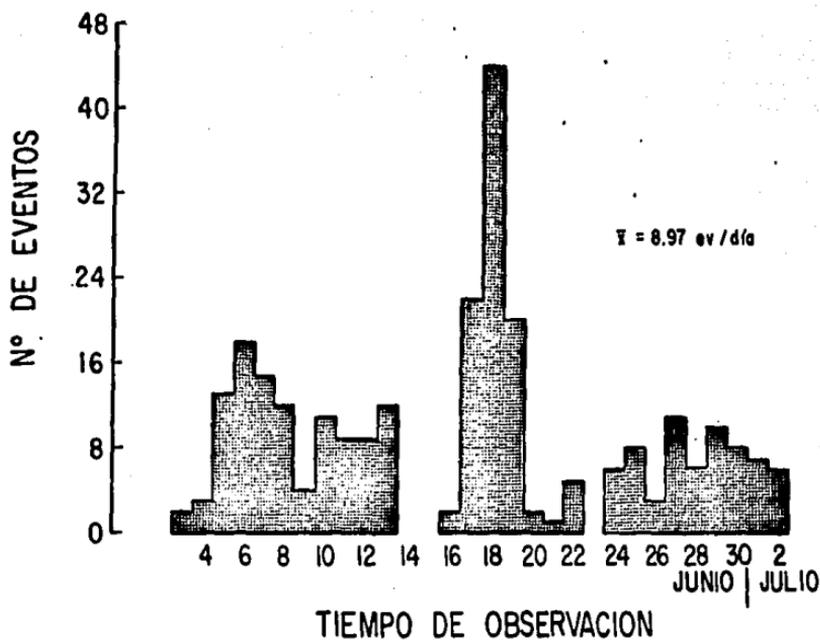


Fig. 14: Histograma para la distribución de microtemblores durante el período de observación. Cada barra corresponde con un día de observación y  $\bar{X}$  es el número promedio de microtemblores por día.

## 7. MAGNITUDES DE LOS MICROTEMBLORES

Varios intentos fueron hechos para tratar de establecer una conveniente escala de magnitud basada en la amplitud y datos instrumentales de los equipos utilizados en nuestra red local. Sin embargo, no se obtuvieron resultados satisfactorios. Entre las principales dificultades se encuentran, (a) la carencia de registros de los eventos en la red del servicio sísmológico nacional ó de datos provenientes de la red mundial que permitieran calibrar un esquema de magnitud para los instrumentos de la red; (b) el hecho de que la respuesta del sistema sísmógrafo (sismómetro-inscriptor) no fuera exactamente conocida y la dispersión obtenida en los valores de amplitud para un mismo evento, en las diferentes estaciones, así como la deficiencia en la construcción de una tabla de corrección para la amplitud en función de la distancia para ondas sísmicas de 10 cps nos llevó a obtener valores de magnitud nada confiables al intentar aplicar la fórmula desarrollada por Brune y Allen (1967) para microtemblores; (c) el hecho bien conocido de que tanto las variaciones laterales en atenuación, como las propiedades elásticas de la corteza pueden producir respuestas diferentes en las diferentes estaciones de la red. Un hecho notable lo constituye la diferencia tan marcada en el valor de la amplitud para un mismo evento en las diferentes estaciones; (d) otra dificultad aparece al querer utilizar datos de amplitud en la determinación de magnitud, cuando ocurren temblores que producen saturación de la amplificación o del equipo registrador, lo cual es resultado de las limitaciones prácticas en el rango dinámico que presentan los equipos. En vista de las incertidumbres

presentadas anteriormente en la determinación de magnitud usando datos de amplitud, un intento fue hecho para utilizar el método desarrollado por Tsamura (1967), el cual consiste en establecer una escala de magnitud basada en el tiempo de duración de la señal sísmica (F-P) de cada evento, por correlación de dicha duración con magnitudes definidas convencionalmente. Una vez más no hubo éxito en el intento; la razón principal y única fue la carencia absoluta de registros de los eventos en la red del servicio sísmológico nacional (SSN) ó de datos provenientes de la red mundial que permitieran obtener valores de magnitud para establecer la correlación.

Dada la situación presentada respecto a la determinación de la magnitud en el presente estudio, se optó por buscar una relación para eventos locales de la forma  $M = a + b \log T + c \Delta$  donde, a, b, c, son constantes, T es el tiempo de duración de la señal; log. es el logaritmo de base 10 y  $\Delta$  es la distancia epicentral, M es la magnitud. Para tal fin fueron consultadas y probadas diversas fórmulas obtenidas para diferentes regiones por varios autores (Tamura, 1967; Lee y otros, 1971; Lee y otros, 1972; Crosson, 1972; Real y Tang, 1973; Hermann, 1975; Bakun y Lindh, 1977; Luther, 1978).

De todas ellas, dos se eligieron aunque esta elección fue hasta cierto punto subjetiva, ya que si los eventos no fueron reportados fuera de la red local, no podrían tener valores mayores ó a lo sumo igual a magnitud cuatro. Asimismo en el rango de los valores bajos, magnitudes -

próximas a uno, se observó de una gráfica, fig. 15, (M vs T) la rapidez de crecimiento de la magnitud (M) con respecto al tiempo de duración de la señal sísmica, (T) y la que diera los valores de magnitud más razonables a juicio del autor, era elegida, de manera que las relaciones para magnitud debían mantenerse dentro de ciertos valores máximos y mínimos para ser tomada en cuenta. Dada la subjetividad empleada para el criterio de selección y recordando lo que la mayoría de los diversos autores antes mencionados señalan, y citando a Lee y otros (1972, p. 13). "Puesto que la fórmula empírica relacionando la duración de la señal a la magnitud Richter, depende del tipo de instrumento usado y quizás de la localización geográfica de la red, similares análisis deben primero ser hechos si uno desea aplicar este método en otra parte, empleando diferentes instrumentos". Por lo tanto, las dos fórmulas escogidas, Real y Teng (1973) y Lee y otros (1972), serían de validez relativa para la región estudiada. Finalmente, la fórmula de Lee y otros, (1972), incorporada en el programa Hypo-71, fue la utilizada, pero al hacer uso del factor de corrección por distancia ( $c \Delta$ ) produjo valores de magnitud ligeramente mayores de lo aceptable. Más recientemente, González (1979), obtuvo una fórmula para la región de Oaxaca (fig. 15), la cual concuerda bastante bien con las de los autores preferidos.

Una escala basada en la duración de la señal tiene la ventaja de ser simple y fácil de aplicar, aún más, no se ve afectada por los problemas de saturación en los equipos registradores ó las variaciones en la am-

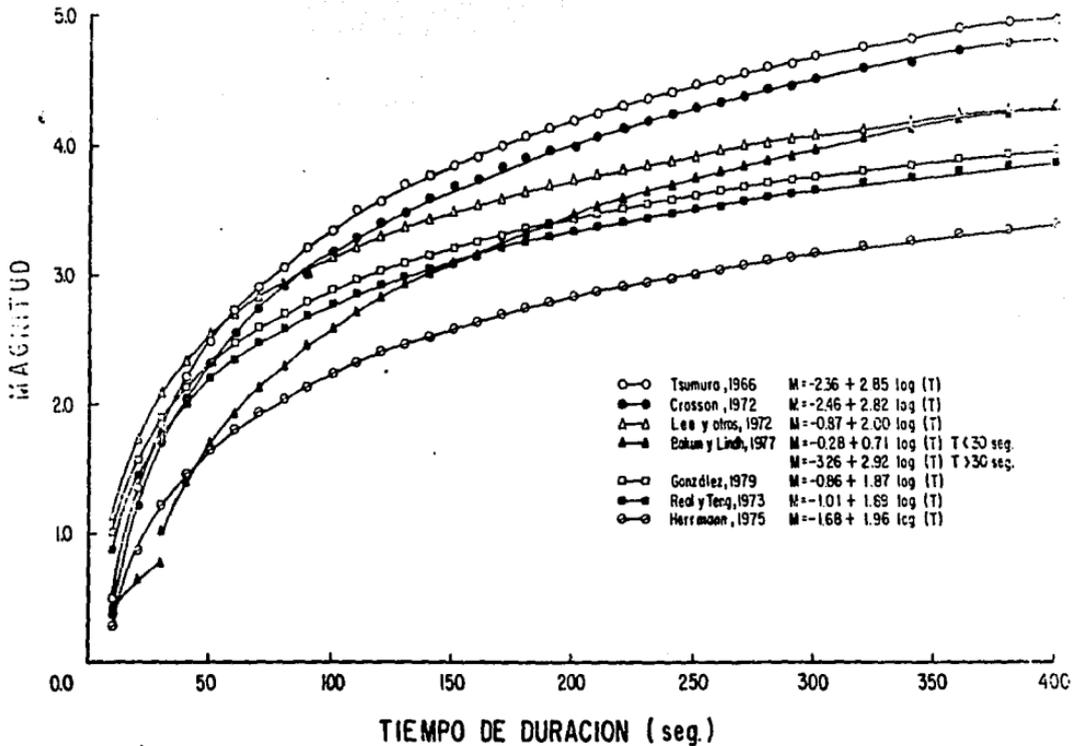


Fig. 15: Diferentes curvas para la magnitud basada en la duración de la señal sísmica según diferentes autores. La ecuación de Lee y otros, 1972, ha sido la utilizada en el presente trabajo.

plitud. Por otra parte, la frecuencia de ocurrencia de los temblores puede interferir con el tiempo de duración de la señal,  $T$ , la cual es definida de una manera subjetiva como el tiempo de duración en segundos a partir del arribo de la primera señal  $P$ , hasta el punto donde la señal regresa al nivel de ruido presente antes del arribo de la onda  $P$ , todo a criterio del observador. En el presente estudio, una sola persona (el autor), se encargó de hacer todas las lecturas correspondientes de  $T$ , siguiendo la definición de  $T$  dada líneas arriba, por lo que si algún error existe en las lecturas, éste debe ser sistemático, pues siempre se aplicó el mismo criterio. Se estima que en general, las lecturas en las diferentes estaciones no difieren en más de 10 segundos, en el peor de los casos. Los diferentes autores citados anteriormente concuerdan en que el tiempo de duración de la señal no depende significativamente de la distancia epicentral  $\delta$  o de la sensibilidad del instrumento, que ha sido ajustado de acuerdo al nivel de ruido ambiente, tal ajuste compensa por las condiciones locales del suelo bajo la estación. Un mayor efecto debe ser atribuido al fenómeno de dispersión de la energía de las ondas sísmicas con el incremento de la distancia de la estación al foco, Aki (1969); Crosson (1972). Para temblores suy chicos, con duración de la señal menor que 10 segundos, la duración de la señal no es una estimación estable del tamaño del microtemblor, en el sentido de que no mide la energía dispersada de puntos distantes, como ha sido discutido por Aki y Chouet (1975). Herrmann (1975) concluye que la duración de la señal depende en parte del tipo particular de respuesta del instrumento.

## 8. DIAGRAMAS DE RECURRENCIA

En sismología las relaciones de frecuencia-magnitud, dan la frecuencia de ocurrencia de los temblores de magnitudes conocidas. Tales relaciones también llevan el término de relaciones de recurrencia dado que ellas permiten una información inmediata de los períodos de recurrencia o sea, del intervalo de tiempo promedio entre temblores de magnitudes conocidas. Las frecuencias pueden ser conocidas como una frecuencia única, que es la frecuencia de ocurrencia de una sola magnitud, o bien, como frecuencia acumulativa, o sea, frecuencia de magnitud de ocurrencia igual o mayor que un valor asignado.

En la mayoría de los estudios, tanto la frecuencia única, como la acumulativa están expresadas como relaciones lineales entre los logaritmos de las frecuencias y la magnitud.

En general, las observaciones sugieren una distribución exponencial para la frecuencia única.

$$N = \delta \exp(-\beta M) \quad (8.1)$$

donde  $N$  es la densidad de la función de probabilidad de  $M$ , y se supone que representa los datos completos para magnitudes  $\geq M$ , Bath (1978).

Es acostumbrado y conveniente escribir la ecuación (8.1) en su forma logarítmica:  $\log N = a - b M$  (8.2)

la cual es equivalente a  $N = 10^a 10^{-bM}$  (8.3)

donde  $a = \log \delta$ ,  $b = \beta \log e$

el coeficiente "a", representa el logaritmo del número total de temblores teniendo una magnitud mayor ó igual a cero, y depende de la exten-

sión del área y del intervalo de tiempo considerados. La constante ó coeficiente "b", indica la proporción relativa de temblores con altas o bajas magnitudes. Suponiendo que el patrón de la energía sísmica liberada sea preservado en tiempo y espacio dentro de una región, entonces "b" es independiente del intervalo de tiempo y del tamaño de la región considerada, siempre que el número de temblores sea suficientemente grande, Duda (1964) y es posible que sea una constante física relacionada con el comportamiento mecánico de la porción de la tierra en la cual los temblores ocurren, Miyazura (1962).

Para nuestro estudio consideraremos que "b" es constante dentro de los rangos de magnitud investigados y que además "b" no ha cambiado durante los intervalos de tiempo aquí muestreados.

La fig. 16 es una gráfica del número acumulativo de eventos sobre una magnitud dada, contra la magnitud para eventos localizados por la red durante el período de observación del presente estudio.

El valor de "b" ha sido obtenido por regresión lineal de los valores de magnitud comprendidos entre 2.6 y 4.0, con un factor de correlación de -0.988 y un valor de "b" = 0.91.

Asumiendo que la fig. 16 es representativa de la sismicidad intrínseca de la región estudiada, en base al estudio de los microtemblores, es interesante comparar con otros valores obtenidos usando una población

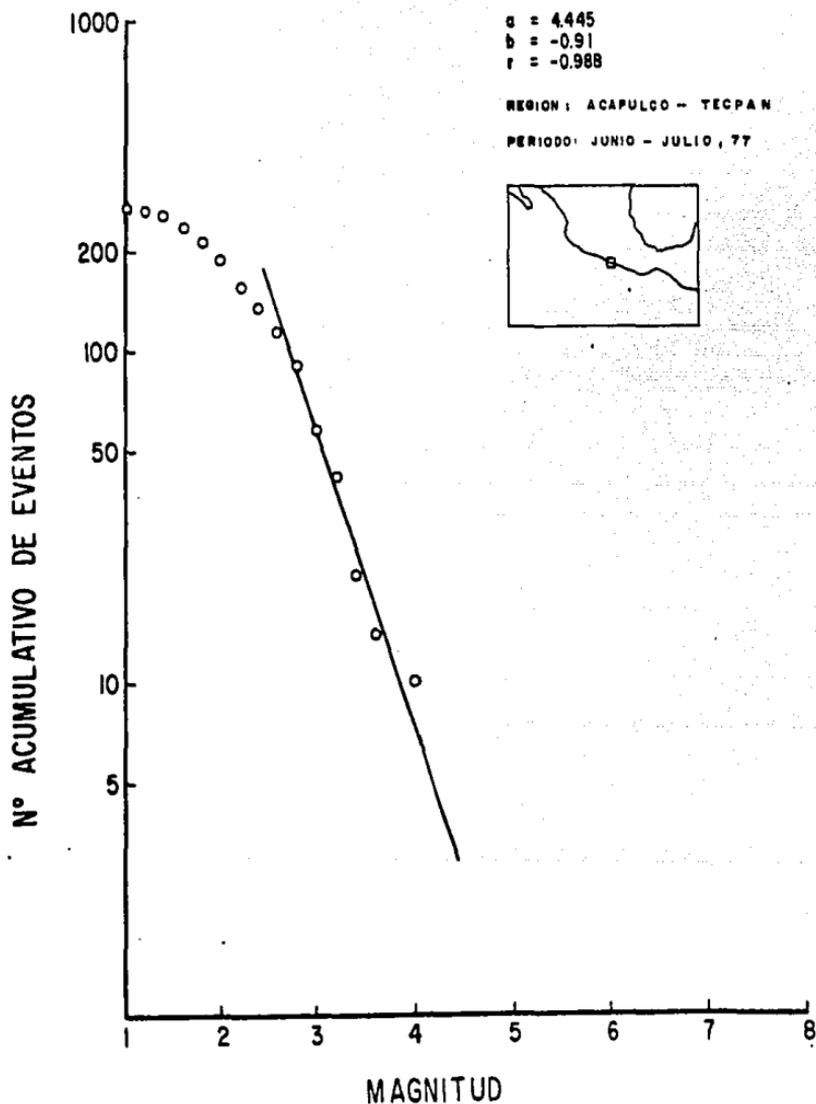


Fig. 16: Diagrama de recurrencia para los microtemblores. La línea recta inclinada ajusta con la ecuación  $\text{Log } N = a - bm$ . El factor de correlación se ha representado por  $r$ .

diferente de temblores localizados en la misma región. Para tal fin - fueron estudiados los eventos reportados mensualmente por el USCGS (P D E, Determinación Preliminar de Epicentros), para los años del 75 al 79 inclusive. Para el período comprendido entre 1963 y 1974, se utilizó una cinta del USCGS con la sismicidad asociada a nuestra región por dicho período por lo tanto, un período de 16 años ha sido considerado (1963-1976) con un total de 87 eventos superficiales, es decir, con - profundidades menores o iguales a 70 Km. El rango de magnitudes oscila entre 4.0 y 6.1 usando solamente la magnitud de las ondas internas - ( $m_b$ ). El apéndice 2 lista los eventos aquí utilizados. Por regresión lineal de los puntos correspondientes a la gráfica de frecuencia de - ocurrencia de los temblores versus magnitud (fig. 17) se obtuvo un valor de "b" igual 0.77 con un factor de correlación de 0.998.

Un valor más general ha sido encontrado por Everden (1970) para México, a saber  $b = 1.00$ . Asimismo, dentro de los valores regionales, Miyamura (1962) encuentra un valor próximo a  $b = 0.90$  para México - América Central y asocia los diferentes valores de "b" a diferentes regiones - tectónicas. Para temblores superficiales (0 - 70 Km) en arcos insulares Acharya (1971) obtiene valores de "b" entre 0.8 y 0.9.

Valores locales de "b" = 1.0, han sido determinados por diferentes autores (Jisénez y otros, 1976; Reyes y otros, 1973) en base al estudio de réplicas. Basados en la sismicidad del sur de México durante el período de 1963 - 1973, Ohtake y otros (1978) encuentran un valor de "b" = 1.0.

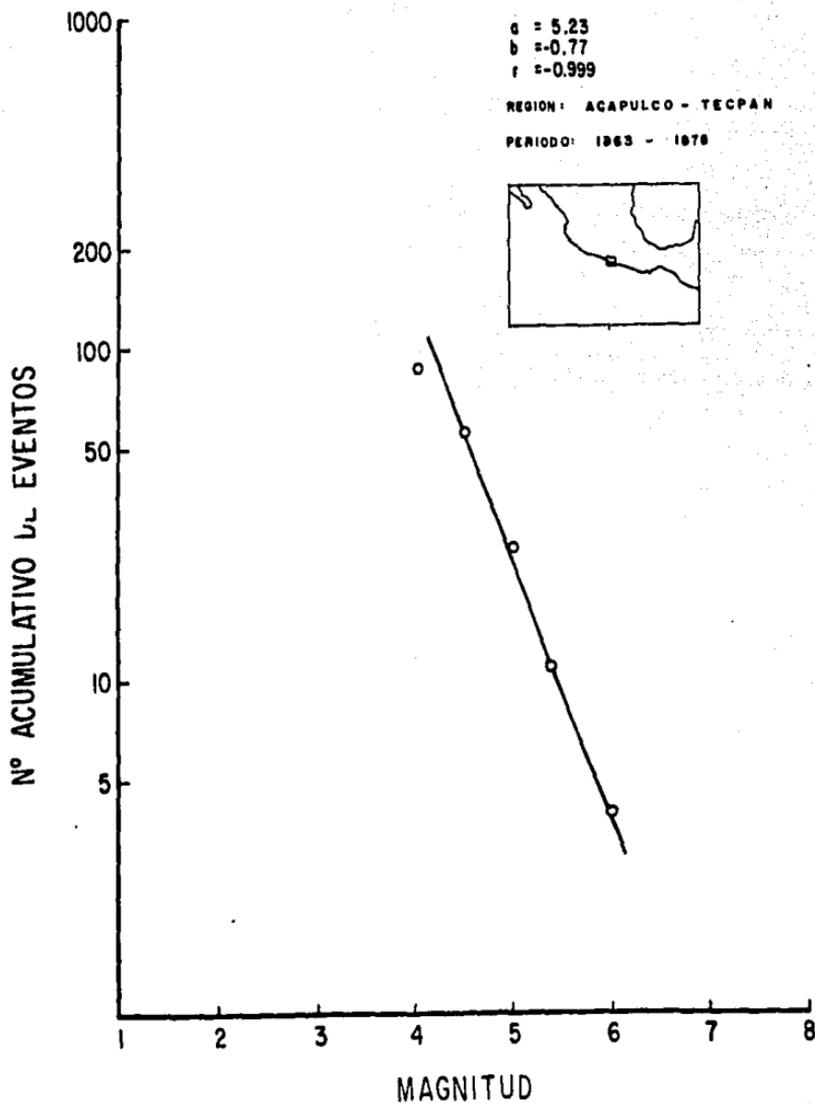


Fig.17 Diagrama de recurrencia para los temblores moderados ( $4.0 \leq m \leq 6.0$ ).

Por lo tanto, el valor encontrado para "b" = 0.91 con base al estudio de los microtemblores es ligeramente inferior al valor promedio esperado, o sea,  $B = 1.0$ . Sin embargo, el resultado obtenido para los temblores con magnitudes mayores que cuatro es curiosamente bajo,  $b = 0.77$ , a pesar de que se está muestreando la actividad sísmica de la misma región, por lo que se esperaría que el coeficiente permaneciera sin cambios en el tiempo (Suyehiro, 1966). Ahora bien, la diferencia puede deberse a que tenemos dos poblaciones de temblores diferentes en magnitud, intervalo de tiempo, sistemas de registro, intervalo de magnitudes ( $\Delta M$ ) al graficar, pero ambos tienen en común pertenecer a la misma región y como ha sido sugerido por varios autores (Gutenberg y Richter, 1954; Miyamura, 1962; Duda, 1964; Everde, 1970) el coeficiente "b" se esperaría que fuera una constante para cada región, sin embargo, sabemos que "b" varía de acuerdo a las condiciones geológicas y al estado de esfuerzos de la región. Es interesante el hecho de que el intervalo de muestreo de los microtemblores ocurrió en un mes (junio-julio) de un año (1977), en que sólo se reportó un evento con magnitud mayor que cuatro, para la región estudiada.

Dada la dependencia existente entre el coeficiente "b" y las propiedades mecánicas y estructurales del medio así como del estado de esfuerzos aplicados (Mogi, 1962; Scholz, 1968), cabe esperar que si los valores de "b" obtenidos son confiables, entonces el estado actual de la distribución de esfuerzos es tal que estaría aumentando y aún no es suficiente como para producir un mayor número de temblores fuertes, lo -

cual es muy significativo dado que la mayoría de los grandes temblores es posible que ocurran en una región con un alto nivel de esfuerzos y en donde un valor de "b" bajo puede ser correlacionado con una magnitud media alta para dicha región (Lomnitz, 1972).

El período de recurrencia obtenido con  $b = 0.7681$ ,  $a = 5.2339$ , para un temblor de magnitud ( $m_b$ ) 6.4, fue de un evento cada 8 años, y hasta la fecha (Agosto 1980) no ha ocurrido ninguno desde 1911 en nuestra región de estudio con una extensión mayor a los 100 Km (Kelleher y otros, 1973; Mc Cann y otros, 1978; Singh y otros, 1980).

Ohtake y otros (1978) encuentran un período promedio de recurrencia de 18 años para un evento de magnitud  $m_b = 6.4$  ó mayor en la región de la zona de quietud sísmica en Oaxaca, con una extensión de 200 Km. Una relación empírica ( $m = 2.74 + 0.480 M$ ) entre la magnitud de las ondas internas ( $m$ ) y la de las ondas superficiales ( $M$ ), fue determinada por los anteriores autores, tal que a  $m = 6.4$  corresponde  $M = 7.5$

## 9. MECANISMOS FOCALES COMPUESTOS

### 9.1 Antecedentes:

Dada la Naturaleza del estudio, se intentó construir soluciones compuestas del plano de falla ( S C P F ) para grupos de eventos que estuvieran bien registrados y bien localizados dentro de la red, ó que estando fuera de ella mantuvieran un buen grado de confiabilidad. en su solución hipocentral la técnica SCFF ha sido utilizada exitosamente por diferentes autores en el estudio de microtemblores, (Seeber y otros, - 1970; Crosson, 1972; Pitt y Steeples, 1975). Se piensa que los microtemblores son el resultado de patrones de esfuerzos y zonas de debilidad locales, tal que uno esperaría que sus mecanismos focales se correlacionaran con cada otro, en un sentido estadístico. O sea que, la solución del plano de falla (SPF) podría dispersarse en una amplia distribución acerca del patrón regional promedio de fallamiento. Scholz y otros (1969), encontraron para un limitado segmento de la Falla de San Andrés, que los mecanismos focales de microtemblores fueron cercanamente idénticos y que una solución compuesta única, podría ser hecha simplemente superponiendo los datos de los primeros movimientos para todos los eventos dentro de una región limitada. Con tales antecedentes, se intentó subdividir el área de estudio en diferentes zonas caracterizadas por su agrupamiento espacial y/o temporal.

## 9.2 Procedimiento:

La polaridad de cada evento en cada estación es proyectada hacia la esfera focal usando un modelo determinado y basado en la suposición de - que el mecanismo de un número de microtemblores son similares. Las - proyecciones estereográficas del primer movimiento de la onda "p" para varios eventos son entonces sobreimpuestos. El efecto, si las suposiciones son correctas, es lo mismo que tener un gran número de estaciones registrando un sólo evento para el cual una solución convencional del plano de falla es obtenido.

Los datos de polaridad para el primer movimiento de la onda "p" fueron determinados para más de 100 eventos localizados. Cuando la mayoría de estos datos fueron graficados en el mismo hemisferio focal superior, - fue evidente la falta de coherencia de las polaridades y por consiguiente no se podía aplicar un sólo mecanismo de fallamiento a toda la región. Muchos intentos fueron entonces hechos para buscar los grupos de eventos que mejor correspondían en espacio y tiempo, así como en profundidad. Algunos de ellos presentaban correspondencia en el espacio pero no en el tiempo, o viceversa. Sólo para un enjambre, fue posible encontrar una muy buena distribución espacial y temporal. Finalmente, quedaron dos zonas, la "A" que se corresponde con el enjambre, y la sismicidad asociada con dicho alineamiento, en el mar y la "B" hacia el centro de la red. Dos grupos más, "C" y "D" comprendidos entre las dos - zonas anteriores han sido agregados.

El método escogido para proyectar la trayectoria del rayo para cualquier estación hacia la esfera focal es una aproximación, lo cual consiste en una relación muy simple entre el ángulo de salida ( $\theta$ ) medido a partir de la vertical en el foco, la distancia epicentral ( $D$ ) y la profundidad focal ( $h$ ), donde

$$\theta = \tan^{-1} \frac{D}{h}$$

haciendo uso de las lecturas para el azimut entre el epicentro y la estación, provistas por el programa Hypo-71 para cada evento, más el correspondiente ángulo de salida ( $\theta$ ) previamente determinado, todas las proyecciones fueron luego hechas en la mitad superior de la esfera focal y graficadas en una proyección estereográfica de igual ángulo, ó red de Wulf. Para aquellos eventos cuya polaridad corresponde a la de una onda refractada ( $P_n$ ), los rayos dejan el foco por la esfera inferior y entonces el ángulo de salida en el foco equivale al ángulo crítico determinado por la relación

$$\theta_c = \sin^{-1} \frac{V_1}{V_2}$$

donde  $V_1$  es la velocidad en la capa donde ocurre el temblor y  $V_2$  la velocidad en la capa inmediata inferior. A la hora de graficar en la red de Wulf utilizamos el azimut del programa,  $\pm 180^\circ$ .

Para algunos eventos usados como referencia, se determinó la proyección de igual área de los primeros movimientos en la esfera inferior, previstos por la solución gráfica que da el programa Hypo-71 y se obtuvo un buen ajuste con los resultados obtenidos manualmente por el método anteriormente descrito.

### 9.3 Discusión de las soluciones:

En el apéndice III se listan por grupos, los eventos utilizados en los diagramas de polaridad y la tabla 3 muestra las diferentes soluciones encontradas.

Las figuras 18, 19, 20, 21 (Solución  $A_1$ ,  $A_2$ , y  $B_1$ ,  $B_2$ ,  $B_3$ , C y D) muestran los diagramas que resultan (SGPF) de la solución compuesta del plano de falla. Se espera que la consistencia de los diagramas atestigüen la validez del método de proyección utilizado y la naturaleza de los esfuerzos que producen los temblores de la región.

Los mecanismos obtenidos con las soluciones compuestas del plano de falla para los cuatro grupos son consistentes con una compresión NEE-SWW, como el esfuerzo tectónico local dominante en el área estudiada. La fig. 22 representa el hemisferio focal superior para los cuatro grupos aquí discutidos y la fig. 23 presenta la distribución de los esfuerzos principales para dichos grupos.

Las soluciones ( $A_1$  y  $A_2$ ), correspondientes a la zona A, muestran un carácter dominante de desplazamiento de rumbo, orientado normal a la dirección de la trinchera y en donde el plano de falla presenta un rumbo de  $N 310 E$  y un buzamiento de  $760 NW$ . La selección de dicho plano se basó en que la sismicidad se orienta en dicha dirección y por lo tanto parece razonable asumir que el plano nodal con el rumbo  $N 310 E$  coincide con el plano de falla en el foco.

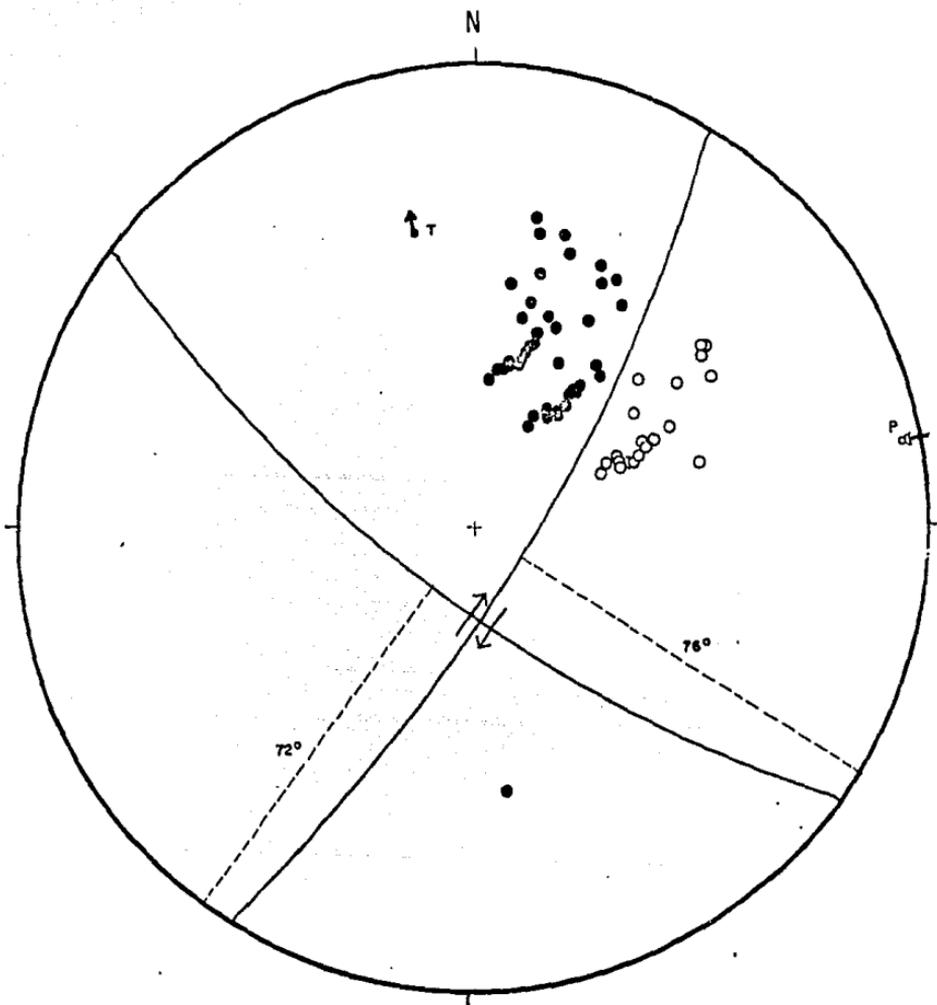


Fig. 18 A<sub>1</sub>: Solución del mecanismo focal compuesto para el grupo de eventos A<sub>1</sub>. Proyección del hemisferio superior de la esfera focal. Los círculos negros representan compresiones y los blancos dilataciones. P, es el eje de Presión y T el de Tensión. Las flechas paralelas y opuestas indican el movimiento relativo para el plano de falla seleccionado.

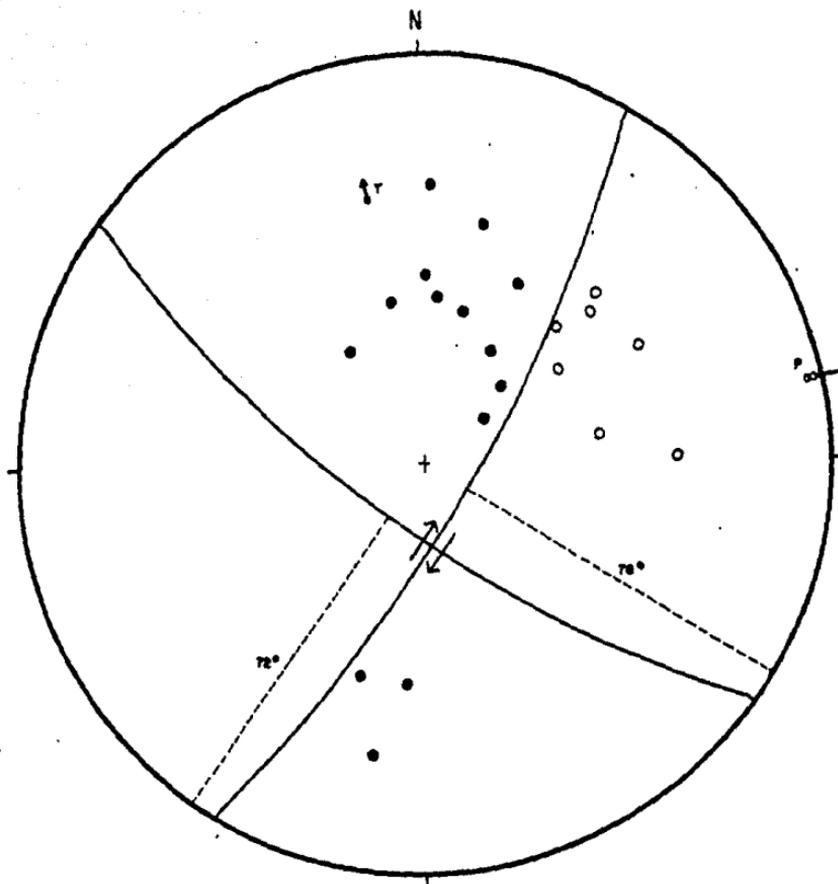


Fig. 18 A<sub>2</sub> Solución del mecanismo focal compuesto para el grupo de eventos A<sub>2</sub>. Misma convención de la Fig. 18 A<sub>1</sub>.

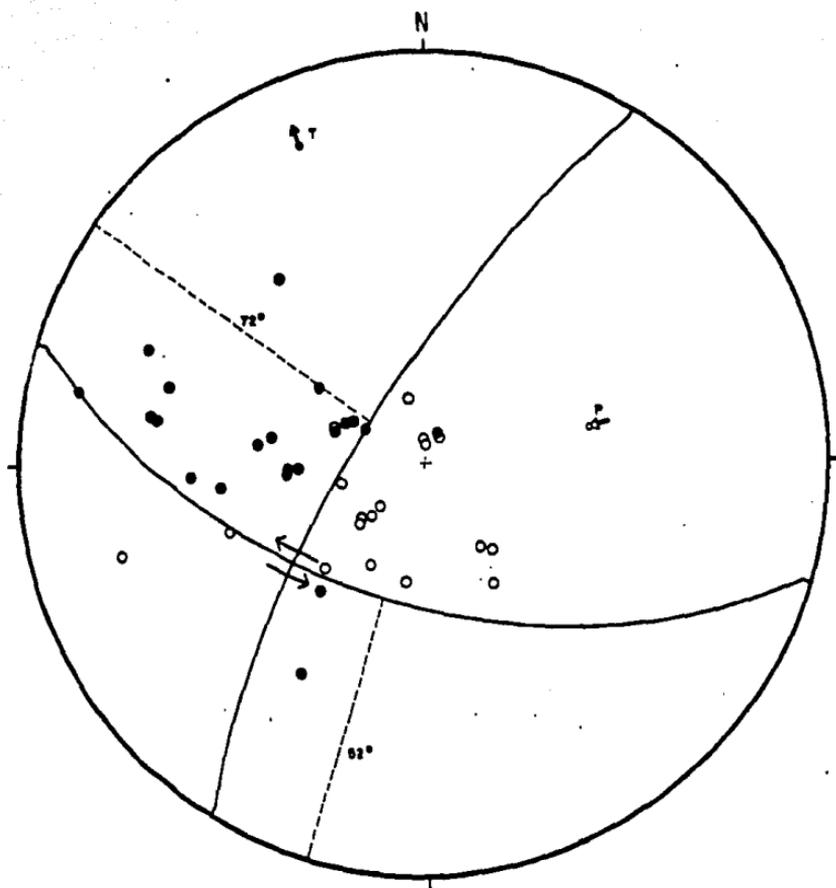


Fig. 19 B<sub>1</sub>: Solución del mecanismo focal compuesto para el grupo de eventos B<sub>1</sub>. Misma convención de la Fig. 18 A<sub>1</sub>.

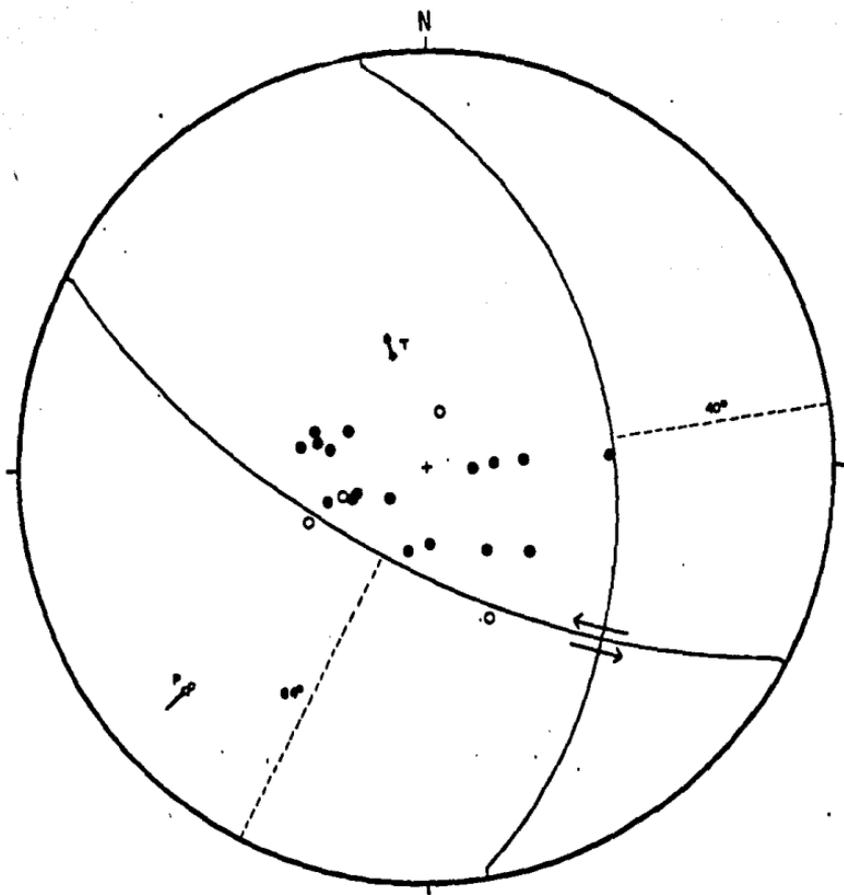


Fig. 19 B<sub>2</sub>: Solución del mecanismo focal compuesto para el grupo de eventos B<sub>2</sub>. Misma convención de la fig. 18 A<sub>1</sub>.

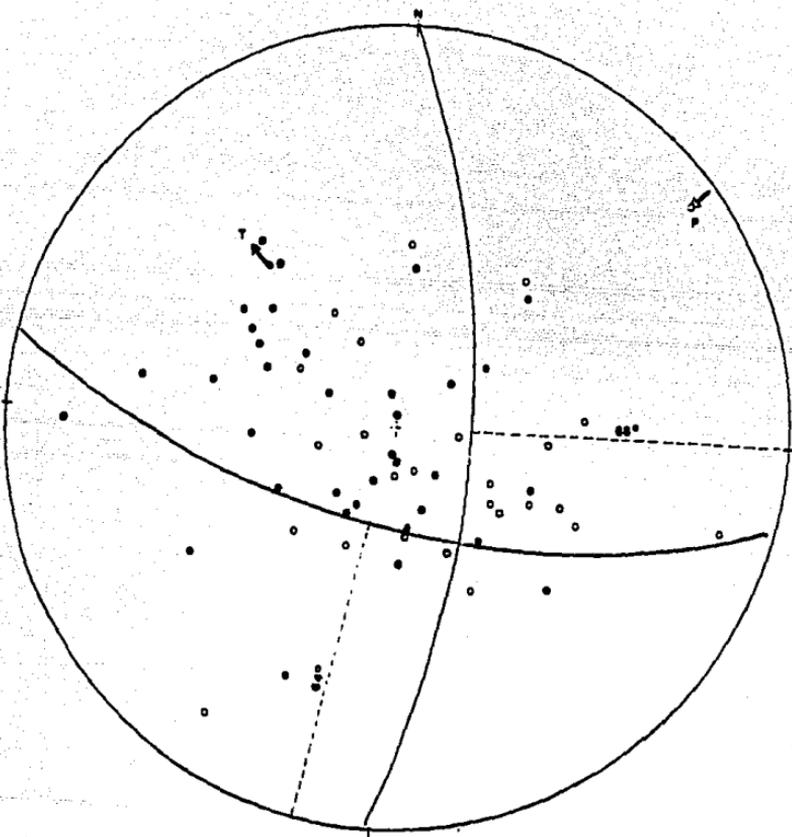


Fig. 19 B<sub>3</sub> Solución del mecanismo focal compuesto para el grupo de eventos B<sub>3</sub>. Misma convención de la Fig. 18 A<sub>1</sub>.

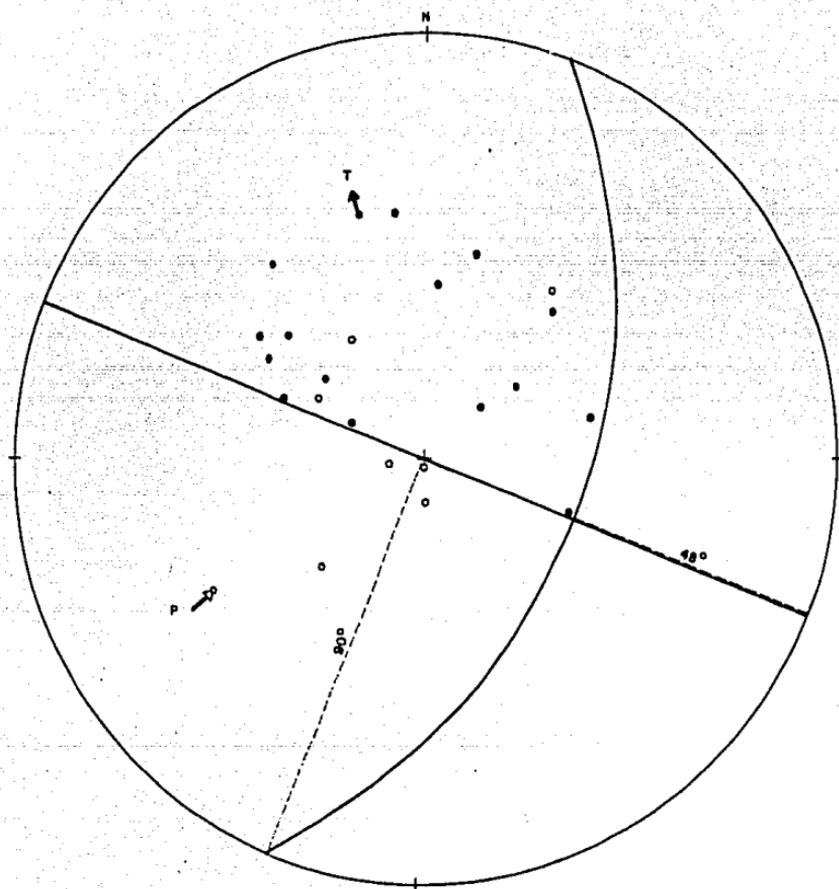


Fig. 20 C Solución del mecanismo focal compuesto para el grupo de eventos C. Misma convención de la Fig. 18 A<sub>1</sub>.



TABLA 3

 $\varphi$  = Azimut $\delta$  = Buzamiento

I = Inclinación

## I Soluciones del mecanismo focal compuesto

Grupo	Plano de falla		Vector de deslizamiento		Plano Auxiliar		Vector Deslizamiento	
	$\varphi$	$\delta$	$\varphi$	I	$\varphi$	$\delta$	$\varphi$	I
A <sub>1</sub>	2110 <sup>±5</sup>	760 <sup>±5</sup>	360	180	3070 <sup>±15</sup>	720	3020	140 <sup>±5</sup>
A <sub>2</sub>	2110 <sup>±3</sup>	760 <sup>±3</sup>	360	180	3070 <sup>±12</sup>	720	3020	140 <sup>±3</sup>
B <sub>1</sub>	2880 <sup>±2</sup>	520	3020	180	320 <sup>±2</sup>	720	1980	380
B <sub>2</sub>	2980 <sup>±6</sup>	640	2620	500	1210 <sup>±?</sup>	400	280	260
B <sub>3</sub>	2820 <sup>±3</sup>	640 <sup>±3</sup>	2710	220	1810 <sup>±1</sup>	680 <sup>±2</sup>	120	260
C	2010 <sup>±?</sup>	480 <sup>±18</sup>	210	00	2910 <sup>±1</sup>	900 <sup>±2</sup>	2910	420 <sup>±18</sup>
D	580 <sup>±2</sup>	700	600	100	2310 <sup>±2</sup>	800 <sup>±3</sup>	3280	200

## II Distribución de los esfuerzos principales

Grupo	Eje de Presión		Eje de Tensión T		Eje intermedio o Nulo	
	$\varphi$	I	$\varphi$	I	$\varphi$	I
A <sub>1</sub>	790 <sup>±5</sup>	20	3480 <sup>±5</sup>	240	1760 <sup>±5</sup>	660
A <sub>2</sub>	790 <sup>±3</sup>	20	3480 <sup>±3</sup>	240	1750 <sup>±3</sup>	660
B <sub>1</sub>	790 <sup>±2</sup>	440	3380	110	2320 <sup>±2</sup>	460
B <sub>2</sub>	2280 <sup>±?</sup>	140	3430 <sup>±?</sup>	580	1340 <sup>±?</sup>	280
B <sub>3</sub>	500 <sup>±1</sup>	50 <sup>±1</sup>	3190	350 <sup>±1</sup>	1470	540 <sup>±1</sup>
C	2420 <sup>±?</sup>	280	3440 <sup>±?</sup>	290	1110 <sup>±?</sup>	480
D	1950	210	1040	90	3550	680

Además, la dirección del vector de deslizamiento, N 360 E, coincide muy bien con la dirección de subducción de la Placa de Cocos lo cual refuerza dicha elección. Otra evidencia más se obtiene de la Fig. 13, donde se observa como la sismicidad coincide con el rasgo geológico estructural manifestado por un alineamiento superficial de similar dirección en el continente. Finalmente, las soluciones de desplazamiento de rumbo, son interpretadas como un movimiento lateral derecho a lo largo de una ruptura transversal o falla de desgarradura en la litósfera oceánica - que se hunde, tal y como ha sido propuesto para la región que nos ocupa por diferentes investigadores (Stoiber y Carr, 1973; Dean y Drake, 1978). Estos autores basan sus conclusiones en discontinuidades y cambios de dirección de la cadena volcánica, así como en cambios de buzamiento en la zona sísmica inclinada a lo largo del arco de Mesoamérica y empleando las soluciones de mecanismos focales Dean y Drake (1978) confirman la existencia de dichas rupturas. Mecanismos focales con soluciones del tipo de desplazamiento de rumbo orientados normalmente a la dirección del arco han sido encontrados por diferentes autores en diferentes regiones de los arcos insulares del Pacífico. (Dean y Drake, 1978, p. 112).

Las soluciones correspondientes a la zona "B" ( $B_1$ ,  $B_2$ ,  $B_3$ ) presentan un patrón preferencial de fallamiento con orientación NNW, ligeramente paralelo a la trinchera y con un buzamiento intermedio (450 NE), siendo el movimiento relativo de tipo lateral izquierdo. Estas tres soluciones -

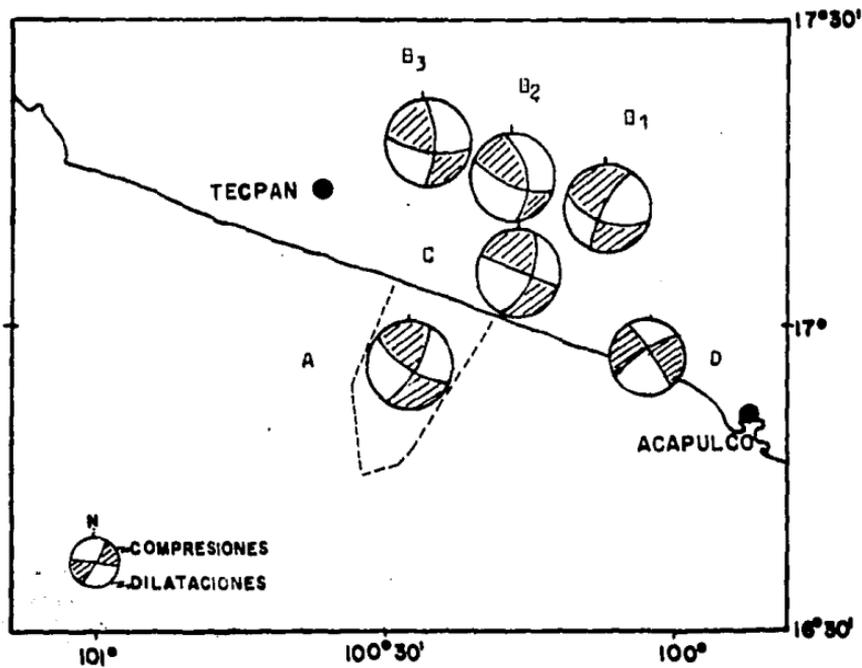


Fig. 22 Representación del hemisferio focal superior para los diferentes grupos de eventos aquí considerados. El grupo A<sub>1</sub> y A<sub>2</sub> se ha representado por A y se encuentran dentro de la zona epicentral indicada por la línea discontinua en el mar.

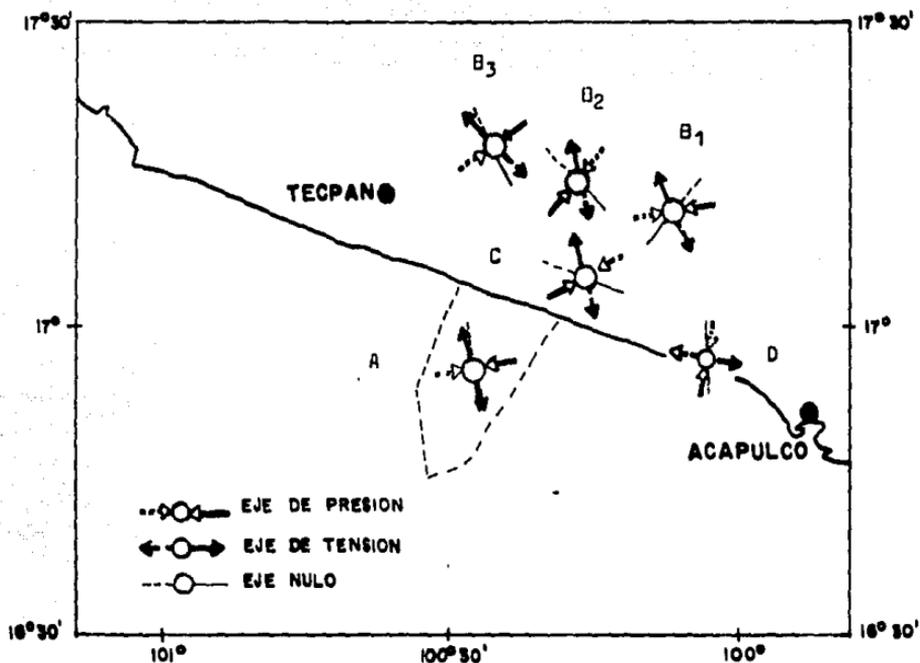


Fig. 23 Distribución de esfuerzos según las diferentes soluciones encontradas para los grupos de eventos anteriormente considerados.

presentan componentes de desplazamiento de rumbo y de movimiento inverso, lo cual estaría en buen acuerdo con el tectonismo regional. La selección del plano de falla se hizo con base en la distribución epicentral, lo cual presentaba un alineamiento orientado de manera similar al plano escogido, el cual también concuerda con ciertos rasgos estructurales superficiales como se ve de la fig. 13. Ahora bien, la solución para  $B_2$  presenta muy poca restricción en el trazado del plano nodal auxiliar con orientación aproximada N - S pudiendo dibujarse varios otros planos y ser igualmente válidos. Sin embargo se prefirió dicho plano a los otros probables, por ser consistente con las soluciones obtenidas para los otros miembros del grupo ( $B_1$  y  $B_3$ ) entre los cuales se encuentra.

La solución para el grupo C presenta también el problema de la poca restricción en el trazado del plano nodal con orientación N 21° E y por cuanto la sismicidad asociada con este grupo se orienta en la dirección N - S pareciera razonable tomar dicho plano nodal como el plano de falla pero por cuanto no es posible levantar la indeterminación respecto a su trazado, se debe tomar dicha solución con reservas, a pesar de ser consistente con el patrón de esfuerzos imperantes en el área.

Para el grupo D se ha obtenido una solución con un carácter dominante de desplazamiento de rumbo, con movimientos relativos opuestos a los de las soluciones anteriores. El plano nodal con una orientación de N 58° E y con un movimiento relativo lateral izquierdo ha sido tomado como el pl

no de falla coincidiendo con la orientación de la sismicidad y ciertos rasgos tectónicos de la figura 13.

Los diferentes mecanismos focales aquí analizados muestran un carácter predominante de desplazamiento de rumbo con sus ejes de presión orientados al NEE y sus ejes de tensión hacia el NNW, en promedio, lo cual pone de manifiesto una buena estabilidad y consistencia para las diferentes soluciones encontradas. Sin embargo, podrían existir otras condiciones y mecanismos diferentes que aquí no se han podido descubrir, como se ha puesto de manifiesto al no poder encontrar ningún tipo de mecanismo satisfactorio para muchos otros eventos.

#### 9.4 Otras soluciones de mecanismos focales:

Los únicos mecanismos disponibles para la región con base a temblores de magnitud mayor de cinco ( $m_b > 5$ ) son los de Molnar y Sykes, 1969; (3 eventos) y los de Dean y Drake, 1978; (1 evento). Para eventos localizados en el margen interior de la fosa cerca de la costa, el mecanismo resultante es de fallamiento inverso y para los eventos más al interior se presenta un mecanismo correspondiente al fallamiento normal el cual también se da en el borde extremo de la fosa. Aunque no fueron estudiados eventos en nuestra región que presentaran mecanismos focales del tipo de desplazamiento de rumbo, es muy interesante el hecho de que nuestras soluciones ( $A_1$  y  $A_2$ ) de desplazamiento de rumbo se corresponden perfectamente con las soluciones de la misma naturaleza que para eventos

de este tipo encontraron Dean y Drake, a saber: Temblores con mecanismo focal de desplazamiento de rumbo ocurren cerca de las rupturas transversales de la placa que subduce y tienen un plano nodal fuertemente busante (entre los 480 y 900) cuya dirección es groseramente paralela a la orientación de la ruptura, y si las profundidades son correctas, los epicentros de estos eventos están dentro de la placa que subduce, situación que se refleja en nuestras soluciones ( $A_1$  y  $A_2$ ).

Por lo tanto, puede decirse que nuestros diferentes tipos de soluciones (A y B) concuerdan con los resultados de otros investigadores, aunque claro está, en nuestro estudio no es dable esperar mecanismos focales del tipo de fallamiento normal, pues éstos ocurren a profundidades y distancias de la costa mayores que las presentadas en nuestro estudio, aunque el fallamiento local podría presentar dicha situación, (González, 1979). Así mismo, no fue obtenido ningún mecanismo focal inverso puro, pero esto puede ser explicado por diferentes orígenes para grandes y pequeños temblores en la región, así como por la diferencia en los métodos de observación y cálculo de las soluciones, o bien, el esfuerzo tectónico regional es bastante uniforme, pero la respuesta de la corteza es completamente diferente dependiendo de la resistencia o debilidad estructural y esta diferencia de lugar a que surjan diferentes modos de sismicidad aún en la misma área tectónica, Aki, 1968.

## 10. MICROTEMBORES, TRAMOS DE QUIETUD SISMICA (SEISMIC GAP) Y LA PREDICCIÓN DE GRANDES TEMBORES

### 10.1 Antecedentes:

El concepto de laguna sísmica (Seismic Gap), se refiere a cualquier región a lo largo de una frontera de placas activas que no han experimentado grandes terremotos de fallamiento inverso o desplazamiento de rumbo durante los últimos 30 años. (Kelleher y otros, 1973; Mc Cann y otros, 1978, Singh y otros, 1980). Así mismo, una región de alto potencial sísmico es un tramo de quietud que, por razones de sismicidad históricas o tectónicas, es considerada igualmente capaz de producir un gran temblor durante unas pocas décadas. Aplicando dicho criterio es posible conocer o estimar la localización, tamaño del futuro temblor (terremoto) y el tiempo de origen dentro de un intervalo de décadas, al menos hasta ahora.

Otra manera de expresar el concepto de tramo de quietud sísmica sería refiriéndose al área que corresponde con una zona de ruptura conocida de temblores anteriores, pero no se ha vuelto a romper por un largo período de tiempo. Más recientemente, una área donde la actividad sísmica es significativamente menor que en sus alrededores, es a menudo llamada una región de quietud sísmica, a pesar de si la actividad anterior es exactamente conocida o no, (Kanamori, 1978), con lo cual resulta más controversial.

El concepto de tramo de quietud sísmica fue aplicado anteriormente por Fedotov, (1965) en la zona sísmica de Kuril - Kanchatka, con muy buen éxito. Otros autores, (Allen y otros, 1965; Tobin y Sykes, 1968; Mogi, 1968), también discuten ideas similares a las propuestas por Fedotov, y encuentran que la actividad sísmica de pequeños temblores es generalmente muy baja por varios años, tal vez décadas, antes de que un gran temblor ocurra en una zona de quietud sísmica. Dichas zonas, a menudo parecen ser regiones de reducida actividad para temblores pequeños o moderados, así como regiones de relativa quietud para grandes temblores. - Kelleher y Sabino, 1975; encuentran también áreas de baja actividad en zonas que serán posteriormente el lugar de origen de grandes temblores. Así mismo, observan actividad precursora cerca de lo que será la futura región epicentral.

Los trabajos de Kelleher y otros (1973) y de Mc Cann y otros, (1978) resumen la historia y el progreso de la técnica de los tramos de quietud sísmica, donde el modelo de las placas tectónicas provee los fundamentos para entender la acumulación y liberación de la energía de deformación en los grandes temblores, y el por qué la hipótesis del "Gap" sísmico trabaja tan bien, como parece hacerlo. Sirvan de ejemplo los terremotos de Oaxaca, (1978) y Petatlán, (1979).

## 9.2 Análisis de la región:

Como ha sido ya puesto de manifiesto, la teoría de la región de quietud y de los microtemblores, constituyen un par de herramientas muy valiosas en el camino de la predicción sísmica. Ahora bien, el procedimiento natural viene a ser primero la búsqueda de la región de quietud y luego de que ésta ha sido localizada, el estudio de la actividad sísmica del área manifestada por microtemblores.

La región aquí estudiada se encuentra dentro del extremo este de una gran región de quietud sísmica (Kelleher y otros, 1973), donde la zona de fractura de Orocco y otros rasgos distintivos interseccionan la trinchera. Esto puede interferir con el proceso de subducción normal y por lo tanto la región puede no tener rupturas o periodos de recurrencia similar a los del resto del arco mesoamericano. Una serie de grandes temblores han ocurrido en la parte del tramo de quietud sísmica correspondiente a la región estudiada, en 1907, 1908, 1909 y 1911. Hacia la parte central del Gap, cerca del extremo oeste del área en estudio ocurrió un gran temblor en 1943. A esta región Mc Cann y otros (1978), le asignan categoría 2, lo cual equivale a decir que la región ha experimentado por lo menos un gran temblor en el pasado, con el evento más reciente ocurriendo entre 1879 y 1949, esto es, hace ya más de 30 años, pero menos de 100 años.

Es significativo que para el área en estudio, dentro del extremo este - del "Gap" con una extensión de más de 100 Km, no haya ocurrido un gran temblor ( $M_s \geq 7.0$ ) desde 1911, esto es, hace más de 69 años, cuando en un intervalo de cinco años ocurrieron cuatro grandes temblores, como ha sido indicado anteriormente. Al presente es interesante la posición - que ocupa nuestra área de estudio. Por el oriente, (E), está limitada por la ocurrencia de dos grandes rupturas (marzo 11 y 19 de 1962) con - magnitudes mayores ó iguales a siete, ( $M_s \geq 7.0$ ), y por el poniente, - (W), por la reciente ruptura del gran temblor de Petatlán ( $M_s = 7.6$ ) - que ocurre en la misma región epicentral del temblor de 1943, o sea en el centro de la región de quietud, descrita por Kelleher y otros, 1973; y por Mc Cann y otros, 1978. Por lo tanto, cabe preguntarnos, lo que - irá a ser de nuestra zona comprendida entre las rupturas de los grandes temblores mencionados. El hecho de que a lo largo de casi 130 Km no ha - ya vuelto a ocurrir un gran temblor, cuando a principios de siglo ocu - rrieron cuatro grandes, el de 1907, en el extremo oriental y el de 1900 hacia el extremo occidental, quedando los de 1909 y 1911 hacia el centro de la región, y si como fue establecido anteriormente, es difícil encon - trar un período de recurrencia válido para la región, es probable que - el área estudiada continúe siendo una zona de alto potencial sísmico.

La fig. 24; adaptada de R. Meyer y otros, 1979; muestra la historia sísmica del sur de México para grandes temblores. El recuadro corresponde al área estudiada en el presente trabajo, indicando claramente un tramo de quietud sísmica, (Gap).

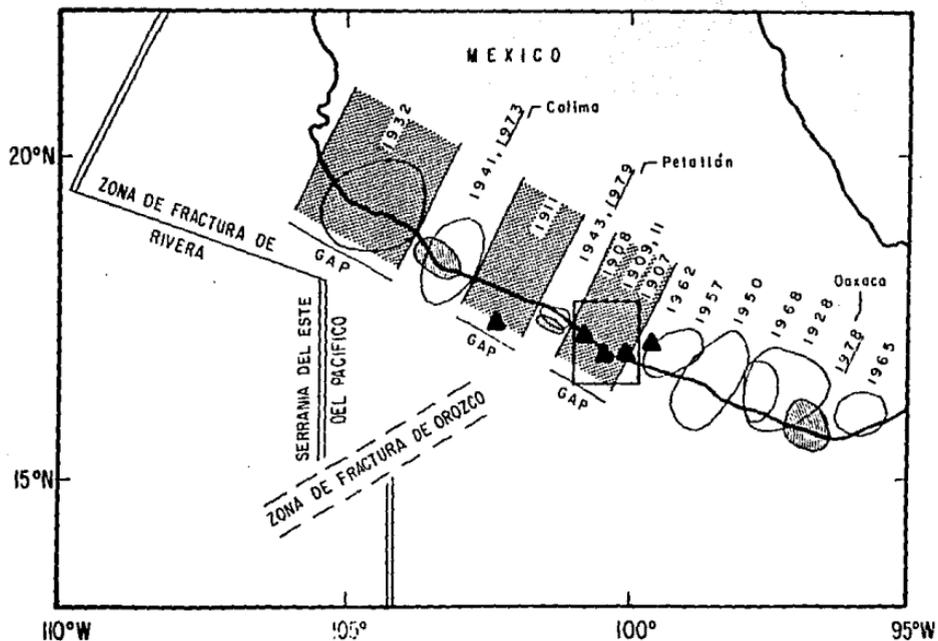


Fig. 24: Tramos de quietud sísmica (Gap) y áreas de ruptura (delineadas) para el Sur de México. Adaptada de Meyer y otros, 1980. El recuadro corresponde al área del presente estudio coincidiendo con una zona de Gap y los triángulos representan epicentros de eventos, cuyas áreas de ruptura no son conocidas.

Por otra parte la fig. 25 presenta la variación con el tiempo de la actividad sísmica para el período de 1963 hasta 1978 inclusive, con eventos de magnitud mayor que 3.8 ( $M_b > 3.8$ ), ocurridos en la región estudiada y alrededores. De dicha figura se observa que la actividad sísmica en el rango de los pequeños a moderados temblores es poca pero continúa a excepción del año de 1977 en que se reportó un solo temblor. Si se sigue la variación sísmica con el tiempo, hasta 1979 se ve que hay un considerable aumento y concentración de la actividad en el tiempo, que se corresponde también en espacio, luego una calma y después, la ruptura del gran temblor de Petatlán el 14 de marzo de 1979 con las consiguientes réplicas y luego la calma al regresar a la actividad normal. Lo anterior, prueba el acople que existe entre la técnica de los tramos de quietud sísmica y la sismicidad asociada a dicha región.

Utilizando microtemblores registrados durante un período de un mes (junio - julio) en el año 1977, no fue posible obtener ningún patrón especial de la variación de la sismicidad con el tiempo, dentro del área estudiada, cosa que sí ocurrió en Oaxaca, (Ponce y otros, 1979).

La fig. 26 muestra la actividad sísmica para la región, obtenida con base a dos estaciones (CUC y CUI principalmente) y para eventos con diferentes intervalos (S - P) y con magnitud mayor o igual a 2.8 basada en el tiempo de duración de la señal. Se muestra en la figura el valor de la magnitud promedio ( $\bar{M}_M$ ) y su desviación estandar ( $\sigma$ ) para los diferentes intervalos de (S - P) graficados, así como el número promedio de

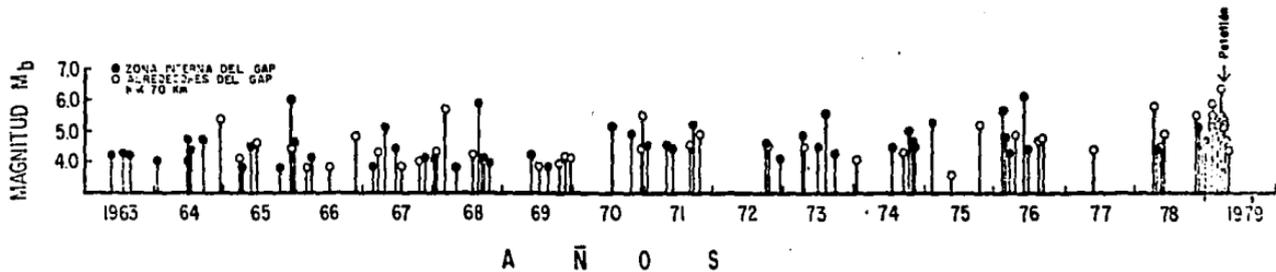


Fig. 25: Serie de tiempo para los eventos que ocurren dentro de la zona de nuestro gap o en sus alrededores utilizando datos reportados por el USCGS y el NEIS.

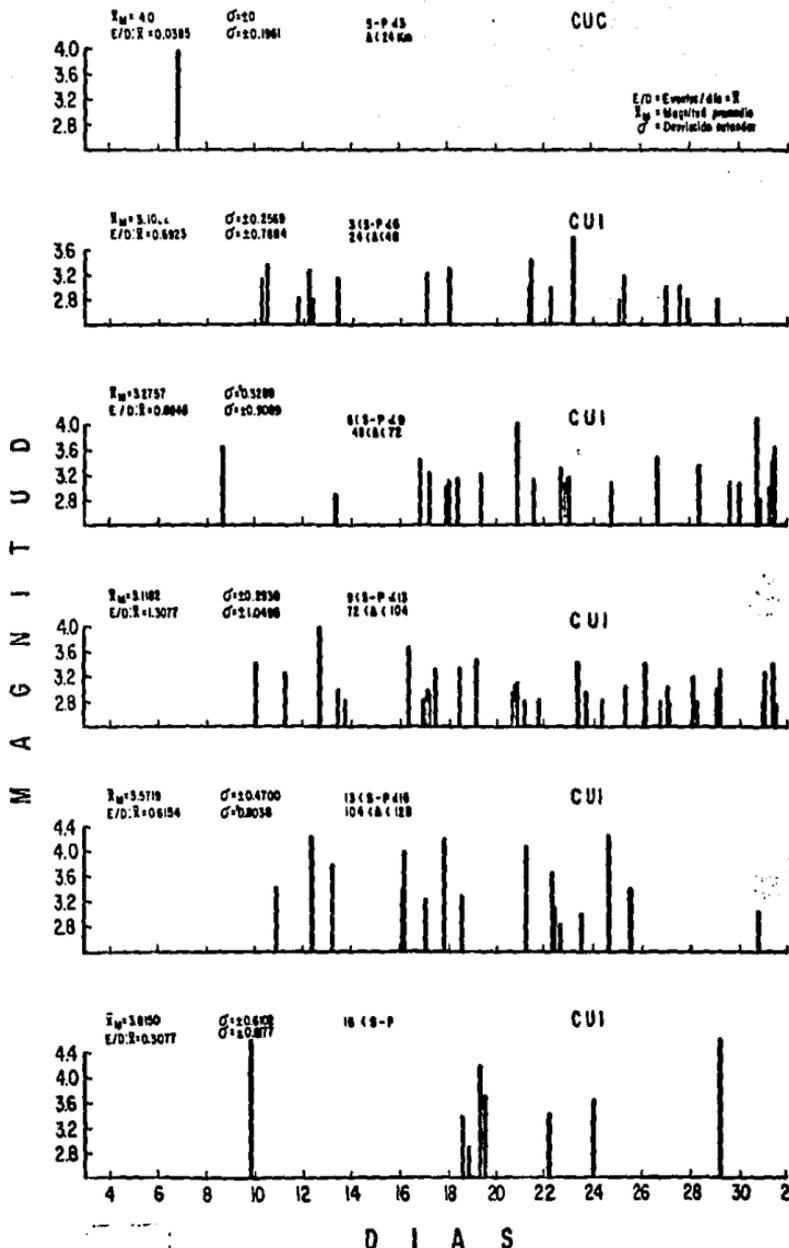


Fig 26a. Series de tiempo para la actividad sísmica registrada en las estaciones CUC y CUI para diferentes intervalos de S - P.  $\Delta$  es la distancia epicentral en Km.

eventos por día (X) y su correspondiente desviación estandar ( $\sigma$ ).

Se observa de dicha figura que la actividad sísmica al nivel considerada es continua y numerosa a diferencia de la fig. 25, no pudiendo, sin embargo, obtenerse ningún patrón especial de variación de la sismicidad que pudiera servir como pronóstico para la ocurrencia de un gran temblor cosa que si es posible de la fig. 25.

Un hecho interesante, es que la mayor y más fuerte actividad se presenta para intervalos de S - P mayores que 6 segundos, lo cual implica que la mayor cantidad de energía se libera de regiones que se encuentran hacia la periferia de la red, ya que de la fig. 1 se observa que muy pocos eventos se encuentran más allá de los 40 Km. de profundidad, para pensar que pueda venir de regiones relativamente profundas, ( $h > 50$  Km).

Las figuras 27 y 28 representan la distribución espacial y temporal de la actividad sísmica distribuida a lo largo de dos secciones transversales, orientadas paralela y normal a la trinchera respectivamente y donde los eventos están limitados a la región de mayor confiabilidad ( $R < 50$  Km). No fue posible encontrar ningún patrón de migración o de ordenamiento en la ocurrencia de la sismicidad, a pesar de que los principales alineamientos de eventos se orientan en las direcciones escogidas para las secciones transversales. Diferentes autores reportan dicho fenómeno, en algunos casos asociados con la ocurrencia de grandes temblores (Kelleher, 1970; Ponce y otros, 1979), o bien, casos donde no ha

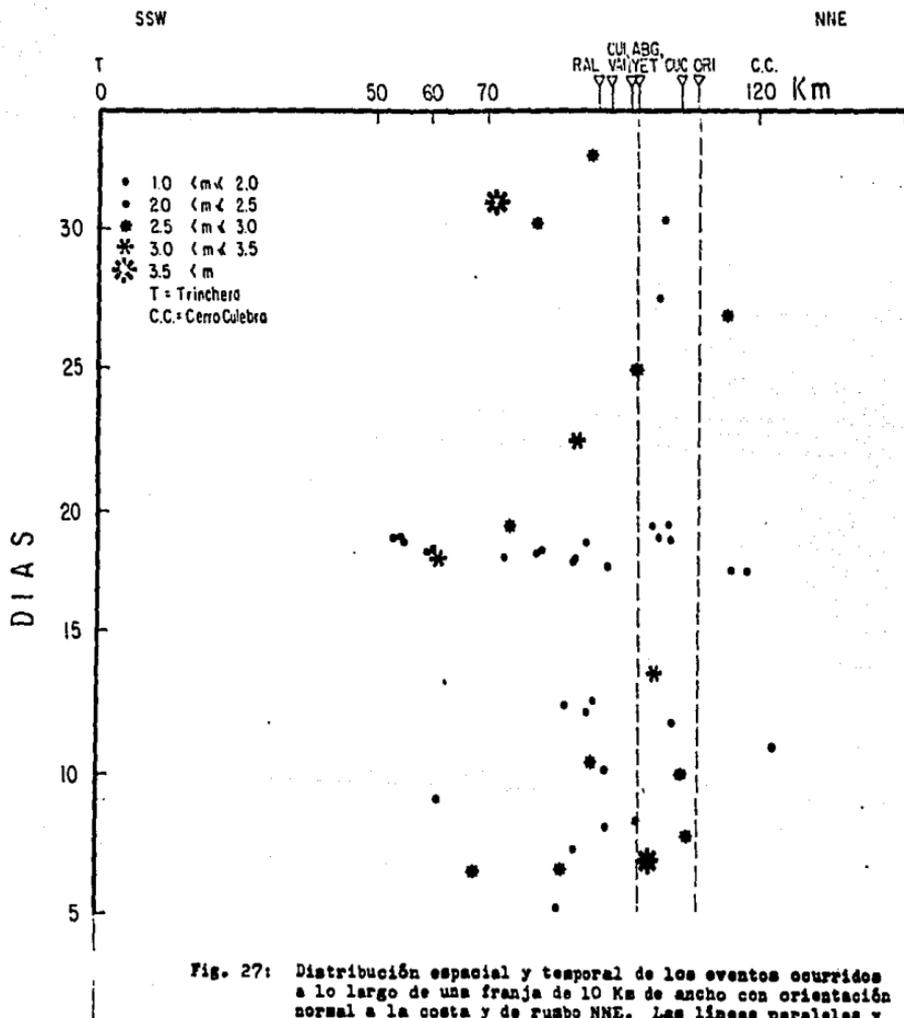


Fig. 27: Distribución espacial y temporal de los eventos ocurridos a lo largo de una franja de 10 Km de ancho con orientación normal a la costa y de rumbo NNE. Las líneas paralelas y discontinuas corresponden a la zona de intersección de las franjas de sismicidad graficadas en la fig. 27 y 28.

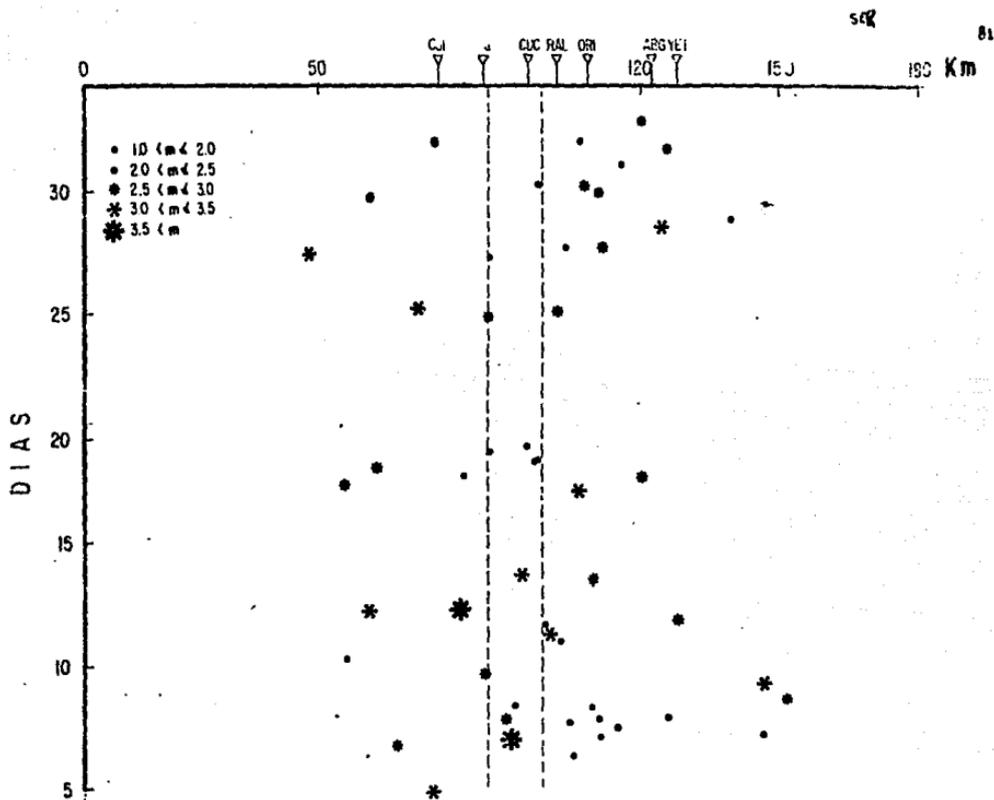


Fig. 28: Similar a la fig. 27 solo que franja de sismicidad aquí graficada es: paralela a la costa y con rumbo NW.

ocurrido necesariamente un gran temblor (Kasahara y otros, 1978).

De los estudios realizados sobre la distribución y variación temporal y espacial de la actividad de los microtemblores no fue posible encontrar evidencia de patrones anómalos de sismicidad que pudieran servir de elementos de juicio para un pronóstico. Sin embargo, lo anterior podría entonces significar que a la fecha del presente estudio (junio - julio, - 1977), la región aquí considerada, se encuentra bajo condiciones de sismicidad aparentemente normal en el rango de los microtemblores. La actividad sísmica al nivel de microtemblores es bastante grande y sólo - con un tiempo mayor de observación podría encontrarse variaciones de dicha actividad, en el caso de que la hubiera. Pero aplicando la técnica de los tramos de quietud sísmica, si es posible la ocurrencia de un - gran temblor en las próximas décadas, para la región aquí considerada.

## 11. IMPLICACIONES TECTONICAS

El tectonismo de la región se debe principalmente a la interacción de dos placas, una de ellas es la pequeña placa de Cocos, cuya litósfera oceánica se hunde bajo la gran placa de las Américas originando un cinturón de alta sismicidad y un empuje tectónico de dirección noreste (Molnar y Sykes, 1968). Los mecanismos focales obtenidos por diferentes autores (Molnar y Sykes, 1968; Dean y Drake, 1978) en esta región dan soluciones de fallamiento normal para eventos superficiales localizados en el borde externo de la fosa, así como para eventos de profundidad intermedia al interior del continente y de fallamiento inverso para eventos superficiales en el margen interno de la fosa y cerca de la costa poniendo de manifiesto la existencia de una zona de subducción.

Ahora bien, para la zona del arco mesoamericano hay que agregar mecanismos cuyas soluciones son del tipo de desplazamiento de rumbo asociadas con rupturas transversales en la placa que subduce (Dean y Drake, 1978).

La Fig. 1 ilustra los movimientos relativos de las placas y la posición de la fosa mesoamericana. El pequeño rectángulo hacia el centro de la figura corresponde con el área estudiada. De los resultados obtenidos con el estudio de los mecanismos compuestos del plano de falla (SCPF) encontramos que no existe un patrón único de fallamiento, sin embargo para dos zonas (A y B) fueron encontradas cuatro soluciones de mecanismo que presentan una buena consistencia en la orientación de sus ejes de -

Presión y de Tensión, en donde el eje promedio de Tensión se orienta al NNW y el de Presión lo hace al NEE, cortándose perpendicularmente entre sí. Por lo tanto, para esfuerzos máximos en dichas direcciones, cabe esperar un sistema de fallamiento a 45º, o sea, con rumbos NNE y NNW, donde las fallas o fracturas que resultan se intersectan perpendicularmente entre sí, lo cual se corresponde bastante bien con las soluciones de plano de falla encontradas, las que a su vez se orientan en la dirección del patrón de sismicidad dominante, y aún más, como ha sido mencionado anteriormente dichos rumbos (NNE y NNW) son los característicos de los principales rasgos estructurales de la región, como son la trinchera, la costa, la sierra, el curso del río Balsas al norte de la región y -- las cuencas hidrográficas. A parte de estos rasgos fisiográficos hay que mencionar los alineamientos y rasgos tectónicos dominantes obtenidos con base al estudio de imágenes de satélite por diferentes autores (N. Galván y L. del Río, comunicación personal; F. Guerra, 1976) con orientaciones preferenciales NNE y NNW. Finalmente, con base al estudio de la geología estructural, De Cserna, 1965, encuentra dos principales sistemas de fallamiento y de fracturación para la región entre Chilpancingo y Acapulco orientados justamente al NNE y al NNW, respectivamente.

Para la región de Oaxaca (Miahuatlán - Puerto Escondido) Ponce y otros (1979), encuentran alineamientos para la sismicidad local con orientaciones preferenciales NNE y NNW. Para la misma región y con base a estudios geomorfoestructurales, Sumin y otros (1979), encuentran una falla bien definida con rumbo NNW.

Por lo tanto, los dos rumbos preferenciales encontrados parecen ser una respuesta natural al tectonismo regional asociado con microtemblores y con las principales estructuras de la región, incluyendo la ruptura - transversal en la litósfera de la placa que subduce, la cual se corresponde con alineamientos superficiales en la placa continental.

## 12. CONCLUSIONES

Una pequeña red de sismógrafos portátiles de alta ganancia operada durante un corto intervalo de tiempo (un mes), ha demostrado ser efectiva en el estudio de la sismicidad y los procesos tectónicos de una área pequeña.

El patrón de sismicidad obtenido con microtemblores es groseramente similar al patrón de sismicidad correspondiente a los temblores moderados ( $4 \leq m_p \leq 6$ ), siendo evidente el alineamiento de los eventos entre los 100° y los 100.50°, con una orientación de los microtemblores normal a la trinchera. Para los eventos al interior de la costa aparece una banda de sismicidad difusa paralela a la costa. De los resultados obtenidos con las secciones transversales normales a la trinchera se encuentra una distribución hipocentral característica de las zonas de subducción, esto es, la profundidad va aumentando conforme nos alejamos de la trinchera hacia el interior de la costa, con un ángulo de buzamiento cercano a los 30°, lo cual coincide con los resultados obtenidos por diferentes autores (Molnar y Sykes, 1968; Hanus y Vanek, 1978) para la misma zona.

Haciendo uso del diagrama de Wadati para eventos locales, fue posible obtener un valor de 1.80 para la relación entre la velocidad de la onda compresional (P) y la onda de corte ó cizalla (S). El resultado obtenido para la razón de Poisson es de 0.28, valor ligeramente superior a lo esperado para rocas de la corteza (Crosson, 1972).

Utilizando la fase  $P_n$  de unos pocos eventos, fue posible encontrar un valor comprendido entre 7.9 Km/segundo y 8.2 Km/s para la velocidad de la onda  $P_n$  en el manto superior.

Con base al estudio del número acumulativo de eventos contra la magnitud, fueron obtenidos valores de  $b = 0.91$  y  $b = 0.77$  para microtemblores y temblores moderados respectivamente. El resultado obtenido con base a los microtemblores es próximo al valor esperado para la región ( $b = 1.00$ ) y los resultados obtenidos por otros autores. Si el valor de  $b = 0.77$  es confiable, entonces cabría esperar un periodo de recurrencia de 8 años para un temblor de magnitud,  $m_p = 6.4$ . Sin embargo, desde 1911, no han vuelto a ocurrir eventos grandes en esta área ( $M \geq 7.0$ ), a pesar de que sufrió repetidas rupturas por cuatro grandes eventos en un intervalo de 5 años, y uno de estos eventos, el del 15 de abril de 1907, ha sido uno de los más grandes ocurridos en México, con una magnitud  $M = 8.3$  (Duda, 1964). Por lo tanto, parece ser que no es tan fácil de encontrar un intervalo de recurrencia válido para nuestra región.

De las soluciones de mecanismos compuestos de plano de falla (S C P F) - se encuentra que no existe un patrón de fallamiento único, pero para las diferentes zonas, las soluciones encontradas son consistentes con una orientación NNW a los ejes de Tensión y de NEE para los ejes de Presión, los cuales nos van a originar un sistema de ruptura o fallamiento a 45° de dichos ejes, con una orientación NNE y NNW, que se corresponde perfectamente con los patrones de sismicidad y los rasgos tectónicos estructurales de la región.

Las soluciones  $A_1$  y  $A_2$  de la fig. 18, presentan un plano de falla fuertemente buzante orientado paralelamente a la sismicidad y a la dirección de convergencia de la placa, N 30° E (Carr, 1974), con un movimiento relativo del tipo lateral derecho. Dicho fallamiento se corresponde muy bien con una discontinuidad transversal en la litósfera de la placa que subduce como ha sido propuesto por Stoiber y Carr (1973), y confirmado por Dean y Drake, (1978) para otras zonas del arco mesoamericano. El fallamiento aquí considerado se ajusta a los rasgos tectónicos superficiales en la placa continental.

Las soluciones  $B_1$ ,  $B_2$  y  $B_3$ , son consistentes con un fallamiento lateral izquierdo de rumbo preferencial NW que se orienta paralelo a la trinchera, a la costa y a la sierra. La solución D, corresponde a un fallamiento lateral izquierdo pero orientado de manera oblicua (N 58° E) a las estructuras principales, (trinchera, costa y sierra). Ambos tipos de soluciones presentan una buena correlación con los rasgos tectónicos maestros o dominantes de la región, lo cual implica una correspondencia entre la sismicidad y el tectonismo imperantes en el área.

De los estudios realizados sobre la distribución y variación temporal y espacial de la actividad de los microtemblores no fue posible encontrar evidencias de patrones anómalos de sismicidad que pudieran servir de elementos de juicio para un pronóstico.

El área estudiada sigue constituyendo una zona de quietud sísmica desde hace más de 69 años, con un potencial sísmico latente. La presencia de una ruptura transversal como la discutida anteriormente es de especial cuidado por ser los sitios donde ocurren la mayoría de los temblores así como los de mayor magnitud, Stoiber y Carr (1973), Dean y Drake (1978). Los eventos ocurridos en 1907 ( $M = 8.3$ ) y 1909 ( $M = 7.75$ ) coinciden con dicha área de ruptura de acuerdo a las localizaciones realizadas por Duda (1964).

BIBLIOGRAFIA

- Acharya, H. Magnitude - Frequency Relation and Deep - Focus Earthquakes. Bull. Seism. Soc. Am. 61, NO 5, pp. 1345-1350, 1971.
- Aki, K. Seismicity and Seismological Method. Tectonophysics, 6 (1) p.p. 41-58. 1968.
- \_\_\_\_\_ Analysis of the Seismic Coda of Local Earthquakes as Scattered Waves, J. Geophys. Res. 74. pp. 615-631. 1969.
- \_\_\_\_\_ and Chouet. Origin and Coda Waves: Source, Attenuation, and Scattering Effects. J. Geophys. Res. Vol. 80. No. 23. 1975.
- Allen, C.R., P. St. Amand, C.F. Richter, and J.M. Nordquist. Relationship between Seismicity and Geologic Structure in the Southern California Region. Bull. Seism. Soc. Am. Vol. 55. No. 4. pp. 753-797. 1965
- Bakun, W.H. and A.G. Lindh. Local Magnitudes, Seismic Movements, and Coda Durations for Earthquakes Near Oroville, California. Bull. Seism. Soc. Am. 1977.
- Bath, Markus. A note on Recurrence Relations for Earthquakes. Tectonophysics, 51 : T23 - T30. 1978.

- \_\_\_\_\_, and S.J. Duda. Some Aspects of Global Seismicity. Seismological Institute. Uppsala, Sweden. Report No. 1-79. 1979.
- Benioff, H. Orogenesis and Deep Crustal Structure - Additional Evidence from Seismology. Bull. Seism. Soc. Am. Vol. 65. pp. 385-400. 1954.
- Bolt, B.A., C. Lomnitz and T.V. Mc Evilly. Seismological Evidence on the Tectonics of Central and Northern California and the Mendocino Escarpment. Bull. Seism. Soc. Am. Vol. 58. No 6. - pp. 1725 - 1755. 1968.
- \_\_\_\_\_, J. Stifler and R. Whrlhammer. The Briones Hills Earthquake Swarm of January 8, 1977, Contra Costa County, California. Bull. Seism. Soc. Am. Vol. 67. No. 6 pp. 1555 -1564. 1977.
- Besse E., A. Villafranca y J. García. El temblor del 14 de abril de 1907, tomo II Parergones del Instituto Geológico de México, II (4 - 6), 1908.
- Brune, J. N., and C. R. Allen. A Micro-Earthquake Survey of the San Andreas Fault System in Southern California. Bull. Seism. Soc. Am. Vol. 57. No. 2. pp. 277 - 296. 1967.

- Burridge, R. and L. Knopoff. Body Force Equivalents for Seismic Dislocations. Bull. Seism. Soc. Am. Vol. 54. No. 6. pp. 1875-1888. 1964.
- \_\_\_\_\_, and E.R. Lapwood, and L. Knopoff. First Motions from Seismic Sources near a free Surface. Bull. Seism. Soc. Am. Vol. 54. No. 6. pp. 1889 - 1913. 1964.
- Byerly, P. Nature of Faulting as Deduced from Seismograms. Geol. Soc. Am. pp. 75-86. 1955.
- Caldwell, J.G. and C. Frohlich. Microearthquake study of the Alpine Fault Zone near Haast, South Island, New Zealand. Bull. Seism. Soc. Am. Vol. 65. No. 5. pp. 1097-1104. 1975
- Carlson, R., H. Kanamori and K. Mc Nally. A survey of Microearthquake Activity along the San Andreas Fault from Carriso Plains to Lake Hughes. Bull. Seism. Soc. Am. Vol. 69, No. 1. pp. 177 - 186. 1979.
- Ching, Y., Y. Chao, Y. Chen, Y. Yen and Y. Cho. A Characteristic Feature of the Dislocation Model of Haicheng Earthquake, Liaoning Province. Chinese Geophysic. 1. pp. 55-65. 1978.

- Chung, W.Y. and H. Kanamori. Subduction Process of a Fracture Zone and Aseismic Ridges - the focal mechanism and source characteristics of the New Hebrides Earthquake of 1969 January 19 and some related events. *Geophys. J. R. Astr. Soc.* V. 54 pp. 221-240. 1978.
- Crosson, R.S. Small Earthquakes, Structure and Tectonics of the Puget Sound Region. *Bull. Seism. Soc. Am.* Vol. 62. No. 5. pp. 1133 - 1171. 1972.
- Dean, B.W. and Ch. L. Drake. Focal Mechanism Solutions and Tectonics of the Middle America Arc. *J. Geol.* Vol. 86. pp. 111 - 128. 1978.
- De Cserna, Z. Geología de la Sierra Madre del Sur entre Chilpancingo y Acapulco. *Boletín No. 62. Inst. de Geol.* pp. 3-59. 1965.
- Dewey, W.J. and S.T. Algermissen. Seismicity of the Middle America Arc Trench System near Managua, Nicaragua. *Bull. Seism. Soc. Am.* Vol. 64. No. 4. pp. 1033 - 1048. 1974.
- Duda, S.J. Secular Seismic Energy Release in the Circum-Pacific Belt. *Tectonophysics.* 2 (5). pp. 409-452. 1965.
- Evernden, J.F. Study of Regional Seismicity and Associated Problems. *Bull. Seism. Soc. Am.* Vol. 60. No. 2. pp. 393-446. 1970

- Fiedler, B. Local b-value related to Seismicity. *Tectonophysics* 23 (3)  
pp. 277 - 282.
- Figueroa, J.A. Historia Sísmica y Estadística de Temblores de la Costa  
Occidental de México. Vol. 111, Parte Geofísica, 1960-1962.  
pp. 1 - 144. 1965.
- \_\_\_\_\_. Sísmicidad en el Estado de Guerrero. Soc. Mexicana de Ing.  
Sísmica, A.C., 1971.
- Fisher, R.L. Middle America Trench: Topography and Structure, *Geol.*  
*Soc. Am. Bull.* V. 72. pp. 703-720. 1961.
- González, J. Algunas características de los temblores de Oaxaca del 29  
de noviembre de 1978. ( $M < 4.0$ ) precedentes al terremoto  
( $M_s = 7.8$ ). Tesis profesional, Facultad de Ciencias U.N.A.  
M. 1980.
- González, L. Estudio de las réplicas (29 nov. - 17 dic., 1978,  $m \geq 3.0$ )  
del temblor de Oaxaca del 29 de noviembre de 1978. Calibra  
ción de magnitudes. Tesis profesional, Facultad de Ciencias,  
U.N.A.M. 1980.

Guerra, F. Mapa de interpretación preliminar de la Tectónica Mexicana en las imágenes del satélite artificial "Landsat 1", junio 1976.

Gutenberg, B. and Ch. Richter. Seismicity of the Earth and Associated Phenomena. Princeton Univ. Press. Princeton, N.J. 273 p. 1954.

Hanus V. and J. Vanek. Subduction of the Cocos Plate and Deep Active Fracture Zones of México. Geofísica Internacional. Vol. 17. No. 1. 1978.

Herrmann, R.B. The Use of Duration as a Measure of Seismic Moment and Magnitude. Bull. Seism. Soc. Am. Vol. 65. No. pp. 899 - 913. 1975.

Ichikawa, M. Some Problems on Earthquake Magnitude - Frequency Distribution. Geophys. Mag. Vol. 38. No. 2. pp. 33 -

Isacks, B., J. Oliver, and L.R. Sykes. Seismology and the New Global Tectonics. J. Geophys. Res. Vol. 73. No. 18. 1968

\_\_\_\_\_ and P. Molnar. Distribution of Stresses in the Descending Lithosphere from a Global Survey of Focal-Mechanism Solutions of Mantle Earthquakes. Reviews Geophys. Space Phys. 9, pp. 103, 1971.

- Jiménez, C., M. Reichle, L. Ponce, W. Montero. Réplicas del temblor del 7 de junio de 1976 en Guerrero. Inédito.
- Jiménez, Z. Mecanismo focal de siete temblores fuertes ( $m_b \geq 5.5$ ) ocurridos en la región de Orizaba, México, en el período de 1928 a 1973. Tesis profesional. Facultad de Ciencias U.N.A.M. 1977.
- Kanamori, H. Relation between Tectonic Stress, Great Earthquake and Earthquake Swarms. *Tectonophysics* 14 (1). pp. 1 - 12.
- \_\_\_\_\_. Nature of Seismic Gaps and Foreshocks. in U.S. Geol. Survey Open File Report 78-943. pp. 319-334. 1978.
- \_\_\_\_\_. The Energy Release in Great Earthquakes. *J. Geophys. Res.* Vol. 82. No. 20. pp. 2981-2987. 1977.
- Kasahara, J., S. Nagumo, and S. Koresawa. Seismic Activity in Sagami Bay and off the Boso Peninsula Observed by Ocean Bottom Seismographs in 1971. *J. Phys. Earth*, 26. pp. 199-210. 1978.
- Kelleher, J., L. Sykes and J. Oliver. Possible Criteria for Predicting Earthquake Location and their Application to Major Plate Boundaries of the Pacific and the Caribbean. *J. Geophys. Res.* Vol. 78. No. 14. pp. 2547-2585. 1973

- Kerr, R.A. Earthquake Prediction: Mexican Quake shows on way to look for the big Ones. Science. Vol. 203. pp. 860-862. 1979.
- Larson, L. and C.G. Chase. Relative Velocities of the Pacific, North America and Cocos Plates in the Middle America Region. Earth and Planetary Science Letters 7. pp. 425-428. 1970
- Lee, W.H.K., R.E. Bennett and K.L. Meagher. A Method of Estimating Magnitude of Local Earthquakes from Signal Duration U.S. Geol. Survey Open File Report 1710. 1972.
- Lee, W.H.K. and Lahr (1975). Hypo-71 (Revised): A computer program for determining hypocenter magnitude, and first motion pattern of local earthquakes. (U.S. Geological Survey Open File Report, 75-311), June 1978.
- López, E. Carta Geológica del Estado de Guerrero, esc. 1:500.00, segunda edición, Instituto de Geología de la U.N.A.M. 1978
- Luther, E. Ph.D. Thesis, University of California Berkeley. pp. 56-121 1978.
- Lomnitz, C. Seismological Evidence for a Discontinuity in Subduction Zones. Geofísica Internacional. Vol. 12. No. 2. pp. 35-53. 1972.

- Malfait, B.T. and M.G. Dinkelman. Circum Caribbean Tectonic and Igneous Activity and the Evolution of the Caribbean Plate. Geol. Soc. Am. Bull. Vol. 83. pp. 251-272. 1972.
- Mc Cann, W., S.P.N. Nishenkò, L. Sykes, and J. Krause. Seismic Gaps and Plate Tectonics: Seismic Potential for Major Plate Boundaries. in U.S. Geol. Survey Open File Report 78-943. 1978.
- Mc Nally, K. and T.V. Mc Evilly. Velocity Contrast across the San Andreas Fault. in Bull. Seism. Soc. Am. vol. 67. No. 6. pp. 1565 - 1576. 1977.
- 
- H. Kanamori, J.C. Pechmann and G. Fuis. Earthquake Swarms along the San Andreas Fault near Palmdale, Southern California, 1976-1977.
- 
- ., G.W. Simila, and F.J. Von Dollen. Microearthquake Activity Adjacent to the rocklin Pluton near Auburn, Cal. Bull. Seism. Soc. Am., vol. 68. No. 1. pp. 239-243. 1978.
- Meyer, R., W. Pennington, L. Pwell, W. Unger, M. Guzmán, J. Havskov, S. Singh, C. Valdés and J. Yamamoto. A preliminary report on Petatlán, Guerrero, México earthquake of 14 march 1979. Instituto de Geofísica U.N.A.M., serie azul No. 2, 1979.

Miyamura, S. Magnitude - Frequency Relation of Earthquakes and its Bearing on Geotectonics. Proc. Jap. Aca. Sci., 38. pp. 27 - 30. 1962

Mogi, K. Magnitude Frequency Relation. Bull. Earthq. Res. Inst. V. 40. 831 p. 1962.

\_\_\_\_\_. Earthquakes and Fractures. Tectonophysics. V. 5 (1) pp. 35-55. 1967.

Molnar, P. Earthquake Recurrence Intervals and Plate Tectonics. Bull. Seism. Soc. Am. Vol. 69. No. 1. pp. 115-133. 1979.

\_\_\_\_\_., and L. Sykes. Tectonics of the Caribbean and Middle America Regions from Focal Mechanisms and Seismicity. Geol. Soc. Am. Bull. V. 80. pp. 1639 - 1684. 1969.

Montero, W. y L. Ponce. Localización hipocentral y mecanismo focal de algunos temblores fuertes de Costa Rica - Nicaragua. Geofis. Intern. (en prensa).

Mooser, F. The Mexican Volcanic Belt: Structure and Tectonics Geof. Inter. Vol. 12. No. 2. pp. 55-70. 1972.

\_\_\_\_\_., and M. Maldonado. Penecontemporaneous Tectonics along the Mexican Pacific Coas. Geof. Inter. Vol. 1 (1). pp. 1-20 1961.

Morales, L.D., L. Ponce, K. Mac Donald. Microearthquake activity in the coastal range of Guerrero, México, June 1977, Paper for the Seismological Society of America Annual Meeting, 1978.

- Murdock, J.N. A tectonic Interpretation of Earthquake Focal Mechanisms and Hypocenter in Ridge Basin, Southern California. Bull. Seism. Soc. Am. Vol. 69. No. 2. pp. 417-425. 1979.
- Nagumo, S., S. Hasegawa, S. Koresawa and H. Kobayashi. Ocean-Bottom Seismographyc Observation at the offside of Japan Trench near the Erimo Seamount - Seismic Activity of the Oceanic Lithosphere and Velocity Structure around the Geophysical "Ocean Continental Boundary". Bull. Earthq. Res. Inst. Vol. 48. pp. 769-792. 1970.
- Ohtake, M., T. Matumoto, and G. Latham. Patterns of Seismicity Preciding Earthquakes in Central America, Mexico and California. in U.S. Geol. Survey Open File Report 78-943. pp. 585-610. 1978.
- \_\_\_\_\_, T. Matumoto and G. Latham. Seismicity Gap near Oaxaca, Southern Mexico as a Probable Precursor to a large Earthquake. Pure and Applied Geophys. Vol. 115. pp. 375-385. 1977.
- Oliver, J., A. Ryall, J. Brune and D. Slemmons. Microearthquake Activi-ty Recorded by Portable Seismographs of High Sensitivity. Bull. Seism. Soc. Am. Vol. 56. No. 4 pp. 899-924. 1966.

- Orozco y Berra, J. Efemérides sísmicas mexicanas, Mem.-Soc. Alzate, Tomos I y II, 1887-1889.
- Pitt, A.M. and D.W. Steeples. Microearthquakes in the Mono Lake Northern Owens Valley, California, Region from September 28 to October 18, 1970. Bull. Seism.Soc.Am. Vol. 65. No. 4. pp. 835-844. 1975
- Plafker, G. Tectonic Aspects of the Guatemala Earthquake of 4 February 1976. Sci. Vol. 193. pp. 1201-1208. 1976.
- Ponce, L., K. Mc Nally, V. Suzin de Portilla, J. González, A. del Castillo, L. González, E. Chael and M. French. Oaxaca, México, earthquake of 29 November 1978: a preliminary report on spatio-temporal pattern of preceding seismic activity and main shock relocation, Geofis. Intern., vol. 17, pp. 109-126, 1977-78.
- Ponce, L., K. Mc Nally, J. González, A. del Castillo and E. Chael: The 29 November, 1978, Oaxaca Earthquake: Foreshock activity, Geofis. Intern, Vol. 17, No. 3, pp. 267-280, 1977-78.
- Real, Ch.R. and T.L. Teng. Local Richter Magnitude and Total Signal Duration in Southern California. Bull. Seism. Soc. Am. Vol. 63. No. 5. pp. 1809 - 1827. 1973.

- Reyes, A., J. Brune, and C. Lomnitz. Source mechanism and aftershock study of the Colima, Mexico earthquake of January 30, 1973, Bull. Seism. Soc. Am., Vol. 69, pp. 1819 - 1840, 1979.
- Richter, Ch. Elementary Seismology. Freeman, San Francisco, Calif. 768 p. 1958.
- Rikitake, T. Recurrence of Great Earthquake at Subduction Zones. Tectonophysics 35 (4) pp. 335 - 362. 1976.
- Ross, D.A. and G.G. Shor, Jr. Reflection Profiles across the Middle America Trench. J. Geophys. Res. Vol. 70. No. 22. pp. 5551 - 5572. 1965.
- Seeber, L., M. Barazangi and L. Nowroozi. Microearthquake Seismicity and Tectonics of Coastal Northern California. Bull. Seism. Soc. Am. Vol. 60 No. 5. pp. 1669 - 1699. 1970
- Shapira, A. and M. Bath. Methods for Microearthquake Research. Tectonophysics, 51. T. 17 - T.21. 1978.
- Scholz, C.H. The Frequency - Magnitude Relation of Microfracturing in Rock and its Relation to Earthquake. Bull. Seism. Soc. Am. Vol. 58. pp. 399 - 415. 1968.

- \_\_\_\_\_, M. Wyss, and S.W. Smith. Seismic and Aseismic Slip on the San Andreas Fault. J. Geophys. Res. Vol. 74. pp. 2049-2069. 1969
- Shor, G.G. Jr. and R.L. Fisher. Middle America Trench: Seismic - Refraction Studies. Geol. Soc. Am. Bull. V. 72. pp. 721-730. 1961.
- Singh, S., J. Yamamoto, J. Havskov, M. Guzmán, D. Novelo and R. Castro. A Catalog of major nineteenth century earthquakes of Mexico, Bull. Seism. Soc. Am. Submitted, 1980.
- Singh, S., L. Astiz and J. Havskov. Seismic Gaps and recurrence periods of large earthquakes along the Mexican subduction zone: An examination, Instituto de Geofísica, Serie Amarilla, No. 9 1980.
- Smith, A.G. Plate Tectonics and Orogeny. Tectonophysics. 33 (3-4). pp. 215 - 285.
- Snydeman, W.E. Upper Mantle Velocities on the Northern Cocos Plate. Earth Planet. Sci. Lett. Vol. 28. pp. 46 - 50. 1975
- Stauder, W. and Ryall. Spatial Distribution and Source Mechanism of Microearthquake in Central Nevada. Bull. Seism. Soc. Am. V. 57. No. 6. 1317 p.

- Stoiber, and M.J. Carr. Quaternary Volcanic and Tectonic Segmentation of Central America. Bull. Volc. V. 37. pp. 304-325. 1973.
- Subbotin, S.I., G.L., Naumchik and I. Sh. Rakhimova. Structure of the Earth's and Upper Mantle. Tectonophysics, 2 (2-3). pp. 111-150. 1965.
- Suyehiro, S. Difference Between Aftershocks and Foreshocks in the Relationship of Magnitude to Frequency of Occurrence for the Great Chilean Earthquake of 1960. Bull. Seism. Soc. Am. Vol. 56. No. 1. pp. 185 - 200. 1966.
- K. Sverdrup, T. Jordan, K. Mc Donald, L. Ponce, L.D. Morales. Tectonic and Structure of the Middle America Trench near Acapulco. Paper for the American Geophysical Union, 1978. Fall Meeting.
- Tobin, D.G. and L.R. Sykes. Seismicity and Tectonics of the Northeast Pacific Ocean. J. Geophys. Res. 73, pp. 3821-3845. 1968.
- Tsumura, K. Determination of Earthquake Magnitude from Total Duration of Oscillation. Bull. Earthq. Res. Inst. Vol. 15. pp. 7 - 18. 1967.
- Udias, A. and J. Rice. Statistical Analysis of Microearthquake Activity Near San Andreas Geophysical Observatory, Hollister, Calif. Bul.. Seism. Soc. Am. Vol. 65. No. 4. pp. 809-827. 1974
- Zhu, Ch. Z., Ch. Fu, Sh. Liuo. Source Parameters for Small Earthquakes, before and after the  $M = 7.8$  Tangshan Earthquake. Chinese Geophys. Vol. 1. No. 2. pp. 353-359. 1978.

## A P E N D I C E I

## MICROTEMBOLORES DE LA COSTA DE GUERRERO ENTRE ACAPULCO Y TECAPAN

Junio - Julio, 1977.

Nº	DIA GMT	TIEMPO ORIGEN	LATITUD N	LONGITUD W	PROF. Km.	MAG. Mt.	Nº de datos	HMS seg.
1	04	10:22:50.91	17º 23.8'	99º 58'	21.9	2.83	6	0.29
2	04	14:50:17.9	17º 17.5'	100º 05.6'	31.8	2.84	5	0.07
3	04	23:26:59.65	17º 12.8'	100º 27.3'	35.9	3.26	8	0.24
4	05	02:03:15.50	16º 56.7'	100º 12'	17.2	1.64	8	0.20
5	05	04:20:24.20	17º 1.9'	100º 20.4'	16.2	1.43	9	0.16
6	05	05:05:21.41	17º 17.4'	100º 58.2'	17.0	3.38	8	0.18
7	05	07:07:52.31	16º 31.0'	100º 30.9'	22.8	2.91	10	0.23
8	05	07:26:17.95	16º 31.5'	100º 28.7'	21.1	2.79	9	0.22
9	05	08:12:43.03	17º 07'	99º 43.3'	15.5	1.64	7	0.19
10	05	08:36:00.14	16º 56.3'	100º 3.1'	21.1	2.00	10	0.20
11	05	08:39:42.44	17º 9.5'	100º 8.6'	35.9	2.21	9	0.15
12	05	09:51:51.54	17º 9.4'	100º 10.3'	43.0	2.34	10	0.10
13	05	12:42:52.77	16º 56.1'	100º 8.4'	27.1	2.19	10	0.28
14	05	13:02:01.95	16º 54.5'	100º 13.2'	18.9	1.69	10	0.19
15	05	14:04:39.73	17º 1.1'	100º 17.9'	25.5	1.72	10	0.23
16	05	14:34:53.38	17º 4.2'	99º 41.8'	16.2	2.08	10	0.13
17	06	01:26:51.18	17º 5.7'	100º 10.6'	27.4	1.17	8	0.06
18	06	05:36:15.73	17º 7.0'	100º 12.5'	8.5	1.80	8	0.03
19	06	09:10:56.63	17º 6.1'	100º 4.7'	15.3	2.87	5	0.05
20	06	10:17:50.91	17º 1.5'	100º 18.6'	21.4	2.83	8	0.15
21	06	10:26:32.61	17º 2.2'	100º 8. '	17.5	1.94	8	0.15
22	06	11:13:49.65	16º 57.7'	100º 9.9'	35.0	2.16	8	0.13

NO	DIA GHT	TIEMPO ORIGEN	LATITUD N	LONGITUD d	ALF. Km.	M.G. Ht.	NO de datos	RMS Seg.
23	06	11:38:47.27	17° 10.1'	100° 8.6'	35.4	1.77	8	0.05
24	06	12:05:22.19	16° 56.1'	100° 26.8'	26.1	2.62	8	0.17
25	06	15:34:22.55	17° 16.4'	101° 7.	47.0	3.07	5	0.06
26	06	15:38:01.34	17° 2.2'	100° 5.5'	26.8	3.71	8	0.22
27	06	16:07:34.61	17° 16.1'	100° 30.5'	38.5	2.92	8	0.09
30	06	20:55:02.38	17° 11.0'	100° 16'	14.6	4.00	4	0.01
31	06	20:58:27.76	16° 59.1'	100° 19.5'	21.1	1.34	6	0.06
32	07	00:32:18.81	16° 53.7'	100° 11.9'	17.2	2.16	8	0.11
33	07	00:37:00.83	17° 3.6'	99° 49'	16.0	2.33	8	0.09
34	07	00:52:34.22	17° 3.4'	100° 17.7'	31.5	1.29	8	0.10
35	07	03:49:09.02	17° 5.1'	100° 5'	13.9	1.63	8	0.08
36	07	04:27:03.04	16° 48.8'	99° 48'	22.3	2.47	8	0.22
37	07	05:26:43.72	17° 11.8'	100° 3.6'	38.0	1.54	6	0.28
38	07	05:34:22.74	17° 1.3'	100° 18.7'	22.5	2.09	8	0.16
39	07	05:52:25.98	17° 6.2'	100° 6.1'	31.7	2.46	8	0.07
40	07	07:41:39.00	17° 1.6'	100° 18.5'	25.7	1.48	8	0.07
41	07	08:21:36.53	17° 3.8'	100° 20.7'	12.6	1.28	8	0.09
42	07	08:23:01.73	17° 4.7'	100° 21'	16.4	1.61	8	0.03
43	07	09:55:13.52	17° 4.4'	100° 11.2'	24.2	1.05	6	0.00
44	07	14:32:03.07	17° 10.5'	100° 12'	33.5	2.26	8	0.08
45	07	14:35:20.73	17° 9.2'	100° 8.6'	36.0	2.45	8	0.11
46	07	17:38:22.01	17° 5.7'	100° 0'	30.2	2.35	8	0.11
47	07	19:42:16.26	17° 15.3'	100° 17.6'	38.0	2.97	8	0.37
48	08	02:24:30.58	17° 10.6'	100° 8.6'	31.9	1.19	8	0.18
49	08	03:53:21.88	17° 8.9'	100° 32'	45.5	1.62	6	0.07
50	08	04:35:53.16	17° 8.9'	100° 22.5'	20.0	1.56	6	0.25
51	08	07:27:14.07	17° 9.9'	100° 18'	38.4	1.84	6	0.03
52	08	07:50:11.29	17° 5.3'	100° 1.6'	13.0	1.98	9	0.05

NO	DIA GMT	TIEMPO ORIGEN	LATITUD N	LONGITUD W	PROF. Km.	MAG. Mt.	NO de datos	HMS Seg.
53	08	09:56:08.59	170 5.7'	1000 4.6'	10.4	1.90	6	0.15
54	08	10:15:04.95	160 55.9'	990 38.9'	21.3	3.38	6	0.15
55	08	12:03:12.60	170 3.9'	990 45.5'	23.0	2.97	5	0.14
56	08	17:40:14.87	160 55.5'	990 31.1'	35.0	2.61	6	0.15
57	08	17:45:01.16	170 7.6'	990 35.5'	24.5	3.25	6	0.12
58	09	25:50:03.30	160 51.9'	1000 27.7'	18.1	2.45	6	0.09
59	09	05:49:30.95	170 6.2'	990 47.4'	20.0	3.08	6	0.15
60	09	10:24:06.67	170 0.6'	1000 3'	21.0	2.76	6	0.15
61	09	21:49:41.51	170 4.7'	990 37.5'	14.4	2.95	6	0.15
63	10	04:42:23.86	170 8.9'	1000 21.9'	20.0	2.06	6	0.18
64	10	06:29:45.56	170 20.6'	1000 36.9'	39.0	2.04	6	0.03
65	10	07:34:27.95	170 20.5'	1000 26.4'	36.3	2.76	6	0.11
66	10	11:26:35.87	170 10.1'	1000 45'	27.7	2.66	6	0.12
67	10	16:04:20.63	170 16.5'	1000 19.7'	33.4	2.07	6	0.16
68	10	16:56:09.55	170 18.5'	1000 45.5'	12.5	2.80	6	0.14
69	10	17:35:07.94	170 22.3'	1000 30.9'	39.1	2.08	6	0.07
70	10	21:17:53.18	160 23.7'	1000 44'	5.1	3.42	6	0.20
71	10	21:36:46.26	170 20.4'	1000 11'	31.5	2.08	6	0.31
72	10	21:49:56.53	170 9.8'	1000 13'	17.7	1.99	6	0.16
73	11	05:58:03.08	170 14.5'	1000 20'	2.2	2.13	6	0.17
74	11	14:00:14.94	170 26.1'	1000 42.6'	32.0	1.60	6	0.03
75	11	15:35:47.16	170 5.9'	990 58.6'	31.6	2.65	6	0.08
76	11	16:26:32.02	170 19.6'	1000 25.6'	33.5	2.37	6	0.13
77	11	16:49:45.67	170 11.9'	1000 14.4'	20.0	1.50	6	0.35
78	11	17:42:25.01	170 0.8'	1000 36.2'	30.0	2.62	6	0.16
79	11	23:39:19.47	170 6.2'	1000 21.5'	23.7	2.14	6	0.05
80	12	03:07:23.34	170 6.02'	1000 22.5'	19.1	1.59	6	0.06
81	12	04:49:24.63	170 16.4'	1000 34.5'	28.5	3.26	6	0.11

NO	DIA GMT	TIEMPO ORIGEN	LATITUD N	LONGITUD W	Prof. Km.	Mag. Mt.	Nº de datos	NMS Ser.
62	12	07:36:31.84	170 14.9'	1000 23.0'	3.5	3.85	6	0.25
63	12	08:20:56.85	170 3.8'	1000 21.8'	25.6	1.77	6	0.30
64	12	09:37:09.95	160 59.6'	1000 42.2'	25.8	1.66	6	0.12
65	12	09:56:46.96	170 11.9'	1000 7.0'	27.0	2.43	6	0.26
66	12	13:36:48.88	170 5.3'	1000 19.4'	25.2	1.25	6	0.08
67	13	05:31:30.64	170 11.9'	1000 8.6'	26.7	1.93	6	0.32
68	13	06:46:30.05	170 21.0'	1010 2.0'	23.7	2.30	6	0.16
69	13	09:12:44.29	170 5.2'	1000 25.6'	19.4	1.33	6	0.07
90	13	09:14:37.48	170 14.5'	1000 28.6'	38.7	1.48	6	0.13
91	13	09:15:16.88	170 11.9'	1000 8.6'	30.5	2.50	6	0.22
92	13	09:20:39.10	160 51.0'	990 46.0'	35.2	3.12	6	0.09
93	13	10:11:41.58	170 11.2'	1000 17.1'	30.0	3.10	6	0.03
94	13	10:43:04.13	170 25.5'	1000 34.3'	25.0	1.59	6	0.06
95	13	14:37:27.35	170 11.9'	1000 14.1'	45.0	2.16	6	0.18
96	16	21:26:25.68	170 31.1'	1000 42.7'	25.5	3.43	6	0.07
97	16	23:37:30.06	160 27.8'	1000 21.9'	19.8	2.67	7	0.43
98	17	02:57:35.53	170 9.6'	1000 10.3'	12.7	3.24	6	0.33
99	17	06:41:21.70	170 19.3'	1000 13.4'	6.3	1.44	6	0.06
100	17	07:13:18.32	170 16.9'	1000 12.4'	38.4	1.60	6	0.21
101	17	09:14:59.36	160 59.9'	990 44.3'	25.0	2.62	6	0.30
102	17	12:37:21.14	170 26.2'	1000 29.3'	36.9	1.37	6	0.04
103	17	14:56:02.08	170 4.3'	1000 15.2'	27.4	2.07	6	0.20
104	17	16:02:53.47	170 17.3'	1000 37.3'	38.0	2.59	6	0.07
105	17	18:10:07.61	170 3.1'	1000 20.0'	30.5	1.95	6	0.03
106	17	19:03:39.92	160 53.0'	1000 32.2'	35.6	1.89	8	0.25
107	17	19:10:08.02	170 8.1'	1000 15.2'	26.0	1.88	6	0.10
108	17	19:46:41.36	170 2.2'	1000 31.6'	53.2	2.01	8	0.46
109	17	19:52:15.14	170 9.7'	1000 24.8'	53.2	1.94	5	0.04

NO	DIA GMT	TIEMPO ORIGEN	LATITUD N	LONGITUD W	PROF. Km.	MAG. Mt.	Nº de datos	MMS Seg.
110	17	22:47:58.20	17º 5.5'	100º 3.8'	13.6	2.98	6	0.18
111	17	23:37:20.25	16º 57.0'	100º 12.5'	25.0	1.83	6	0.11
112	18	00:02:19.60	16º 48.6'	100º 35.6'	22.0	3.07	9	0.44
113	18	00:07:11.63	16º 57.9'	100º 30.9'	39.5	2.18	8	0.33
114	18	00:29:16.92	16º 57.4'	100º 31.1'	40.2	1.74	8	0.29
115	18	00:49:10.28	16º 52.4'	100º 35.5'	21.8	1.58	8	0.17
116	17	01:42:50.34	17º 2.3'	100º 25.6'	13.2	1.55	6	0.11
117	18	01:47:16.38	17º 40.5'	100º 39.1'	20.0	2.05	6	0.15
118	18	03:10:43.36	17º 16.0'	100º 23.0'	27.7	1.45	6	0.07
119	18	05:54:00.49	16º 52.3'	100º 33.5'	26.2	2.53	8	0.17
120	18	06:31:02.11	16º 51.3'	100º 28.6'	12.1	1.52	6	0.13
121	18	07:17:42.95	17º 00.2'	100º 31.2'	21.2	1.40	8	0.12
122	18	09:04:37.39	16º 58.5'	100º 30.6'	39.4	1.85	8	0.32
123	18	09:17:54.32	16º 50.6'	100º 31.3'	31.4	2.17	8	0.50
124	18	09:26:22.59	17º 23.3'	101º 1.2'	22.2	3.15	6	0.06
125	18	10:06:01.60	16º 52.0'	100º 32.6'	19.4	2.50	8	0.14
126	18	11:08:50.32	17º 5.3'	100º 16.0'	36.6	1.94	6	0.05
127	18	11:40:34.88	17º 34.1'	100º 43.8'	20.0	1.99	6	0.10
128	18	13:05:26.07	17º 17.3'	100º 33.2'	20.0	2.98	6	0.00
129	18	15:32:23.92	16º 58.7'	100º 28.9'	42.7	2.05	7	0.27
130	18	15:47:58.41	16º 48.8'	100º 2.3'	36.9	2.86	6	0.10
131	18	15:51:35.97	17º 4.5'	100º 19.4'	22.5	1.41	6	0.01
132	18	16:00:31.53	16º 57.4'	100º 30.0'	43.0	1.56	7	0.39
133	18	16:01:44.79	17º 14.0'	100º 27.3'	42.0	1.30	6	0.09
134	18	22:19:26.01	16º 55.9'	100º 33.7'	33.2	1.62	6	0.32
135	18	22:33:31.71	16º 57.5'	100º 32.3'	37.8	1.64	6	0.29
136	18	22:36:11.69	16º 48.8'	100º 30.2'	10.0	1.51	6	0.06
137	18	22:38:55.26	16º 55.7'	100º 33.8'	36.2	1.85	6	0.32

NO	DIA GHT	TIEMPO ORIGEN	LATITUD N	LONGITUD W	PROF. Km.	HAB. Mt.	NO de datos	KMS seg.
138	18	22:43:37.00	16054.8'	100034.8'	30.9	1.94	6	0.34
139	18	22:58:13.65	17012.3'	100015.2'	5.5	1.12	6	0.06
140	18	23:10:46.1'	16057.9'	100032.3'	38.2	1.84	6	0.27
141	18	23:32:50.97	17010.8'	100015.2'	10.7	1.44	6	0.25
142	19	00:14:56.86	16051.9'	100032.3'	17.1	1.62	6	0.33
143	19	00:15:23.00	16049.3'	100030.5'	18.7	1.66	6	0.10
144	19	00:23:49.91	16049.7'	100030.3'	17.9	2.20	6	0.08
145	19	01:57:27.75	16056.6'	100033.1'	35.8	1.95	6	0.31
146	19	01:58:13.84	16057.5'	100032.7'	36.4	2.19	6	0.28
147	19	02:10:08.29	16055.2'	100034.1'	37.9	1.71	6	0.34
148	19	03:30:52.79	17008.9'	100023.5'	45.1	2.56	6	0.44
149	19	04:04:14.40	17005.3'	100015.2'	42.8	2.18	6	0.02
150	19	06:24:19.14	17024.9'	100030.8'	44.4	1.40	6	0.20
151	19	09:15:27.79	17020.1'	100049.4'	35.2	3.18	6	0.06
152	19	09:37:01.70	16059.6'	100026.3'	27.6	2.36	6	0.02
153	19	13:26:53.63	17009.1'	100017.6'	15.2	1.56	6.	0.04
154	19	13:27:47.86	17012.5'	100020.6'	25.6	1.67	6	0.02
155	20	15:49:57.59	16021.7'	100023.3'	15.1	2.95	4	0.01
156	20	19:31:48.81	17042.2'	100038.1'	57.0	4.03	4	0.03
157	21	07:08:20.98	16048.4'	99035.1'	88.4	4.12	5	0.00
158	22	10:07:00.74	17004.9'	100022.9'	39.6	3.111	6	0.03
159	22	22:45:00.99	16036.4'	100032.4'	16.4	3.36	7	0.50
160	24	03:36:45.69	17015.9'	100027.3'	35.7	1.69	6	0.12
161	24	18:36:37.82	16056.2'	100007.4'	19.6	2.99	6	0.13
162	24	22:55:25.48	17023.2'	100017.0'	35.7	1.62	6	0.11
163	24	23:42:59.69	17004.7'	100013.1'	24.4	2.27	6	0.03
164	25	00:44:0-.60	17011.0'	100020.3'	31.0	2.73	6	0.01

NO	DIA GMT	TIME O ORIGIN	LATITUD N	LONGITUD W	PROF. fms.	MAG. kt.	NO of shots	RMS Sec.
165	25	01:23:15.97	17225.4'	10027.3'	37.7	2.42	6	0.30
166	25	04:53:25.95	16955.5'	100004.8'	39.6	2.00	6	0.46
167	25	05:13:16.52	16947.3'	99951.8'	22.5	2.65	6	0.23
168	25	05:50:56.57	17017.6'	100027.3'	40.9	3.06	6	0.33
169	25	09:54:51.08	17012.0'	100013.2'	35.1	2.01	6	0.07
170	25	10:58:31.13	16954.0'	100017.7'	36.2	2.29	6	0.06
171	26	22:53:13.33	17015.4'	100011.3'	35.2	2.90	10	0.40
172	27	01:19:09.45	16959.9'	99940.0'	20.0	2.84	10	0.49
173	27	03:17:03.02	17006.5'	100040.9'	20.0	2.12	10	0.49
174	27	09:25:21.49	17014.5'	100022.0'	41.1	1.69	10	0.36
175	27	12:28:46.75	17014.5'	100042.2'	34.4	3.00	10	0.44
176	27	14:13:29.60	17005.3'	100008.6'	2.5	2.68	10	0.52
177	27	14:59:29.28	17015.4'	100008.4'	30.1	1.71	6	0.03
178	27	15:48:57.65	17007.0'	100015.2'	23.8	2.24	10	0.47
179	27	20:36:21.99	17019.5'	100019.1'	9.5	2.75	6	0.18
180	28	08:58:35.48	17008.7'	100000.2'	6.4	3.30	6	0.20
181	28	14:07:06.27	17028.0'	100027.3'	20.0	2.21	8	0.50
182	28	21:40:48.54	17022.1'	99955.2'	22.8	2.28	8	0.38
183	28	21:53:45.01	17007.1'	99951.6'	22.5	2.42	6	0.21
184	29	01:00:35.61	17009.8'	100023.9'	21.5	2.72	8	0.23
185	29	09:32:27.66	17021.9'	100050.3'	12.0	3.24	6	0.28
186	29	14:30:50.99	17028.7'	100048.3'	22.5	3.17	8	0.32
187	29	15:40:35.35	17020.7'	100024.0'	31.7	2.43	8	0.22
188	29	16:23:11.31	17029.6'	100021.4'	16.5	2.32	8	0.50
189	29	16:23:27.70	17019.9'	100033.0'	37.7	2.58	8	0.15
190	29	22:15:50.55	16957.7'	100014.1'	20.0	2.95	10	0.44
191	30	05:15:45.58	17000.6'	100022.1'	10.7	2.62	9	0.46

NO	JIA GHT	TIEMPO ORIGEN	LATITUD N	LONGITUD W	P.P.F. Km.	MAG. Mt.	Nº de datos	MS Seg.
192	30	08:51:49.80	17º11.2'	100º15.2'	35.2	2.39	10	0.23
193	30	15:49:26.49	18º01.2'	100º21.2'	101.6	3.00	10	0.19
194	30	22:32:07.73	16º56.08'	100º23.5'	36.5	4.05	6	0.25
195	30	22:35:58.53	17º12.3'	100º04.7'	0.53	2.42	9	0.19
196	30	22:37:07.18	17º14.5'	100º04.0'	24.9	2.52	6	0.46
197	01	10:49:28.60	17º23.8'	101º00.2'	20.0	3.38	9	0.26
198	01	12:16:09.82	16º55.7'	100º04.1'	25.2	3.41	8	0.50
199	01	12:20:30.59	16º56.3'	100º03.1'	20.0	2.06	10	0.19
200	01	16:38:57.69	17º02.7'	100º27.2'	19.3	2.43	10	0.07
201	02	03:28:39.89	17º12.6'	100º27.3'	37.9	2.73	6	0.19
202	02	07:29:24.87	17º13.0'	100º09.6'	28.6	2.06	6	0.05
203	02	07:56:56.54	17º08.5'	100º27.3'	20.0	2.99	6	0.38
204	02	10:24:17.00	17º09.5'	100º41.3'	20.3	2.09	6	0.37
205	02	12:08:54.00	17º06.5'	100º02.8'	16.2	2.99	6	0.09
206	02	16:05:22.58	17º03.2'	100º19.1'	23.8	2.50	6.5	0.08

## APENDICE II

## TEMBLORES DE LA REGION DE ACAPULCO, 1963-1979

D	M	Y	H	M	Lat	Long	Depth	$m_b$
5	8	63	33	8	17.20	-99.80	33	4.3
16	6	63	33	6	16.60	-100.30	33	4.2
24	9	63	33	9	17.80	-100.90	33	4.2
30	4	63	33	4	17.20	-100.20	33	0.0
19	5	63	40	5	17.00	-100.00	40	0.0
14	9	64	33	9	16.00	-99.90	33	4.7
26	12	64	33	12	16.70	-99.60	33	5.4
17	1	64	33	1	17.50	-99.80	33	4.0
17	6	64	33	6	16.70	-100.00	33	4.0
24	6	64	33	6	17.30	-100.40	33	4.4
9	5	65	33	5	16.60	-99.90	33	4.5
29	3	65	33	3	17.00	-99.70	33	4.1
1	11	65	58	11	17.00	-99.70	58	4.4
24	6	65	51	6	17.00	-99.60	51	4.6
9	12	65	54	12	17.30	-100.00	54	6.0
29	3	65	33	3	17.80	-100.20	33	3.8
27	10	65	33	10	17.20	-100.30	33	3.8
1	2	66	33	2	16.60	-99.50	33	3.5
18	6	66	33	6	16.60	-99.50	33	3.8
4	11	66	33	11	17.00	-99.60	33	4.8
13	3	66	56	3	17.00	-100.80	56	4.1
7	10	67	33	10	16.40	-99.30	33	4.0
2	3	67	43	3	16.48	-99.46	43	4.3
16	7	67	33	7	17.10	-99.30	33	3.4
7	6	67	47	6	17.10	-99.90	47	4.4
5	2	67	36	2	17.13	-99.84	36	3.8
14	4	67	60	4	17.56	-100.23	60	5.1
29	8	68	34	8	16.82	-99.88	34	4.1
6	9	68	33	9	16.94	-99.75	33	3.9
3	2	68	9	2	16.70	-99.40	9	5.7
18	7	68	33	7	16.55	-99.33	33	4.2
3	1	68	33	1	17.10	-99.50	33	4.3
2	1	68	60	1	17.10	-99.80	60	4.1
23	8	68	40	8	16.76	-100.43	40	4.1
2	7	68	41	7	17.63	-100.27	41	5.9

D	M	Y	H	M	Lat	Long	Depth	m <sub>b</sub>
2	6	69	33	6	16.87	-99.49	33	3.4
9	12	69	50	12	17.14	-99.29	50	4.1
10	10	69	26	10	17.57	-99.63	26	3.9
7	7	69	33	7	17.22	-100.49	33	3.8
9	12	70	34	12	16.15	-99.41	34	5.5
9	12	70	33	12	16.18	-99.39	33	4.4
10	10	70	33	10	16.40	-100.42	33	4.9
10	7	70	46	7	17.48	-101.01	46	5.1
2	8	71	33	8	16.53	-99.57	33	4.5
5	9	71	50	9	17.08	-99.81	50	5.2
30	1	71	33	1	16.44	-100.35	33	4.5
19	5	71	33	5	17.25	-100.97	33	4.5
14	6	71	33	6	17.59	-100.83	33	4.4
21	12	72	33	12	16.98	-100.39	33	4.1
14	9	72	54	9	16.80	-100.21	54	4.6
15	9	72	33	9	17.94	-101.21	33	4.5
12	4	73	33	4	17.22	-99.47	33	4.5
11	4	73	33	4	16.91	-100.26	33	4.9
17	6	73	33	6	16.61	-100.60	33	4.5
16	7	73	44	7	17.32	-100.67	44	5.6
29	9	73	33	9	17.78	-101.08	33	4.3
6	10	74	51	10	16.83	-99.77	51	5.0
30	1	74	51	1	17.26	-99.20	51	4.1
7	9	74	33	9	17.09	-99.27	33	4.3
18	11	74	33	11	16.48	-100.15	33	4.5
17	11	74	33	11	17.00	-100.07	33	4.7
28	7	74	33	7	17.86	-101.05	33	4.5
22	2	75	00	47	17.40	100.50	40	5.3
13	3	75	12	35	17.50	100.10	63	4.9
24	5	75	11	18	16.69	99.54	63	3.4
29	10	75	4	54	17.23	99.51	35	5.2
1	2	76	11	14	17.17	100.19	52	5.7
10	2	76	8	37	17.21	99.91	65	4.8
29	3	76	12	54	17.20	99.74	63	4.3
27	4	76	18	14	16.44	99.68	33	4.9
7	6	76	14	26	17.40	100.64	45	6.1
22	6	76	12	50	17.48	100.58	56	4.4
13	8	76	23	4	17.74	101.240	68	4.8
20	8	76	22	31	16.73	99.27	33	4.7

D	M	Y	H	K	Lat	Long	Depth	$m_b$
16	5	77	15	47	16.93	100.01	33	4.4
19	3	78	1	39	17.15	99.55	36	5.8
7	4	78	13	3	16.78	99.91	59	4.4
10	4	78	15	14	17.37	101.20	33	4.5
26	4	78	3	28	17.31	99.32	41	4.9
11	12	78	2	8	16.54	100.03	42	5.3
11	12	78	2	47	17.07	99.80	75	4.8
12	12	78	5	14	17.05	99.84	33	4.8
22	12	78	4	54	16.93	100.03	33	4.2
26	1	79	10	4	17.43	100.91	29	5.9
26	1	79	12	4	17.43	100.99	44	5.0
26	1	79	17	10	17.52	101.00	34	5.5
26	1	79	20	17	17.52	101.07	33	5.5
29	1	79	18	21	17.47	101.05	33	5.3
29	1	79	18	29	17.54	101.05	33	5.2
28	2	79	20	10	17.61	100.96	58	5.2
14	3	79	11	7	17.82	101.26	59	6.4
14	3	79	12	1	17.67	101.38	60	5.5
14	3	79	13	5	16.41	100.68	33	4.9
14	3	79	15	35	17.69	101.38	60	5.2
14	3	79	22	5	18.50	100.61	44	4.8
18	3	79	20	12	17.63	100.95	39	5.4
20	3	79	00	27	17.61	101.17	66	5.1
22	3	79	12	23	17.99	101.47	77	5.2
28	3	79	13	33	17.09	101.03	32	3.9
6	4	79	20	22	17.77	101.14	89	4.7
30	4	79	6	1	17.15	101.35	33	4.4

## APENJICE III

EVENTOS USADOS PARA LA SOLUCION  
COMPUESTA DEL PLANO DE FALLA (UCPF)

Grupo	No Evento	Dia	Tiempo origen		Latitud grds. min.	Longitud grds. min.	Profun- didad (Km)	Magnitud	Nº de cionPF	
			Hora	Min. Seg.						
A <sub>1</sub>	106	17	19	03	39.92	16 53.01	100 32.21	35.6	1.89	4
	108	17	19	46	11.96	17 02.21	100 31.61	53.1	2.01	4
	112	18	00	02	19.60	16 48.62	100 35.58	21.9	3.07	5
	113	18	00	07	11.63	16 57.93	100 30.88	39.5	2.18	4
	114	18	00	29	16.92	16 57.42	100 31.11	40.2	1.74	4
	115	18	00	49	10.28	16 52.37	100 35.47	21.8	1.58	4
	119	19	05	54	00.49	16 52.31	100 33.47	26.2	2.53	4
	121	18	07	17	42.95	17 00.16	100 31.23	21.1	1.40	4
	122	18	09	04	37.39	16 58.48	100 30.57	39.4	1.85	4
	123	18	09	17	54.32	16 50.59	100 31.28	31.3	2.17	4
	125	18	10	06	01.60	16 51.97	100 32.59	19.3	2.50	4
	129	18	15	32	23.92	16 58.71	100 28.97	42.7	2.05	4
	132	18	16	00	32.53	16 57.40	100 30.02	43.0	1.56	4
	134	18	22	19	26.01	16 55.90	100 33.75	33.2	1.62	3
	135	18	22	33	31.75	16 57.53	100 32.28	37.8	1.64	3
	136	18	22	36	11.69	16 48.79	100 30.22	19.0	1.5	3
	137	18	22	38	55.26	16 55.73	100 33.76	36.1	1.85	3
	138	18	22	43	37.00	16 54.82	100 34.76	30.9	1.94	3
	139	18	22	58	13.65	17 12.33	100 15.20	05.5	1.12	3
	140	18	23	10	46.17	16 57.91	100 32.29	36.1	1.84	3
	142	19	00	14	56.86	16 51.93	100 32.28	17.1	1.62	3
	143	19	00	15	23.00	16 49.26	100 30.49	18.7	1.66	3
	144	19	00	23	49.91	16 49.69	100 30.33	17.8	2.20	3
	145	19	01	57	27.75	16 56.57	100 33.13	35.8	1.95	3
	146	19	01	58	13.84	16 57.46	100 32.70	36.4	2.16	3
	147	19	02	10	08.24	16 55.24	100 34.17	37.6	1.71	3

Grupo	No Evento	Día	Tiempo origen		Latitud	Longitud		Profun- didad	Magnitud	NºEstas- ciones	
			Hora	Min.	Seg.	grds.	min.	(Km)			
B <sub>2</sub>	20	06	10	17	50.9	17	02	100 16	21	2.8	4
	24	06	12	05	22.2	16	56	100 27	26	2.6	4
	112	18	00	07	21.35	16	52	100 28	16	3.0	4
	194	30	22	32	07.7	16	57	100 23	36	4.0	5
	200	01	16	38	57.7	17	03	100 27	19	2.4	5
B <sub>1</sub>	11	05	08	39	42.4	17	09	100 09	36	2.2	5
	12	05	09	51	51.5	17	09	100 10	43	2.3	5
	18	06	05	36	15.7	17	07	100 12	8.5	1.8	4
	23	06	11	38	47.3	17	10	100 09	35	1.8	4
	39	07	05	52	26.0	17	06	100 06	32	2.5	4
	45	07	14	35	24.7	17	09	100 09	36	2.5	4
	98	17	02	57	35.5	17	10	100 10	13	5.2	3
	110	17	22	47	58.2	17	05	100 04	14	3.0	3
	180	28	08	58	35.5	17	08	100 01	6	3.3	3
	202	02	07	29	24.9	17	13	100 10	29	2.1	3
205	02	12	08	54.0	17	09	100 03	16	3.0	3	
B <sub>2</sub>	30	06	20	55	02.4	17	11	100 18	15	4.0	4
	93	13	10	11	41.6	17	11	100 17	30	3.1	3
	95	13	14	37	27.3	17	12	100 14	45	2.2	3
	164	25	00	44	04.6	17	11	100 20	31	2.7	3
	169	25	09	54	51.1	17	12	100 13	35	2.0	3
	174	27	09	25	21.1	17	13	100 20	45	1.8	5
192	30	08	51	49.8	17	11	100 15	35	2.4	5	
B <sub>3</sub>	3	04	23	26	59.6	17	13	100 27	36	3.3	4
	47	07	19	42	16.3	17	15	100 17	38	3.0	4
	51	08	07	27	41.0	17	10	100 18	38	1.8	3
	64	10	06	29	45.5	17	20	100 37	39	2.0	3
	69	10	17	35	08.0	17	22	100 50	39	2.1	3
	73	11	05	58	03.1	17	14	100 20	2.3	2.1	3

Grupo	Nº Evento	Día	Tiempo origen		Latitud	Longitud		Profundidad	Magnitud	NºEstaciones		
			Hora	Min.	Seg.	grds.	min.	grds.	min.	(Km)		
	76	11	16	26	32.0	17	19	100	26	33	2.4	3
	81	12	04	49	24.6	17	16	100	34	28	3.3	3
	82	12	07	36	31.8	17	15	100	23	3.5	3.9	3
	104	17	16	02	53.5	17	17	100	37	38	2.6	3
	128	18	13	05	26.1	17	17	100	33	20	3.0	3
	158	22	10	07	00.7	17	05	100	23	39	3.1	3
	168	25	05	50	56.6	17	17	100	27	40	3.1	3
	171	26	22	53	13.3	17	15	100	11	35	2.9	5
	175	27	12	28	46.7	17	14	100	42	34	3.0	5
	179	27	20	36	22.0	17	19	100	19	9	2.8	4
	184	29	15	40	35.3	17	20	100	24	31	2.4	4
	188	29	16	23	11.3	17	29	100	21	16	2.3	4
	201	02	03	28	39.9	17	12	100	27	37	2.7	3
	203	02	07	56	56.5	17	08	100	27	20	3.0	3
C	18	06	05	36	15.7	17	07	100	12	9	1.8	4
	38	07	05	34	22.7	17	01	100	18	22	2.1	4
	103	17	14	56	02.1	17	04	100	15	27	2.1	3
	116	18	01	42	50.3	17	02	100	25	13	1.6	3
	149	19	04	04	14.4	17	05	100	15	42	2.2	3
	163	24	23	42	59.7	17	04	100	13	24	2.3	3
	178	27	15	48	57.6	17	07	100	15	23	2.2	5
D	10	05	08	36	00.1	16	56	100	03	21	2.0	5
	13	05	12	42	52.8	16	56	100	08	27	2.2	5
	22	06	11	13	49.6	16	58	100	10	35	2.2	4
	32	07	00	32	18.8	16	53	100	12	17	2.2	4
	55	08	12	03	12.6	17	04	99	46	23	3.0	3
	59	09	05	49	31.0	17	06	99	47	20	3.1	1
	60	09	10	24	06.7	17	00	100	03	21	2.8	3
	161	24	18	36	37.8	16	56	100	07	19	3.0	3
	190	29	22	15	50.6	16	57	100	14	20	3.0	5
	198	01	12	16	09.8	16	56	100	04	25	3.4	7