

00366

1

24

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO

FACULTAD DE CIENCIAS

PATRONES DE SISMICIDAD EN GUERRERO Y PELIGRO SISMICO.

TESIS

QUE PARA OBTENER EL GRADO DE

MAESTRO EN CIENCIAS

(B. Mar)

PRESENTA:

FIS. LUIS CARLOS GONZALEZ RUIZ

MEXICO. D. F.

1987

TESIS CON  
FALLA DE ORIGEN



Universidad Nacional  
Autónoma de México



## **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

Resumen	1
Introducción	3
I. ANTECEDENTES	5
1.1 Tectónica de la zona de subducción en México. Sismicidad de su zona de Benioff	5
1.2 Zona de quietud sísmica de Acapulco	8
1.3 Historia macrosísmica de la región	10
II. OBTENCION DE LOS DATOS	11
2.1 Descripción del trabajo de campo	11
III. PROCESAMIENTO DE LOS DATOS	13
3.1 Lectura de los datos	13
3.2 Localización hipocentral	13
3.3 Algoritmo de localización	15
3.4 Modelo de velocidades	18
3.5 Magnitud de los eventos	21
IV. ANALISIS DE LOS DATOS	23
4.1 Sismicidad y perfiles	23
4.2 Mecanismo de falla	24
V. RESULTADOS Y DISCUSION	27
AGRADECIMIENTOS	34
REFERENCIAS	36
TABLAS	45

## RESUMEN

El análisis de los datos obtenidos por una red local de 18 sismógrafos portátiles, operados como parte del proyecto internacional Estudio de la zona de Quietud de Acapulco durante marzo y abril de 1985, permite conocer características de la Zona de Benioff de la Trinchera Mesoamericana que son de gran valor para el conocimiento de la tectónica y la evaluación del peligro sísmico en esa región.

Existe actividad microsísmica en la Zona de Quietud de Acapulco; esta actividad puede ser premonitora (fase  $\beta$ ) a un sismo grande esperado en esa zona.

Es distinta la distribución epicentral en la región de Acapulco de aquella en la región de Ometepec. Ésta presenta actividad que abarca desde los 24 hasta los 146 km medidos a partir de la trinchera, mientras que en aquella la actividad abarca desde los 60 hasta los 180 km.

En ambas regiones la Zona de Benioff está dividida en segmentos, en cada uno de los cuales los sismos tienen el mismo tipo de mecanismo (normal o inverso). Existe una banda de mecanismo inverso, común a ambas regiones, donde se generan los grandes terremotos someros de la región. La determinación del ancho de esta banda permite calcular un máximo para una de las dimensiones de las posibles áreas de ruptura para terremotos en esta región y, por consiguiente, para los probables tamaños de éstos.

Observamos un tipo de eventos de mecanismo normal, asociados a, y posiblemente causados por, la ocurrencia de terremotos en la banda de mecanismo inverso, que no son, sin embargo, verdaderas

réplicas de éstos, y cuya inclusión como réplicas verdaderas es causa de error en el cálculo de algunos parámetros sísmicos.

## INTRODUCCION

El estudio de temblores ocurridos en una zona de Benioff es fundamental para entender la naturaleza de los procesos de subducción. Las dimensiones y geometría de la Zona de Benioff constituyen características importantes en la mecánica de las zonas de subducción, pues determinan la naturaleza de la distribución de esfuerzos y, por lo tanto, el comportamiento sísmico en éstas (Isacks y Molnar, 1969, 1971; Uyeda, 1982; McCann et al., 1979).

La caracterización de las dimensiones y distribución de esfuerzos de la parte costera de la zona de Benioff en la porción del sur de Guerrero de la Trinchera Mesoamericana, basada en datos de microsismicidad, es una de las metas del presente trabajo.

Se ha observado que los grandes terremotos tienden a "recurrir", es decir que sus áreas de ruptura coinciden de manera asombrosa con las de terremotos previos, de magnitud semejante, ocurridos en el mismo lugar, y que el traslape de las áreas de ruptura de grandes terremotos adyacentes es mínima (e.g. Fedotov, 1965). Estas observaciones tienen aplicación predictiva a través del concepto de vacancia (gap) sísmica (McCann et al., 1979; Kelleher et al., 1973).

Desgraciadamente, los tiempos de recurrencia son a menudo del orden de, o mayores que, la edad de la historia sísmica confiable, por lo que no podemos afirmar, en la mayoría de los casos, que los gaps definidos a partir de la actividad reciente no sean rupturas parciales de un episodio de ruptura mucho mayor cuya recurrencia no ha sido documentada (e.g. Nishenko y Singh, 1987). Esto es crítico, sobre todo cuando se sabe que hay un déficit entre el

corrimiento sísmico observado y el necesario para compensar por el movimiento relativo entre las placas, como sucede a lo largo de la parte mexicana de la Trinchera de Mesoamericana (Wang et al., 1982), ya que la contribución al corrimiento sísmico es casi en su totalidad, atribuible a los grandes terremotos (Brune, 1968).

Obviamente es muy importante el poder determinar de manera confiable los tamaños máximos de los posibles terremotos en alguna región, de tal manera que la población potencialmente afectable pueda tomar medidas apropiadas para protegerse, pero sin caer en pánico o gastos innecesarios. Para lograr esto, es de gran importancia el poder fijar un límite máximo para las posibles áreas de ruptura sísmica, al menos en alguna de sus dimensiones; esto es otra de las metas del presente trabajo.

También valioso, desde el punto de vista de predicción sísmica, es el estudio de la actividad microsísmica en áreas donde es probable la ocurrencia de un sismo grande en un futuro cercano; ya que se han observado cambios en esta actividad previos a grandes terremotos (e.g. Kanamori, 1981; Mogi, 1969; Suyehiro y Sekiya, 1972). La presencia de una zona de quietud sísmica, de la cual se tratará en el capítulo siguiente, en la región bajo estudio (McNally, 1981; Nava et al., 1982) fue la motivación principal del experimento de monitoreo microsísmico cuyos datos son la base del presente trabajo; la descripción de la actividad microsísmica actual en esta zona de quietud es otra de sus metas.

## I. ANTECEDENTES

### 1.1 TECTÓNICA DE LA ZONA DE SUBDUCCIÓN EN MÉXICO. SISMICIDAD DE SU ZONA DE BENIOFF.

La Trinchera de Mesoamérica, la cadena de volcanes cuaternarios llamada Cinturón Volcánico Trans-Mexicano y la Cordillera de Tehuantepec son tres rasgos tectónicos importantes de la zona de subducción de Mesoamérica que se muestran en el mapa tectónico generalizado de la figura 1.

La trinchera, situada frente a la costa oeste de México, delinea la frontera de convergencia a lo largo de la cual la litósfera oceánica de la Placa de Cocos es subducida bajo la litósfera continental de la Placa de Norteamérica (e.g. Molnar y Sykes, 1969).

La dirección general de convergencia,  $N37^{\circ}E$ , es oblicua al rumbo local de la trinchera. La edad de la litósfera oceánica en esta zona es menor de 45 millones de años (Molnar et al., 1979; Mammerickx y Klitgord, 1982) y tiene aproximadamente 23 km de espesor (Castrejón et al., 1988). La velocidad de convergencia ( $\sim 6.3 \text{ cm año}^{-1}$  (Minster y Jordan, 1978)) en el extremo noroeste de la trinchera es relativamente grande (en comparación de otras regiones del mundo, por ejemplo la Trinchera de las Marianas donde la velocidad es del orden de  $4.9 \text{ cm año}^{-1}$  (Santó, 1975)), y se incrementa hacia el sureste a lo largo de la trinchera (fig. 1).

La edad de la litósfera que se sumerge y la velocidad de convergencia son dos parámetros que tienen una influencia directa en el tamaño y geometría de la zona de Benioff (Isacks et al., 1968; Vlaar y Wortel, 1976; Wortel y Vlaar, 1978; Molnar et al., 1979; Ruff y Kanamori, 1980). Fujita y Kanamori (1981), utilizando datos de temblores de profundidad intermedia, investigaron los esfuerzos dentro de la placa en zonas de subducción, con base en estos dos parámetros, y resumieron sus resultados proponiendo cuatro grupos generales de regímenes de esfuerzo esquematizados en la figura 2. De acuerdo con su nomenclatura, el grupo I incluye placas antiguas y lentas, en las cuales predomina un estado de tensión; la placa tiende a hundirse con una velocidad cuya componente horizontal es mayor que la velocidad de convergencia. El grupo II incluye placas antiguas y rápidas, en las cuales existe un estado mixto de esfuerzos, sin que exista compresión o tensión predominante; las placas de este grupo exhiben zonas de Benioff dobles. El grupo III incluye placas recientes y lentas, en las cuales también está presente un estado de esfuerzos mixtos; debido a que las placas jóvenes son más delgadas y menos rígidas que las placas antiguas, es posible encontrar partes de éstas bajo compresión o bajo tensión, sin que exista compresión o tensión en el mismo segmento. El grupo IV incluye placas recientes y rápidas, en las cuales el estado de tensión podría ser debido a que la litósfera oceánica es impelida a sumergirse por la placa que se encuentra arriba. Por las características arriba expuestas, la zona de subducción de México pertenece a este último grupo.

La zona de Benioff debajo de México es aparentemente corta (longitud < 300 km), en comparación con otras regiones de subducción (Molnar y Sykes, 1969; Bevis e Isacks, 1984; Burbach et al., 1984). La geometría de la zona de Benioff en México está

caracterizada por ángulos de buzamiento pequeños ( $10^{\circ}$  -  $20^{\circ}$ ) (Molnar y Sykes, 1969; Chael y Stewart, 1982; Nixon, 1982; Bevis e Isacks, 1984; Burbach et al., 1984; Astiz y Kanamori, 1984; Beroza et al., 1984; LeFevre y McNally, 1985; Eissler et al., 1986; González-Ruiz y McNally, 1986; Stolte et al., 1986; Valdes et al., 1986; Castrejón et al., 1988).

Molnar y Sykes (1969), Dean y Drake (1978) y LeFevre y McNally (1985) identifican tres regiones de Mesoamerica con mecanismos distintivos a lo largo de la zona de Benioff debajo de México y Centroamerica: la región I exhibe eventos de cobijadura, con profundidades someras ( $h < 30$  Km), que indican un estado compresivo de esfuerzos y pueden corresponder a la interfase entre las placas (McCann et al., 1979). La región II, dentro del rango de profundidad de 30 a 60 Km, presenta sismicidad relativamente baja. La región III corresponde a una parte donde la zona de Benioff se flexiona ( $60 < h < 150$  Km); presenta afallamientos normales que indican un estado tensional de esfuerzos. Los sismos grandes ( $M_s \geq 7.0$ ) que ocurren cerca de la costa son en generalmente de mecanismo inverso y se encuentran dentro de la región I (Kelleher et al., 1973; Singh et al., 1981; McNally y Minster 1981; Astiz y Kanamori 1984).

La baja actividad sísmica observada en la región II sugiere una interacción débil o posible desacoplamiento entre las placas alrededor de los 40 Km de profundidad (LeFevre y McNally, 1985). El desacoplamiento a esta profundidad, se debe posiblemente a cambios de fase en la placa que se sumerge, como ha sido propuesto por Ruff y Kanamori (1983) para otras zonas de subducción; pero el hecho es que indica un estado bajo de esfuerzos en esa zona.

La existencia de temblores a profundidades intermedias en la región III puede reflejar rupturas en la placa que desciende (Molnar y Sykes, 1969; Dean y Drake, 1978; LeFevre y McNally; 1985; Nava et al., 1985).

## 1.2 ZONA DE QUIETUD SÍSMICA DE ACAPULCO

Han sido documentadas disminuciones de la sismicidad (a veces confirmadas a niveles microsísmicos) antes de grandes terremotos (Kanamori, 1981; Sadovsky y Nersesov, 1974), en las llamadas zonas de quietud sísmica o gaps del segundo tipo (Mogi, 1985). La quietud antes de un gran terremoto parece ser la característica sísmica más común antes de un terremoto, aunque no se observa invariablemente (Kanamori, 1981).

Estudios de la Trinchera de Mesoamérica sugieren que la quietud sísmica es un fenómeno precursor común para temblores grandes de falla inversa en la región (Othake et al., 1978; McNally, 1981). Desde 1965, cinco de los seis temblores más grandes ( $M_s > 7.0$ ) que han ocurrido han sido precedidos por 19 a 46.5 meses de quietud sísmica relativa para eventos con  $m_b > 4.0$  (McNally, 1981; Tajima y McNally, 1983). De estos temblores, los cuatro más grandes ( $M_s > 7.5$ ) han sido precedidos por quietud sísmica.

Una nueva quietud sísmica ( $m_b > 4.0$ ), la cual aparentemente empezó cerca de 1977, ha sido observada en la región al sureste de Acapulco, México en la región  $16.0^{\circ}$ - $17.2^{\circ}$ N,  $98.5^{\circ}$ - $99.7^{\circ}$ W (McNally, 1981). Esta quietud sísmica es de particular importancia porque el último temblor grande allí ocurrió en 1957 ( $M_s = 7.5$ ) y, si el tiempo promedio de recurrencia para temblores ( $M_s > 7.5$ ) a lo largo de la trinchera de Mesoamérica es para esta región de

33±8 años según observaciones de McNally y Minster (1981), entonces la región de estudio en el presente trabajo está ahora dentro del tiempo de recurrencia de un temblor grande. Singh et al. (1982) asignan una alta probabilidad a la ocurrencia de un sismo fuerte en la región (Acapulco-San Marcos) ( $M_s \geq 7.5$ ) antes de 1993.

La existencia de la zona de quietud de Acapulco fue verificada mediante un estudio de microsismicidad llevado a cabo en 1982 (Nava et al., 1982). Este estudio encontró un marcado mínimo de actividad sísmica en la zona, para eventos con magnitudes de coda  $M_s > 3.0$ .

Como la cobertura de la región en cuestión por estaciones sísmicas permanentes no era, hasta la fecha en que este experimento se llevó a cabo, adecuada para monitorear la actividad microsísmica, el remuestreo de la microsismicidad para documentar la existencia o desaparición de la zona de quietud, era de extremo interés.

La importancia de poder determinar la ocurrencia de actividad con valor predictivo es grande si pensamos en la posible ocurrencia de un sismo comparable al de 1957 ( $M_s = 7.5$ ), pero es aún mayor si se plantea la posibilidad de que un sismo tal pudiera desencadenar un terremoto como el de 1907 ( $M_s = 8.0$ ) (posibilidad propuesta por Nishenko y Singh, (1987) y Astiz et al. 1987)). Tal posibilidad no es descabellada si se considera la complejidad típica de los temblores en esta región (e.g. Chael y Stewart, 1982; Singh et al., 1984; González-Ruiz y McNally, 1986) que es característica de regiones con asperidades competentes y terremotos con momentos grandes y función de ruptura compleja, como el de Michoacán de 1985 (UNAM Seismology Group, 1986).

### 1.3 HISTORIA MACROSÍSMICA DE LA REGIÓN

La información macrosísmica para una región determinada es importante porque permite, si el tiempo de muestreo es lo suficientemente grande, estimar el área de ruptura de posibles futuros terremotos y sus tiempos de recurrencia. Para el área bajo estudio la información confiable se remonta hasta 1962.

En el segmento comprendido entre Acapulco y Ometepepec en los últimos 80 años han ocurrido seis temblores grandes ( $M_s \geq 7.0$ ), cuyas características más importantes se listan en la Tabla I y cuyas áreas de ruptura se muestran en la figura 3. La historia macrosísmica de la región (Acapulco-Ometepepec) indica tiempos de recurrencia para temblores grandes ( $M_s \geq 7.5$ ) de 50 años para Acapulco-San Marcos y de 30 años para Ometepepec (Nishenko y Singh, 1987).

## II. OBTENCIÓN DE LOS DATOS

### 2.1 DESCRIPCIÓN DEL TRABAJO DE CAMPO

La región de estudio se encuentra localizada entre los  $16^{\circ}\text{N}$  a  $18^{\circ}\text{N}$  y  $98^{\circ}\text{W}$  a  $100^{\circ}\text{W}$ . La distribución de las estaciones utilizadas se muestra en la figura 3, y las coordenadas de éstas se listan en la Tabla II.

En esta región se llevo a cabo un levantamiento microsísmico del 25 de marzo al 30 de abril de 1985, empleando una red de 18 sismógrafos portátiles de papel ahumado (Sprengnether Mod. MEQ800 con sismómetros Ranger de período corto (1 seg)).

Los sismógrafos fueron facilitados por el Instituto de Geofísica de la UNAM y el laboratorio sismológico Charles F. Richter de la Universidad de California, Santa Cruz (UCSC).

La instalación y el mantenimiento de las estaciones, lo realizó personal del Instituto de Geofísica, IIMAS, CICESE y UCSC. Para llevar a cabo estas dos tareas se dividió al personal en cuatro grupos de trabajo, basados en Chilpancingo, Gro., Acapulco, Gro., Pinotepa Nacional, Oax. y Huajuapán de León, Oax. La localización de las estaciones se realizó mediante un sistema de satélite prestado por UCSC. El criterio que se siguió para seleccionar los sitios donde instalar cada una de las estaciones fue que el nivel de ruido fuera lo suficientemente bajo para que éstas operaran con una ganancia de al menos 72 db, la ganancia más alta fue de 84 db. Las frecuencias de corte para los filtros de baja y alta frecuencia fueron 5 y 10 Hz, respectivamente, para todas las estaciones. El cambio de papel se realizó cada 24 Hrs,

la velocidad de registro fue de 60 mm/min .

El tiempo en los sismogramas fue el Tiempo Universal Coordinado (UCT), y éste se introdujo en los sismogramas mediante radios de onda corta.

De las 18 estaciones, 12 operaron en forma regular durante el tiempo que duró el experimento; el resto operó aproximadamente 80 % del tiempo. Las causas por las cuales las estaciones no trabajaron todo el tiempo fueron, principalmente, problemas con las baterías externas, problemas con las personas del lugar y, en algunos casos, el difícil acceso al lugar donde se encontraban las estaciones. En la Tabla III se muestra el tiempo que operó cada estación.

### III. PROCESAMIENTO DE LOS DATOS

#### 3.1 LECTURA DE LOS DATOS

En la figura 4 se muestran algunos sismogramas típicos de los utilizados en este trabajo. La lectura de los sismogramas se llevó a cabo con lupa y una regla graduada con marcas de 0.50 mm, resultando un error máximo estimado de 0.25 segundos en las lecturas.

Los datos que se leyeron de los sismogramas fueron los siguientes: tiempos de arribo (UCT) de las ondas P y S, polaridades de las ondas P y duración total (coda) de los eventos.

Para obtener los tiempos de arribo fue necesario calcular la corrección de tiempo,  $\Delta t$ , para cada sismograma;  $\Delta t$  es el intervalo que existe entre el tono que indica el minuto en la señal de radio y la marca de reloj interno del sismógrafo. Este  $\Delta t$  se midió al principio y al final de cada sismograma; en muy pocos casos no se tuvo  $\Delta t$  al principio o al final. Se comparó  $\Delta t$  de principio y final para todos los sismogramas y no se encontró en él una deriva significativa.

#### 3.2 LOCALIZACION HIPOCENTRAL

Para la localización de los eventos se utilizó el programa BEROLY (Johnson, 1978) que utiliza como modelo de velocidades una capa inclinada con gradiente de velocidad y un semiespacio con velocidad constante, porque este modelo se consideró más apropiado.

para representar zonas de subducción que los modelos de capas horizontales utilizados por otros programas.

BERQLY está escrito en FORTRAN 77 y consta de un programa principal y 11 subrutinas. La información que se requiere para utilizar este programa es la siguiente:

- i) modelo de velocidades para la capa superior y el semiespacio,
- ii) ángulo de buzamiento de la placa,
- iii) coordenadas de las estaciones empleadas,
- iv) tiempos de arribo de las ondas P y S a cada estación.

Para determinar la posición de los hipocentros de los temblores el programa BERQLY utiliza un método iterativo de mínimos cuadrados de Levenberg-Marquardt (Crosson, 1976), basado en la minimización de los cuadrados de las diferencias entre los tiempos de arribo observados y los tiempos teóricos computados para cada estación.

De los 81 eventos localizados, 71 fueron escogidos para ser analizados; el criterio para seleccionar estos eventos fue que se encontraran dentro de la red y que los ejes de las elipses de error resultantes fueran menores de 5 km. Los 10 eventos restantes no se incluyen en el análisis por estar fuera del área de estudio. Los errores máximos para la localización, calculados por el programa como el promedio de los cuadrados de los residuales de las distancias hipocentrales a cada estación, son menores de 5 km para todos los eventos estudiados. Los epicentros de estos eventos se muestran en la figura 5 y se listan en la Tabla IV.

### 3.3 ALGORITMO DE LOCALIZACIÓN

La función distancia-tiempo  $T_j^i$  de una onda sísmica que va de la  $i$ -ésima fuente al  $j$ -ésimo receptor es una función de tres coordenadas espaciales, las cuales definen el hipocentro  $X_1$ ,  $X_2$ ,  $X_3$  y de una coordenada temporal que define el tiempo origen  $X_4$  :

$$T_j^i = T_j^i(X_k^i) \quad \text{con } k = 1, \dots, 4 \quad (1)$$

La ecuación (1) es, en general, no lineal. Para linealizar (1), se expande en términos de pequeñas variaciones de los parámetros de la fuente:

$$T_j^i(X_k^i) = T_j^i(\xi_k^i) + \sum_{k=1}^4 \frac{\partial T_j^i}{\partial X_k^i} (X_k^i - \xi_k^i) + \dots \quad (2)$$

donde  $\xi_k^i$  son las coordenadas iniciales para el  $i$ -ésimo evento. A primer orden (2) puede escribirse como:

$$\Delta t = A \Delta X \quad (3)$$

$$\text{donde } \Delta t = t_{\text{jobs}}^i - t_{\text{cal}}^i ; A = \frac{\partial T_j^i}{\partial X_k^i} \text{ y } X = X_k^i - \xi_k^i ;$$

si (3) está determinada (cuatro arribos para cada evento) y es lineal (esto es,  $A$  independiente de  $X$ ), el problema está resuelto en principio. Pero los errores intrínsecos en los datos y en el modelo de velocidades de la estructura, hacen que, en general,

$$A \Delta X - \Delta t = r = 0 \quad (4)$$

La ecuación (4) está usualmente sobredeterminada (se tiene información de más de cuatro arribos), y puede ser resuelta por un procedimiento de mínimos cuadrados. La norma de r se define como:

$$\begin{aligned} ||r^2|| &= (A \Delta X - \Delta t)^T (A \Delta X - \Delta t) \\ ||r^2|| &= \Delta X^T A^T A \Delta X - 2 \Delta X^T A^T \Delta t + \Delta t^T \Delta t \end{aligned} \quad (5)$$

esto tiene un mínimo si:

$$A^T A \Delta X = A^T \Delta t \quad (6)$$

Las ecuaciones normales (6) están siempre determinadas si  $A^T A$  es simétrica. Suponiendo que  $A^T A$  es no-singular, podemos invertir (6) y tenemos:

$$\Delta X = (A^T A)^{-1} A^T \Delta t \quad (7)$$

La ecuación (7), es la solución de mínimos cuadrados y ha sido extensamente usada en programas de localización (por ejemplo HYPO 71 (Lee y Lahr, 1975)).  $A^T A$  podría ser singular, o estar cerca de una singularidad, si algún parámetro de la solución es indeterminado; por ejemplo, si las estaciones están alineadas con la fuente. Más aún, una selección desafortunada de las coordenadas iniciales de la fuente puede hacer que la solución caiga en un mínimo local o que migre hacia una inestabilidad. Un ejemplo clásico de tal inestabilidad es un hipocentro determinado con profundidad negativa por el programa (Crosson, 1976; Thurber,

1985). Este caso podría ocurrir si una fuente cercana a la superficie es observada solamente por estaciones lejanas. La derivada parcial del tiempo respecto a la profundidad es cero si la velocidad es constante, o es constante si la velocidad tiene un gradiente lineal y todos los arribos son refractados. La profundidad de la fuente no puede ser constreñida, porque en el primer caso una perturbación de la profundidad no cambia el tiempo origen, y en el segundo caso el tiempo origen cambiará linealmente con la profundidad. Si los residuos son en su mayor parte negativos (esto causado, por ejemplo, por una velocidad superficial demasiado grande), el hipocentro será localizado en el aire. Para evitar la inestabilidad mencionada, se introduce un factor de amortiguamiento  $\beta$ , en  $A^T A$ , antes de invertir la ecuación (6):

$$(A^T A + \beta^2 I) \Delta X = A^T \Delta t \quad (8)$$

Este método es llamado algoritmo de Levenberg-Marquardt (Crosson, 1976). El factor de amortiguamiento  $\beta^2$  tiene que ser ajustado para cada problema específico. En este trabajo el valor usado para  $\beta^2$ , determinado por ensayo y error, fue de 0.01.

El valor singular o descomposición espectral de  $A = U \Lambda V^T$  nos permite escribir (8) como:

$$(V \Lambda^2 V^T + \beta^2 I) \Delta X = V \Lambda U^T \Delta t \quad (9)$$

donde  $U$  contiene los eigenvectores que generan el espacio de datos,  $V$  contiene los vectores de  $A^T$  que generan el espacio del modelo, y  $\Lambda$  es una matriz diagonal con eigenvalores de  $A$  como

elementos. Resolviendo la ecuación (9) para  $\Delta X$  tenemos:

$$\Delta X = A((\Lambda^2 + \Theta^2 I)^{-1} \Lambda) U^T \Delta t \quad (10)$$

Los elementos de la matriz diagonal son  $\frac{\lambda_i}{(\lambda_i^2 + \Theta^2)}$ . La solución de la ecuación (6) existe siempre que los eigenvalores  $\lambda_i$  de  $A^T A$  sean cero.

### 3.4 MODELO DE VELOCIDADES

El modelo para la parte superior de la corteza usado en el presente trabajo se muestra esquematizado en la figura 6.

El adoptar una capa con gradiente de velocidad sobre un semiespacio con velocidad constante, en vez de una serie de capas permite el uso de una función distancia-tiempo analítica.

La función distancia-tiempo para el rayo directo es (McEvelly, 1966) :

$$t = \frac{1}{G} \left[ \cosh^{-1} \left( \frac{V_m}{V_0 + G d} \right) - \cosh^{-1} \left( \frac{V_m}{V_0} \right) \right] \quad (11)$$

donde  $G$  = gradiente de velocidad de la capa,

$V_0$  = velocidad inicial de la capa,

$V_m$  = velocidad del rayo en el fondo,

$d$  = profundidad del foco.

Para el rayo refractado, asumiendo que el buzamiento de la

interfase es pequeño, la función distancia-tiempo es :

$$\begin{aligned}
 t = & \frac{X}{V} \cos \beta + \frac{1}{G} \left[ \cosh^{-1} \left( \frac{V_m}{V_0 + G d} \right) + \cosh^{-1} \left( \frac{V_m}{V_0} \right) \right. \\
 & \left. - \cosh^{-1} \left( \frac{V_m}{V_0 + G Z_s} \right) - \cosh^{-1} \left( \frac{V_m}{V_0 + G Z_r} \right) \right] \\
 & + \frac{1}{G} \left\{ \left[ 1 - \left( \frac{V_0 + G Z_s}{V_h} \right)^2 \right]^{1/2} + \left[ 1 - \left( \frac{V_0 + G Z_r}{V_h} \right)^2 \right]^{1/2} \right. \\
 & \left. - \left[ 1 - \left( \frac{V_0 + G d}{V_h} \right)^2 \right]^{1/2} - \left[ 1 - \left( \frac{V_0}{V_h} \right)^2 \right]^{1/2} \right\} ; \quad (12)
 \end{aligned}$$

donde  $Z_s$  = profundidad al semiespacio debajo de la fuente.

Para la estimación del modelo de velocidades y la determinación de hipocentros, es necesario linealizar la función distancia-tiempo usando una expansión de primer orden. Así, pequeños cambios en la función de tiempo están relacionados con pequeños cambios en el modelo, de la siguiente manera :

$$\underline{\Delta t} = A \underline{\Delta m} \quad , \quad (13)$$

donde  $\underline{\Delta t}$  = vector residual = tiempo de arribo observado - tiempo de arribo calculado,

$A$  = derivadas parciales de la función distancia-tiempo con respecto a los parámetros del modelo,

$\underline{\Delta m}$  = vector solución.

$\underline{\Delta m}$  en el modelo de velocidades contiene correcciones a la velocidad y parámetros de la estructura. Se utilizó el algoritmo no lineal de mínimos cuadrados de Levenberg-Marquardt (Levenberg, 1944; Marquardt, 1963) para estimar  $\underline{\Delta m}$ , ya que este algoritmo asegura que  $A^T A$  es no-singular, y esto implica que siempre existe una solución. El algoritmo introduce un factor  $K$  en los elementos de la diagonal de  $A^T A$ , cuyo efecto es afinar el espectro de eigenvalores de  $A$ , de manera que los eigenvalores pequeños son aumentados, pero los eigenvalores grandes son dejados esencialmente sin cambio. El algoritmo de Levenberg-Marquardt (Crosson, 1976) podría ser obtenido minimizando la suma de los residuos pesados y entonces los vectores solución serían :

$$\begin{aligned}
 & (A \underline{\Delta m} - \underline{\Delta t})^T (A \underline{\Delta m} - \underline{\Delta t}) + K \underline{\Delta m}^T \underline{\Delta m} \\
 & \underline{\Delta m} = (A^T A + K I)^{-1} A^T A \quad (14)
 \end{aligned}$$

Las matrices de resolución y covariancia podrían escribirse, respectivamente como :

$$\begin{aligned}
 & R = (A^T A + K I)^{-1} A^T A \\
 & G = (A^T A + K I)^{-1} A^T A ((A^T A) + K I)^{-1} \quad (15)
 \end{aligned}$$

El valor de  $K$  debe ser lo suficientemente grande para asegurar un afinamiento de los eigenvalores para una inversión estable, pero lo suficientemente pequeño para asegurar una buena resolución y errores estandard confiables. Cuando  $K$  es menor que 1, la resolución y los errores estandard estimados se aproximan a los mínimos cuadrados estandard; si  $K$  es mayor que 1, la

resolución es pobre y se obtienen errores estandar artificialmente bajos.

El modelo de velocidades empleado en el presente trabajo (Tabla V) fue determinado por Stolte (1986) a partir de la inversión de los tiempos de arribo de las ondas P y S observadas en la región. El valor de las velocidades de este modelo coincide con el modelo propuesto por Castrejón et al. (1988) (modelo de 5 capas planas y dos capas inclinadas) para un rango grande de profundidades; las diferencias entre las velocidades de los dos modelos ocurren en los primeros 10 Km .

### 3.5 MAGNITUD DE LOS EVENTOS

Para el cálculo de magnitudes se utilizó la relación (González, 1980):

$$M_c = 1.87 \log (\tau) - 0.86 \quad ; \quad (16)$$

donde ( $\tau$ ) es la duración total del evento. Aunque existen otras relaciones para calcular magnitud de coda, se eligió (16) por considerarla más apropiada para este conjunto de datos, ya que para determinarla se utilizaron instrumentos del mismo tipo de los empleados en este proyecto y datos de la región de Oaxaca, la cual presenta características similares (buzamiento de la placa  $\sim 12^\circ$ , velocidad de convergencia  $\sim 6.3 \text{ cm año}^{-1}$ , velocidades similares en la corteza (Drowley et al., 1978)) a las de nuestra región de estudio.

La incertidumbre en las lecturas de las codas es de  $\pm 10\text{s}$  aproximadamente, por lo tanto se estima un error pequeño para la magnitud calculada ( $\pm 2$  unidades para los eventos más pequeños).

error despreciable para los grandes). Los valores de las magnitudes se reportan en la Tabla IV, y en la figura 5 se muestra la distribución espacial de los epicentros identificados por magnitudes.

## IV. ANÁLISIS DE LOS DATOS

### 4.1 SISMICIDAD Y PERFILES

La distribución superficial de los epicentros de los 71 eventos seleccionados (Tabla IV) mostrada en la figura 7, sugiere la existencia de dos grupos de epicentros con distintas características. El grupo 1 corresponde a los eventos de la región de Acapulco y el grupo 2 corresponde a los eventos de la región de Ometepec. Ambos grupos muestran epicentros distribuidos densamente en la banda de los 60 a los 120 km medidos a partir de la trinchera, esta banda comprende las áreas de ruptura de los sismos de 1907 ( $M_s = 8.0$ ), 1937 ( $M_s = 7.5$ ), 1950 ( $M_s = 7.3$ ), 1957 ( $M_s = 7.5$ ), 1962 ( $M_s = 7.2$ ), 1968 ( $M_s = 7.1$ ) y 1982 ( $M_s = 7.0$ ).

En la figura 7 se muestra también la posición de un corte AA' perpendicular a la trinchera; en esta zona (Acapulco y Ometepec) la trinchera presenta un rumbo aproximado de  $N23^\circ E$ .

La figura 8 presenta los hipocentros de los grupos 1 y 2, respectivamente, proyectados sobre el corte AA'; la línea inclinada representa la interfase entre corteza continental y la placa subducida, empleada en el modelo de velocidades.

En estos perfiles se pueden apreciar las siguientes diferencias: la región de Ometepec presenta eventos localizados entre la trinchera y la costa que no se observan para la región de Acapulco. Tierra adentro, a partir de una distancia de 120 Km (medida desde la trinchera), aproximadamente, la sismicidad es casi nula para la región de Ometepec, mientras que la sismicidad alcanza los 180 km para la región de Acapulco. Estas últimas

observaciones pueden ser debidas al relativamente corto tiempo de muestreo, pero es muy claro que éste no es el caso para las diferencias en actividad cercana a la trinchera.

Como a simple vista las distribuciones mostradas en la figura 8 sugieren una posible diferencia en el echado de las respectivas zonas de Benioff, se llevaron a cabo ajustes de rectas por mínimos cuadrados a ambas distribuciones, obteniéndose buzamientos para la zona de Benioff de  $\sim 12^\circ$  en la región de Acapulco y de  $\sim 10^\circ$  para la de Ometepepec. Esta diferencia no es significativa, sobre todo si tomamos en cuenta la dispersión tan grande que muestran los datos; por lo tanto podemos decir que no hay una diferencia apreciable en el echado de la zona de Benioff para ambas regiones.

#### 4.2 MECANISMO DE FALLA

Trabajar con microsismicidad registrada por una red local permite tener una cobertura acimutal aceptable que posiblemente no se tendría con estaciones permanentes para eventos pequeños. La cobertura acimutal es importante para determinar el mecanismo focal cuando no se tiene una red densa de estaciones. Para determinar el tipo de falla asociado con algunos temblores de la figura 5, se determinaron los mecanismos focales de treinta y seis de los eventos registrados, seleccionados según el criterio de que tuvieran registradas al menos 6 polaridades claras.

Para este efecto, fue necesario identificar en el registro correspondiente a la componente vertical la dirección de los primeros arribos para cada evento. Utilizando el acimut ( $A_2$ ) y el ángulo de salida ( $i_2$ ) del rayo, se procedió a obtener los patrones de compresiones y dilataciones para cada temblor. Se graficaron

las polaridades de los primeros arribos, para cada pareja de ( $A_z, i_z$ ), sobre una proyección estereográfica de igual área (red de Schmidt) del hemisferio superior focal. Para el caso de ondas refractadas, se sumó  $180^\circ$  al acimut. Obtenidos los patrones de compresiones y dilataciones se procedió a trazar los planos nodales, esto es, aquellos que separan compresiones de dilataciones, y que corresponden al plano de falla y a un plano auxiliar perpendicular a él.

La solución del mecanismo focal no permite identificar cuál de los planos es el de falla, por lo que es necesario apoyarse en información geológico-tectónica de la región donde ocurre el temblor para resolver esta ambigüedad. Para los casos en que la orientación de los planos no estaba completamente definida por los datos, se utilizó la orientación que concordara mejor con los patrones de esfuerzos regionales sugeridos por la tectónica local, i.e. esfuerzos perpendiculares a la dirección de subducción.

Basándose en las variaciones aceptables en el ajuste de la posición de los planos nodales, se estima la incertidumbre máxima en la solución de los mecanismos focales en  $25^\circ$  para el rumbo ( $\phi$ ) y en  $15^\circ$  para la inclinación ( $\delta$ ) de los planos nodales. Sin embargo, esta incertidumbre máxima en  $\phi$  y  $\delta$  no cambia el tipo de mecanismo de falla determinado para los temblores.

Los símbolos "\*" y "o" utilizados para representar los mecanismos de los hipocentros en las figuras 9a y 9b, indican mecanismos inversos y normales, respectivamente. Estas figuras permiten visualizar la distribución de esfuerzos para la zona de Benioff en cada una de las regiones. En la figura 10 se muestra la distribución superficial de los mecanismos focales y los diagramas de éstos se pueden ver en las figuras 11 y 12. En la

Tabla VI se listan los valores del rumbo ( $\phi$ ), la inclinación ( $\delta$ ) y el deslizamiento ( $\lambda$ ) para los planos nodales de cada evento.

La figura 9a muestra los diferentes mecanismos de falla para 17 eventos de la región de Acapulco. Éstos se distribuyen en segmentos ajenos, algunos de ellos muy bien definidos según su tipo de mecanismo. El primer segmento, localizado aproximadamente en el intervalo de 10 a 27 km de profundidad y con unos 32 km de largo entre los kilómetros 60 y los 92 de la trinchera, presenta fallas inversas. El segundo, que se encuentra de 20 a 38 km de profundidad y tiene una extensión de 42 km, aproximadamente, entre los kilómetros 82 y 126, presenta fallas normales. A partir de los 128 km ocurren de nuevo fallas inversas y, posiblemente, para distancias mayores de 180 km ocurren mecanismos normales, aunque no se tienen suficientes eventos a partir de los 128 km como para definir estos segmentos sin lugar a dudas.

En la figura 9b observamos también la Zona de Benioff dividida en segmentos ajenos bien definidos de acuerdo al tipo de falla que presentan los eventos en esta región. El primer segmento, localizado entre la trinchera y la costa en un intervalo de 10 a 38 km de profundidad, aproximadamente, y unos 38 km de largo, presenta fallas normales. El segundo segmento, localizado en un intervalo aproximado de 16 a 28 km de profundidad y alrededor de 46 km de extensión entre los kilómetros 60 y los 106, presenta fallas inversas. A partir de los 108 km tenemos de nuevo fallas normales, aunque no tenemos suficientes eventos para poder definir bien la existencia de otra banda.

El segmento de mecanismos inversos que se encuentra entre los 60 y los 106 km, y el cambio a mecanismos normales más allá de los 106 km son comunes a ambas regiones.

## V. RESULTADOS Y DISCUSION

I. El patrón de sismicidad mostrado en la figura 5 indica que la zona de quietud en la región comprendida entre  $16^{\circ}$ - $17.2^{\circ}$ N y  $98.5^{\circ}$ - $99.7^{\circ}$ W propuesta por McNally (1981) y confirmada por un trabajo de campo (Nava et al., 1982) empleando estaciones portátiles, ya no existe, al menos para eventos de magnitud coda,  $M_c \geq 2.1$ .

La actividad microsísmica en la zona de quietud puede ser actividad premonitora a un sismo grande en esta región, pues puede corresponder a la etapa  $\beta$  de preeventos, la cual corresponde a la reiniciación de la actividad microsísmica premonitora tras un periodo de quietud (Mogi, 1969); la etapa  $\beta$  es común en lugares donde la estructura no es uniforme (Ohtake et al., 1977). Este patrón de actividad premonitora, por ejemplo, fue observado para la región donde ocurrió el sismo de 1968 (Tajima y McNally, 1983).

II. Los patrones de sismicidad para las regiones de Acapulco y Ometepec son diferentes, tanto cerca de la costa como tierra adentro.

La diferencia en sismicidad cercana a la trinchera puede ser debida a que en la región de Ometepec estamos observando pseudo réplicas tardías (de las cuales hablaremos más adelante) del temblor de 1982 entre la costa y la trinchera, mientras que para la región de Acapulco no se observan ya réplicas (o pseudo réplicas) del último temblor grande ( $M_s = 7.5$ ) ocurrido en 1957.

La frontera entre los grupos (definidos por el corte AA') coincide con un accidente en la batimetría de la trinchera (fig 5) (Couch y Woodcock, 1981) y pueda corresponder a algún cambio en la estructura de la placa subducida, reflejada en la sismicidad tierra adentro; la Carta Geológica de México (Comite de la Carta Geológica de México, 1976) no muestra diferencias a nivel regional en la geología superficial de las dos zonas, lo cual implica que posiblemente las diferencias que puedan existir entre ellas sean privativas de la corteza oceánica.

III El echado de la Zona de Benioff para ambas regiones es del orden de  $12^\circ$ .

Este echado coincide con el ángulo de buzamiento del plano de falla obtenido para el temblor de 1982 (Astiz y Kanamori, 1984), y con el buzamiento de la placa subducida propuesto por Castrejón et al. (1988).

Aprovechando este resultado podemos estimar aproximadamente el ancho de la faja, centrada sobre la interfase en la cual se concentra la deformación, a partir de las relaciones:

$$\dot{E}_{xy} = \frac{V_c \cos 12^\circ}{\Delta y} \quad , \quad \dot{\sigma} = \mu \dot{E}_{xy} \quad ,$$

por lo tanto 
$$\Delta y = \frac{\mu V_c \cos 12^\circ}{\dot{\sigma}} \quad ,$$

donde  $\Delta y$  es el ancho que abarca la deformación (asumida plana),  $V_c$  es la velocidad de convergencia de las placas ( $\sim 6.3$  cm año<sup>-1</sup> (Minster y Jordan, 1978)),  $\mu$  es la rigidez ( $3.3 \cdot 10^{11}$  dinas cm<sup>-2</sup>) y  $\dot{\sigma}$  es la velocidad de acumulación de esfuerzo.

Considerando que el tiempo de recurrencia para eventos grandes para esta región es del orden de 50 años (McNally y Minster, 1981; Nishenko y Singh, 1987) y que sus caídas típicas de esfuerzo son bajas, del orden de 30 bars o menores (Reyes et al., 1979; Chael y Stewart, 1982; Tajima y McNally, 1983; Astiz et al., 1987) se obtiene  $\Delta y \sim 12$  km .

De existir diferencias para el buzamiento de la placa subducida entre las dos regiones estudiadas, no se trata de diferencias apreciables, por lo menos para la definición de nuestros datos.

IV. Al norte de ambas regiones no fue observada actividad sísmica.

Plausiblemente, esta región corresponde a la zona de escasa sismicidad observada por LeFevre y McNally (1985); aunque la ausencia de sismicidad puede ser también debida al poco tiempo de observación durante el experimento, se puede afirmar que el nivel de sismicidad es allí menor que para el resto de la zona de estudio. Esta observación precluye el patrón "de dona" (Kanamori, 1981; Mogi, 1969) premonitor a un terremoto inminente.

V. No existe sismicidad en las zonas nororiental y suroccidental aledañas a la red.

Esto puede ser debido al corto tiempo de monitoreo local de la actividad sísmica, pero de nuevo indica un nivel menor de sismicidad que al centro de la zona de estudio.

VI. Existe un segmento de fallas inversas, del orden de 40 Km, común para las dos regiones.

Este resultado es muy importante pues permite constreñir una las dimensiones de las posibles áreas de ruptura de los terremotos ocurridos en la banda de esfuerzo compresional, que es donde han ocurrido los grandes terremotos costeros, todos ellos de mecanismo inverso (Chael y Stewart, 1982).

La propagación de una ruptura sísmica se detiene al alcanzar regiones en las cuales el nivel de esfuerzo, aunque del mismo tipo (compresivo o de tensión) del que causa la ruptura sea bajo (Nava y Lomnitz, 1988; Nava 1987); por lo tanto, una ruptura dejará de propagarse al penetrar en regiones donde el esfuerzo no solamente es bajo, sino que es de signo contrario al que acelera la falla. De esta manera, podemos afirmar que el área de ruptura de los sismos originados en la banda de compresión no se extenderá grandemente dentro de las áreas colindantes.

Este resultado excluye la posibilidad de ocurrencia de un terremoto cuya área de ruptura se extienda desde la costa, por ejemplo desde Ometepec, hasta la zona de sismos intermedios, por ejemplo Huajuapán de León. Un sismo tal representaría un peligro muy grande, ya que tendría un momento enorme y causaría indudablemente enormes daños.

Como aplicación del resultado anterior, podemos considerar que el máximo ancho de la zona de ruptura de los posibles terremotos en esta región será del orden del ancho de la banda de compresión, 40 Km, o, posiblemente un poco (~ 25 % (?)) más

por la posible invasión de las bandas adenañas (sobre todo hacia la trinchera) debida a la inercia de la falla. Para conocer el área de las posibles rupturas máximas solo se necesita ahora estimar la dimensión a lo largo de la costa.

A continuación se proponen algunos valores posibles de magnitud ( $M_s$ ) y momento sísmico ( $M_0$ ) en función del área de la falla, para la posible ocurrencia de sismo grande en la región, utilizando las siguientes relaciones de Wyss (1979) y Kanamori y Anderson (1975), respectivamente:

$$\text{Log } S = 1.02 M_s - 4.01$$

$$\text{Log } M_0 = 1.5 M_s + 16.0$$

donde  $S$  = área de la falla

a) Considerando una longitud de área de ruptura del orden de, 80 Km, a lo largo de la costa, correspondiente a la observada para el temblor de 1957, y el ancho de la banda de esfuerzos compresivos ( $a = 40$  km) obtenido en este trabajo obtenemos:

$$\begin{aligned} S &= 3200 \text{ km}^2, \\ M_s &= 7.4, \\ M_0 &= 1.3 \cdot 10^{13} \text{ N m}, \end{aligned}$$

y podemos observar que el valor obtenido para la magnitud es sólo ligeramente menor que el observado (Tabla I). Si consideramos una longitud de 124 km que incluye el área ocupada por las aparentes réplicas situadas entre la costa y la trinchera (de las cuales tratará más adelante) se obtiene:

$$\begin{aligned} S &= 9920 \text{ km}^2, \\ M_s &= 7.8, \\ M_0 &= 5.6 \cdot 10^{13} \text{ N m}, \end{aligned}$$

y la magnitud calculada es bastante mayor que la magnitud observada, lo cual indica que el área está sobreestimada y plantea la pregunta de si las aparentes réplicas lo son realmente. Considerando, por último, la misma longitud ( $l = 80$  km) y el ancho de ruptura incrementado en 25 % ( $a = 50$  Km) se obtiene:

$$\begin{aligned} S &= 4000 \text{ km}^2, \\ M_s &= 7.5, \\ M_0 &= 1.6 \cdot 10^{13} \text{ N m}, \end{aligned}$$

el valor calculado de la magnitud concuerda con el valor observado.

b) Considerando una longitud de ruptura ( $l = 140$  km) a lo largo de la costa, correspondiente a la del temblor de 1907 propuesta por Nishenko y Singh (1987), y el ancho de 40 km, obtenemos:

$$\begin{aligned} S &= 5600 \text{ km}^2, \\ M_s &= 7.6, \\ M_0 &= 2.6 \cdot 10^{13} \text{ N.m.}; \end{aligned}$$

si consideramos la misma longitud y un 25% más en el ancho se obtiene:

$$\begin{aligned} S &= 7000 \text{ km}^2, \\ M_s &= 7.7, \\ M_0 &= 3.6 \cdot 10^{13} \text{ N m}; \end{aligned}$$

los valores que se obtienen para la magnitud son menores que el valor observado para ésta, esto puede deberse a que la longitud está subvaluada. Suponiendo que las áreas de ruptura de los eventos de 1937, 1950, 1957, 1962, y 1982 abarcan el área de ruptura del temblor de 1907, resulta una longitud de ruptura de 235 km; considerando esta longitud y el ancho incrementado en 25 %, resulta:

$$\begin{aligned}
 S &= 11766 \text{ km}^2, \\
 M_s &= 7.9, \\
 M_0 &= 7.6 \cdot 10^{19} \text{ N m},
 \end{aligned}$$

que es una magnitud más cercana al valor observado.

VII. En la región de Ometepec existe un segmento de sismos con mecanismo normal, entre la trincherera y la costa.

Considerando que todos estos eventos tienen mecanismo contrario al del evento principal y a los de las réplicas ocurridas sobre el área de ruptura del mismo, se puede suponer que puede tratarse de sismos tensionales producidos por el dobléz de la placa oceánica que recién alcanza la posición donde debe doblarse, debido al corrimiento causado por el sismo principal. De esta manera, aunque estos eventos son causados por el sismo principal, no son verdaderas réplicas de él, y no ocurren en el área de ruptura, por lo que las llamaremos "pseudo réplicas de dobléz".

La inclusión de pseudo réplicas de dobléz para el cálculo del área de la falla tiene consecuencias importantes, ya que  $M_s$  y  $M_0$  estarían sobrevaluadas y, la caída de esfuerzo calculada estaría subvaluada, puesto que es inversamente proporcional al cubo del radio del área de la falla.

## AGRADECIMIENTOS

Deseo expresar mi agradecimiento a las siguientes personas e instituciones:

De manera muy especial al Dr. Alejandro Nava por su atinada e invaluable dirección en la elaboración de este trabajo.

A los profesores:           Dr. Jaime Yamamoto  
                                  Dr. Shri Krishna Singh  
                                  Dr. Mario Chavez  
                                  Dr. Juan Manuel Espindola  
                                  Dr. Ramón Zúñiga

M. en C. Miguel Rodríguez

por haber aceptado formar parte de la Comisión Dictaminadora que revisó este trabajo, así como por sus sugerencias al respecto.

A la Dra. Karen McNally, M. en C. Christian Stolte, Sr. Jim Cullen y Dr. Gerry Simila de la Universidad de California en Santa Cruz, por su valiosa colaboración durante el desarrollo del proyecto.

A los ingenieros José Luis Valadez, Martín Fuentes, Humberto Gómez y el Sr. Javier Ceja encargados del mantenimiento de las estaciones.

A Dr. Luis Munguía, Dr. Cecilio Rebollar, M. en C. Javier González, Ing. Tan Yi, Ing. Javier Lermo, M. en C. Servando de la Cruz, Fis. Guillermo Suxo, Sr. Rogelio López; por su valiosa colaboración en el trabajo de campo.

A CONACYT por haber financiado este proyecto (Núm. ICEXNA-022123).

A la dirección del Instituto de Geofísica por haber apoyado el trabajo de campo con personal administrativo.

Al Gobierno del estado de Guerrero, a la Comisión Federal de Electricidad, a SCT del estado de Guerrero, Instituto Oceanográfico de Manzanillo, a la Facultad de Ingeniería de la UNAM, por las facilidades otorgadas durante el proyecto.

## REFERENCIAS

Astiz, L. and H. Kanamori (1984). An earthquake doublet in Ometepec, Guerrero, Mexico. Phys. Earth Planet. Inter., **34**, 24-45.

Astiz, L., H. Kanamori and H. Eissler (1987). Source characteristics of earthquakes in the Michoacan seismic gap in Mexico. Bull. Seism. Soc. Am., **77**, 1326-1346.

Beroza, G., J.A. Rial and K.C. McNally (1984). Source mechanisms of the June 7, 1982, Ometepec, Mexico earthquake. Geophysical Research Letters, **11**, 689-692.

Bevis, M. and B. Isacks (1984). Hypocentral trend surface analysis: Probing the geometry of Benioff zones. Journal Geophysical Research, **89**, 6153-6170.

Brune, J. (1968). Seismic moment, seismicity and rate of slip along major fault zones. Journal Geophysical Research, **73**, 777-784.

Burbach, G.V., C. Frohlich, W.D. Pennington and T. Matumoto (1984). Seismicity and tectonics of the subducted Cocos Plate. Journal Geophysical Research, **89**, 7719-7735.

Castrejón, F., A. Porres and F. Nava (1988). A velocity model perpendicular to the Acapulco trench based on RESMAC data. Geofis. Int., **27**, en prensa.

Chael, E. and G.S. Stewart (1982). Recent large earthquakes along the Middle American trench and their implications for the subduction process. Journal Geophysical Research, **87**, 329-338.

Couch, R. and S. Woodcock (1981). Gravity and structure of the continental margins of southwestern Mexico and northwestern Guatemala. Journal Geophysical Research, **86**, 1829-1840.

Crosson, R.S. (1976). Crustal structure modeling of earthquake data, 1. Simultaneous least squares estimation of hypo-center and velocity parameters. Journal Geophysical Research, **81**, 3036-3046.

Dean, B.W. and C.L. Drake (1978). Focal mechanism solutions and tectonics of the Middle America Arc. J.Geol., **86**, 111-128.

Drowley, D., K.C. McNally and L. González (1978). A dipping gradient layer velocity model for southern Mexico. Geofis.Int., **17**, 387-392.

Drowley, D. and K.C. McNally (1980). Location of earthquake swarm events near Palmdale, California, using a linear gradient velocity model. Bull.Seismol.Soc.Am., **70**, 2145-2158.

Eissler, H., L. Astiz and H. Kanamori (1986). Tectonic setting and source parameters of september 19, 1985 Michoacan, Mexico earthquake. Geophys.Res.Letters, en prensa.

Fedotov, S. (1965). Regularities of the distribution of strong earthquakes in Kamchatka, the Kurile islands and northeastern Japan. Tran.Acad.Sc.USSR, Inst.Phys.Earth, **36**, 66-93.

Fujita, K. and H. Kanamori (1981). Double seismic zones and stresses of intermediate depth earthquakes. Geophys. J. R. astr. Soc., **66**, 131-156.

González, L (1980). Estudio de las réplicas (29 de Nov. - 17 de Dic., 1978  $M_s \geq 3.0$ ) del temblor de Oaxaca del 29 de noviembre de 1978. Calibración de magnitudes. Tesis de licenciatura.

González-Ruiz, J. and K.C. McNally (1986). Seismic slip gap and potencial for a large multiple-shock earthquake sequence in Guerrero, Mexico. Bull. Seis. Soc. Am., **58**, 1193-1241.

Isacks, B., J. Oliver and J.R. Sykes (1968). Seismology and the new global tectonics. J. Geophys. Res., **73**, 5855.

Isacks, B. and P. Molnar (1969). Mantle earthquake mechanism and the sinking of the lithosphere. Nature, **223**, 1121-1124.

Isacks, B. and P. Molnar (1971). Distribution of stresses in the descending lithosphere from a global survey of focal-mechanism solutions of mantle earthquake. Reviews of Geophysics and Space Physics, **9**.

Kanamori, H. (1977). Seismic and aseismic slip along subduction zones and their tectonic implications. I, American Geophysical Union.

Kanamori, H. and D. L. Anderson (1975). Theoretical basis of some empirical relations in seismology. Bull. Seis. Soc. Am., **65**, 1073-1095.

Kanamori, H. (1981). The nature of seismicity patterns before large earthquakes. En Earthquake prediction -- An international review, Simpson, D. y P. Richards (Eds.), Maurice Ewing Series 4, American Geophysical Union, 1-19.

Kelleher, J., L. Sykes and J. Oliver (1973). Possible criteria for predicting earthquake locations and their application to major plate boundaries of the Pacific and Caribbean. J. Geophys. Res., **78**, 2547-2585.

Lee, W. and J.C. Lahr (1975). HYP071: A computer program for determining hypocenter magnitude and first motion pattern of local earthquake. U.S. Geol. Surv., Open File Re-port, 75-311.

LeFevre, L.V. and K.C. McNally (1985). Stress distribution and subduction of aseismic ridges in the Middle America subduction zone. J. Geophys. Res., **90**, 4495-4510.

Lesage, P. (1984). Determinación de parámetros focales del temblor de Huajuapán de León, Oaxaca, del 24 de octubre de 1980, usando sismogramas sintéticos de ondas compresionales y un método de inversión linealizada. Geofis. Int., **23**, 57-72.

Mammerickx, J. and K.D. Klitgord (1982). Northern East Pacific Rise: Evolution from 25 m.u. B.P. to the present. J. Geophys. Res., **87**, 6751-6759.

McCann, W., S. Nishenko, L. Sykes and J. Krause (1979). Seismic gaps and plates tectonics: seismic potentiation for major boundaries. Pageoph. **117**, 1082-1147.

McEvelly, T. (1966). Crustal structure estimation within a large scale array. Geophys. J. R. astr. Soc., **11**, 13-17.

McNally, K.C. (1981). Plate subduction and prediction of earthquakes along the Middle America Trench. Maurice Ewing Ser. **4** AGU, Washington D.C., 63-67.

McNally, K.C. and J.B. Minster (1981). Nonuniform seismic slip rates along the Middle America Trench. J. Geophys. Res., **86**, 4949-4959.

McNally, K.C., J. González-Ruiz and C. Stolte (1986). Seismogenesis of the 1985 great ( $M_s = 8.1$ ) Michoacan, Mexico earthquake. Geophysical Research Letters, **13**, 581-584.

Meyer, R.P., W.D Pennington, L.A. Powell and W.L. Unger (1980). A first report on the Petatlan, Guerrero, Mexico earthquake of the 14 march. Geophysical Research Letters, **7**, 97-100.

Minster, J.B. and T.H. Jordan (1978). Present-day plate motions. J. Geophys. Res., **83**, 5331-5354.

Mogi, K. (1969). Some features of recent seismic activity in and near Japan (2), activity before and after great earthquake. Bull. Earthquake Res. Inst. Univ. Tokio, **47**, 395-417.

Mogi, K. (1985) Earthquake prediction. Acad. Press Inc., EUA.

Molnar, P. and L.R. Sykes (1969). Tectonics of the Caribbean and Middle America regions. Geol. Soc. Am. Bull., **80**, 1639-1684.

Molnar, P., D. Freedman and J.S. Shih (1979). Lengths of intermediate and deep seismic zones and temperatures in downgoing slabs of lithosphere. Geophys.J.R.Astron.Soc., **56**, 41-54.

Mooser, F. (1972). The Mexican volcanic belt; Structure and tectonics. Geof.Internal., **17**, 55-70.

Munguia, L., G.W. Simila, K.C. McNally and H. Thompson (1986). The september 19, 1985 Michoacan earthquake: aftershock acceleration data recorded by a temporary installation of strong motion instruments. Geophysical Research Letters, **13**, 581-584.

Nava, F.A. (1986). A program for 2D seismic-ray tracing in Benioff zones. Computers and Geosciences, **12**, 207-219.

Nava, F., G. Beroza and K. McNally (1982). Microseismicity of the Acapulco quiescent zone. (abstrc.) EOS, **63**, 1040.

Nava, F., V. Toledo and C. Lomnitz (1985). Plate waves and the 1980 Huajuapán de León, Mexico, earthquake. Tectonophysics, **112**, 463-492.

Nava, F. (1987). Simulación en ordenador del proceso de ruptura sísmica. Reporte interno Catedra de Geofísica, Universidad Complutense de Madrid, pp. 82.

Nishenko, S.P. and S.K. Singh (1987). The Acapulco-Ometepec, Mexico, earthquakes of 1907-1982: Evidence for a variable recurrence history. Bull.Seis.Soc.Am., **77**, 1359-1367.

Nixon, G.T. (1982). The relationship between Quaternary volcanism in Central Mexico and the seismicity and structure of subducted ocean lithosphere. Geol.Soc.Am.Bull., 93, 514-523.

Ohtake, M., T. Matumoto y G. Latham (1977). Seismicity gap near Oaxaca, southern Mexico as a probable precursor to a large earthquake. Pageoph, 115, 375-385.

Reyes, A., J. Brune y C. Lomnitz (1975). Source mechanism and aftershock study of the Colima, Mexico, earthquake of January 10, 1973. Bull.Seis.Soc.Am., 69, 1819-1840.

Ruff, L. and H. Kanamori (1980). Seismicity and the subduction process. Phys.Earth Planet.Inter., 23, 240-252.

Ruff, L. and H. Kanamori (1983). Seismic coupling and uncoupling at subduction zones. Tectonophysics, 99, 99-117.

Sadovsky, M. and I. Nersesov (1974). Forecast of earthquake on the basis of complex geophysical features. Tectonophysics, 23, 247-255.

Santó, T. (1975). New aspects of the earthquake generation. International Institute of Seismology and Earthquake Engineering, IISEE Lecture Notes No. 5 .

Shor, G.G. and R.L. Fisher (1961). Middle America Trench: Seismic refraction studies. Geol.Soc.Am.Bull., 72, 721-730.

Singh, S., L. Astiz and J. Havskov (1981). Seismic gaps and recurrence period of large earthquakes along the Mexican subduction zone: a reexamination. Bull.Seis.Soc.Am., 71, 827-843.

Singh, S., J.M. Espindola, J. Yamamoto and J. Havskov (1982). Seismic potential of Acapulco-San Marcos region along the Mexican subduction zone. Geophysical Research Letters, **9**, 633-636.

Singh, S., T. Dominguez, R. Castro and M. Rodriguez (1984). P waveform of large, shallow earthquakes along the Mexican subduction zone. Bull. Seism. Soc. Am., **74**, 2135-2156.

Stoiber, R.E. and M.J. Carr (1973). Quaternary volcanic and tectonic segmentation of Central America. Bull. Volcanol., **34**, 304-302.

Stolte, C., K.C. McNally and J. González-Ruiz (1986). Fine structure of a postfailure Wadati-Benioff zone. Geophysical Research Letters **13**, 577-580.

Suyehiro, S. and H. Sekiya (1972). Foreshocks and earthquakes prediction. Tectonophysics, **14**, 219-225.

Tajima, F. and K.C. McNally (1983). Seismic rupture patterns in Oaxaca, Mexico. Journal Geophysical Research, **88**, 4263-4275.

Uyeda, S. and H. Kanamori (1979). Back-arc opening and the mode of subduction. J. Geophys. Res., **84**, 1049-1061.

Uyeda, S. (1982). Subduction zones: An introduction to comparative subductology. Tectonophysics, **81**, 133-159.

Valdes, C.M., W.D. Mooney, S.K. Singh, R.P. Meyer, C. Lomnitz, J.H. Luetgert, C.E. Helsley, B.T.R. Lewis and M. Mena (1986). Crustal structure of Oaxaca, Mexico, from seismic refraction measurements. Bull. Seis. Soc. Am., 76, 547-563.

Vlaar, N and M. Wortel (1976). Lithospheric aging, instability, and subduction. Tectonophysics, 32, 331-351.

Yamamoto, J., Z. Jimenez and R. Mota (1984). El temblor de Huajuapán de León, Oaxaca, México, del 24 de octubre de 1980. Geofís. Int., 23, 83-110.

Wang, S., K.C. McNally and R.J. Geller (1982). Seismic strain release along the Middle America Trench, Mexico. Geophysical Research Letters, 9, 182-183.

Wortel, M. and N. Vlaar (1978). Age-dependent subduction of oceanic lithosphere beneath western south America. Phys. Earth Planet. Inter., 17, 201-208.

Wyss, M. (1979). Estimating maximum expectable magnitude of earthquakes from fault dimensions. Geology, 7, 336-340.

TABLA I

EVENTOS HISTÓRICOS

Evento	1907	1937	1950	1957	1962	1982
$M_s$	8.0	7.5	7.3	7.5	7.2	7.0
$M_c$ ( $\times 10^{17}$ )	5.9	1.5	0.6	3.3	0.9	0.3
Modo de ruptura	C	S	C	C	S	C
Longitud (Km)	140	90	70	70	-	45

C = complejo ; S = simple

Esta tabla fue tomada de Nishenko y Singh (1987).

TABLA II

COORDENADAS DE LAS ESTACIONES

ESTACIÓN	LATITUD ( $^{\circ}$ N)	LONGITUD ( $^{\circ}$ W)
ACA	16.870	99.858
ACX	16.870	99.858
ACT	18.180	98.082
CAG	16.592	98.910
CHC	17.600	99.553
CHL	17.585	99.180
CHI	17.585	99.180
FCH	16.410	98.102
GUT	17.508	97.520
HUA	17.818	97.794
III	18.376	99.468
MZC	17.933	99.594
OMR	16.665	98.491
OMT	16.665	98.491
PIN	16.377	98.093
PIO	16.395	98.127
SCZ	18.173	97.692
SRM	16.789	99.394
SMS	17.488	98.011
SMZ	16.764	97.993
TLA	17.535	98.588
TER	17.169	99.533

TABLA III

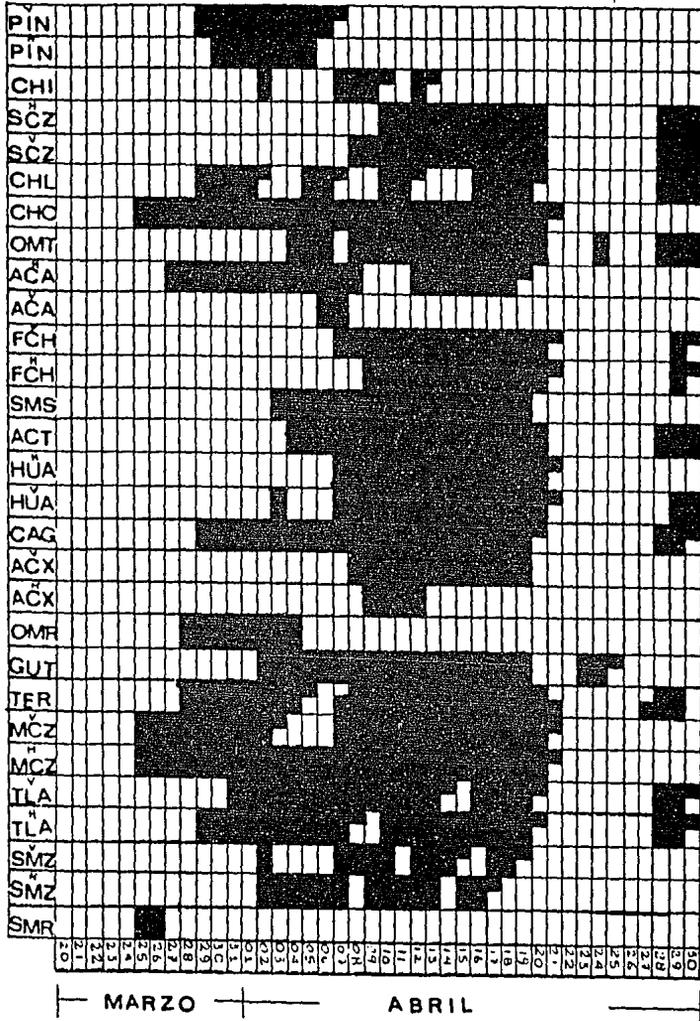


TABLA IV

EVENTOS SELECCIONADOS

NÚMERO DE EVENTO	FECHA Mes/Día	HORA:MIN (CUT)	LATITUD (°N)	LONGITUD (°W)	PROF. (Km)	MAG. (M <sub>c</sub> )
1	03 25	13:35	17.42	99.70	33.83	3.4
2	03 26	17:14	17.16	99.60	46.32	2.5
3	03 27	00:40	17.02	99.56	34.35	3.4
4	03 30	11:48	16.22	98.63	16.00	3.8
5	03 31	15:00	17.06	99.83	37.00	2.7
6	04 01	07:40	16.59	98.44	20.97	2.2
7	04 02	14:43	18.08	98.81	44.63	2.8
8	04 04	12:33	16.30	98.00	20.68	3.3
9	04 05	02:46	16.41	98.68	19.02	2.7
10	04 05	07:59	17.33	100.25	17.77	3.1
11	04 05	12:07	16.57	98.52	20.29	3.0
12	04 06	07:00	17.94	99.40	48.25	2.6
13	04 06	08:58	17.83	99.26	62.73	3.0
14	04 06	10:37	17.15	99.57	29.19	3.3
15	04 06	11:57	17.09	99.79	36.55	3.3
16	04 06	17:12	16.84	98.95	33.24	3.3
17	04 07	04:37	16.52	98.96	17.68	3.0
18	04 07	04:46	16.70	98.34	25.61	3.2
21	04 08	00:12	16.93	98.82	30.79	3.0
23	04 08	15:07	16.63	98.57	08.75	2.2
24	04 08	16:08	16.00	98.44	10.22	3.6
25	04 08	20:33	16.33	98.10	17.34	2.4

Continuación de la TABLA IV

NÚMERO DE EVENTO	FECHA Mes/Día	HORA:MIN (CUT)	LATITUD (°N)	LONGITUD (°W)	PROF. (Km)	MAG. (M <sub>c</sub> )
26	04 08	21:11	16.35	98.12	17.48	3.0
27	04 08	21:37	16.37	98.15	14.85	3.1
28	04 09	07:48	16.59	98.43	17.14	2.6
29	04 09	09:06	16.60	98.39	23.64	2.2
30	04 09	09:12	17.06	99.26	21.42	2.5
32	04 09	19:55	16.17	98.31	35.89	2.3
33	04 09	20:12	17.01	100.22	17.67	3.2
35	04 10	05:36	16.47	98.21	21.20	2.6
36	04 10	11:06	16.16	98.33	03.41	2.4
37	04 10	11:37	16.61	99.26	12.50	2.5
38	04 10	12:39	16.60	99.26	10.97	2.5
39	04 10	13:43	16.71	98.23	55.03	3.5
41	04 11	19:42	16.11	98.33	15.21	3.2
42	04 11	20:35	16.22	98.35	30.45	2.8
43	04 11	21:32	16.16	98.31	36.51	2.7
44	04 11	22:52	16.09	98.32	14.98	2.5
45	04 11	23:09	16.53	98.64	19.02	2.4
47	04 12	17:15	16.42	98.21	22.14	3.4
48	04 13	01:58	17.95	98.33	43.10	2.3
49	04 13	03:17	17.25	99.83	28.00	2.8
50	04 13	13:19	16.32	98.29	28.07	2.8
51	04 14	07:32	16.89	99.20	17.89	2.3
52	04 14	08:23	16.61	98.60	21.86	2.3
53	04 14	18:20	17.29	99.15	38.76	2.7
54	04 14	19:12	16.19	98.60	18.16	2.3
55	04 15	01:56	16.65	98.85	18.40	2.5
56	04 15	12:10	17.29	100.33	21.45	2.9

Continuación de la TABLA IV

NÚMERO DE EVENTO	FECHA Mes/Día	HORA:MIN (CUT)	LATITUD (°N)	LONGITUD (°W)	PROF. (Km)	MAG. (M <sub>c</sub> )
57	04 15	14:42	16.82	98.70	40.47	2.3
58	04 16	01:26	17.35	98.86	63.15	3.3
59	04 16	04:45	16.73	98.54	27.83	2.5
60	04 16	14:35	16.93	99.43	22.71	2.5
61	04 16	15:33	16.61	99.27	17.71	3.5
62	04 16	23:57	16.52	98.49	26.91	2.4
63	04 17	09:25	16.54	98.59	20.35	2.1
64	04 18	01:20	17.01	98.40	40.37	2.8
65	04 19	05:51	16.00	99.22	23.07	2.9
66	04 19	10:49	16.29	98.82	34.10	2.2
67	04 19	13:33	16.77	99.45	17.39	3.1
69	04 20	03:57	16.42	98.46	08.12	2.1
70	04 21	00:29	16.65	98.57	23.58	3.1
71	04 21	06:47	17.64	100.12	39.73	2.9
72	04 21	11:35	17.09	98.95	29.83	3.2
74	04 29	16:30	16.08	98.01	34.45	3.2
75	04 29	21:07	16.76	98.51	31.84	2.8
77	04 30	07:04	16.15	98.62	12.93	2.8
78	04 30	12:32	17.01	99.51	25.46	3.3
80	04 30	15:34	16.35	98.34	14.02	2.5
81	04 30	19:43	18.05	99.03	17.68	3.2

**TABLA V**

**MODELO DE VELOCIDADES**

FASE	VEL. CAPA SUPERIOR ( $V_0$ , Km/seg)	VEL. DEL SEMIESPACIO ( $V_h$ , Km/seg)	GRADIENTE (G, Km/seg)
P	5.8	8.0	0.039
S	3.3	4.5	0.022

Los valores de los parámetros  $H_0$  ,  $a$  ,  $b$  ,  $\phi_{ref}$  ,  $\lambda_{ref}$  son :

$$\begin{aligned}
 H_0 &= 28.00 \text{ Km} \\
 a &= 9.23 \text{ Km/grados} \\
 b &= 21.76 \text{ Km/grados} \\
 \phi_{ref} &= 16.67^\circ \text{ N} \\
 \lambda_{ref} &= 98.49^\circ \text{ W}
 \end{aligned}$$

donde  $\phi_{ref}$  y  $\lambda_{ref}$  son las coordenadas de la estación OMT,  $a$  es el parámetro de inclinación para la latitud y  $b$  el parámetro de inclinación para la longitud.

TABLA VI

SOLUCIÓN DE MECANISMOS FOCALES

NÚMERO DE EVENTO	PLANO	DE	FALLA	PLANO	AUXILIAR	
	$\phi^{\circ}$	$\delta^{\circ}$	$\lambda^{\circ}$	$\phi^{\circ}$	$\delta^{\circ}$	$\lambda^{\circ}$
4	104	40	- 86	280	50	- 96
8	262	40	64	124	58	124
9	272	30	78	116	62	112
10	301	30	102	98	62	70
11	274	28	105	60	66	59
13	313	30	- 88	128	60	- 94
14	244	6	- 88	48	84	-107
15	194	16	- 86	1	74	-102
16	277	30	-103	118	62	- 72
17	289	26	105	74	68	58
18	354	34	-106	202	60	- 65
21	202	22	98	360	70	68
24	141	54	- 47	215	56	-135
27	247	24	90	67	66	90
28	284	20	85	118	70	103
30	359	38	- 90	181	52	- 90
35	275	30	79	115	62	110
37	303	30	106	89	64	61
39	140	10	100	264	84	34
41	258	46	-129	140	64	- 38
42	278	40	- 84	88	50	- 98
43	179	44	91	358	46	89

Continuación de la TABLA VI

NUMERO DE EVENTO	PLANO			AUXILIAR		
	$\phi^0$	$\delta^0$	$\lambda^0$	$\phi^0$	$\delta^0$	$\lambda^0$
47	288	32	76	132	60	112
49	39	36	-112	258	60	- 58
53	70	34	94	244	56	84
58	79	30	84	272	60	100
59	288	26	85	118	64	100
60	96	10	90	286	80	98
61	253	42	97	78	48	93
64	111	40	- 98	304	50	- 82
65	278	40	-123	150	64	- 42
67	325	32	77	170	60	111
70	300	40	65	160	58	124
72	240	4	- 90	57	86	- 94
74	277	40	- 50	11	86	-174
78	302	20	96	106	71	75

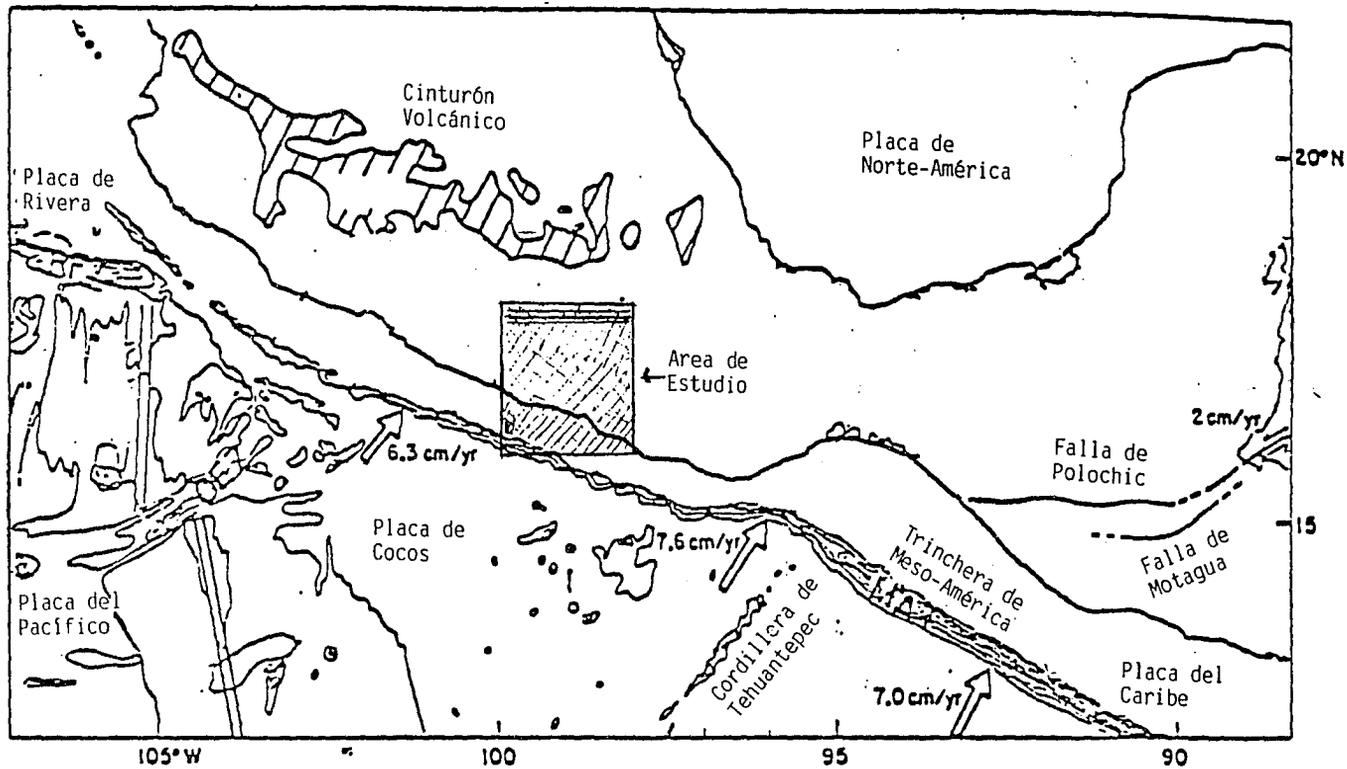


FIGURA 1

Mapa tectónico generalizado de la zona de subducción de Mesoamérica. Se muestran los rasgos tectónicos más importantes y el área de estudio (cuadro sombreado).

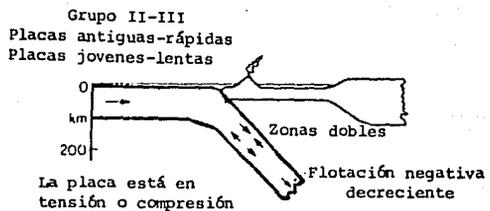
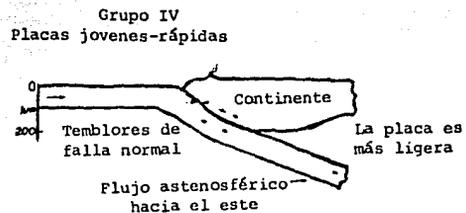
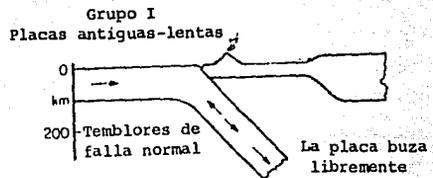


FIGURA 2

Distribución de esfuerzos en la placa buzante, de acuerdo a sus características (Fujita y Kanamori, 1981).

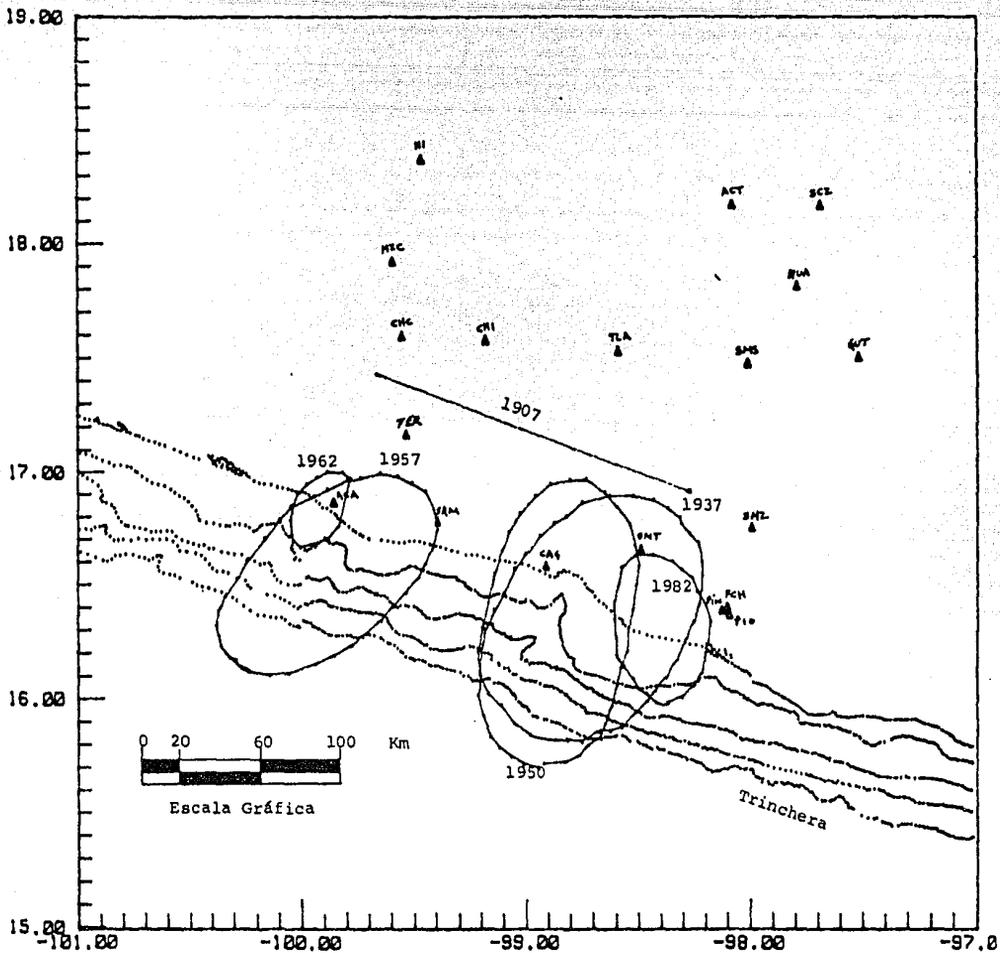


FIGURA 3

Los triángulos denotan las estaciones sismológicas empleadas en este estudio. Las elipses representan las áreas de ruptura para los temblores grandes ( $M_2 \geq 7.0$ ) ocurridos en esta zona en los últimos 80 años, el segmento denota la longitud a lo largo de la costa del área de ruptura del evento de 1907. Los números en las elipses se refieren a la fecha de ocurrencia de cada temblor.

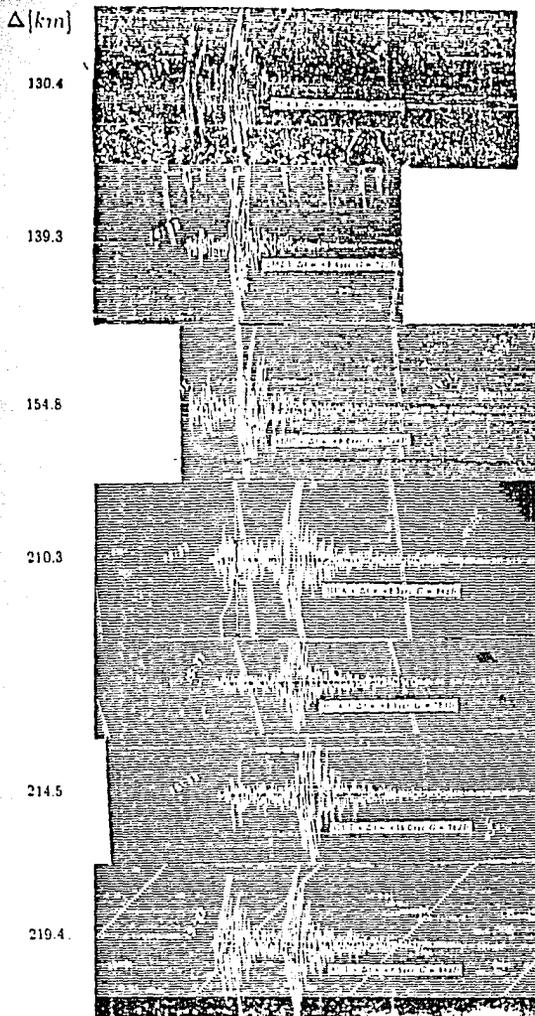


FIGURA 4

Sismogramas típicos empleados en este trabajo. Los números de la izquierda representan la distancia epicentral en Km. Los subíndices h y v en el nombre de cada estación representan la componente horizontal y vertical, respectivamente.

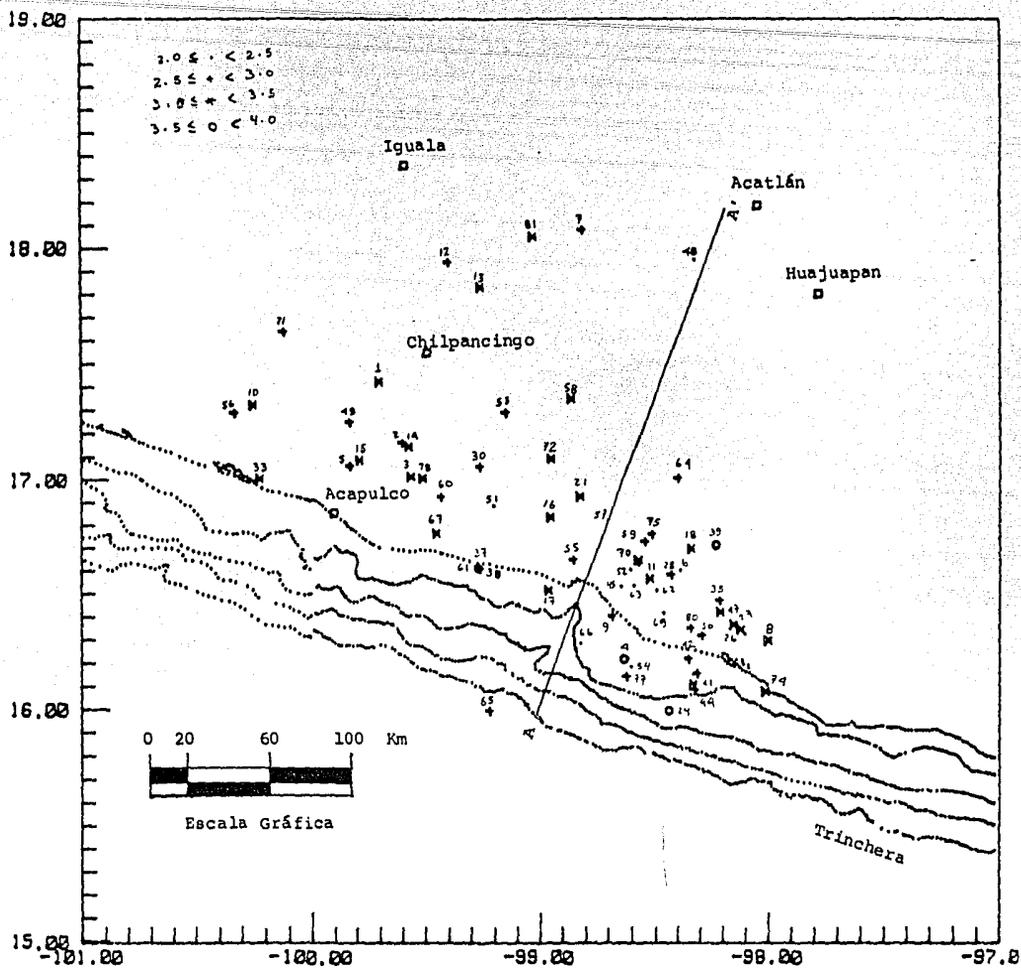


FIGURA 5

Distribución de los epicentros de los 71 temblores empleados en este trabajo. Los números se refieren al número de evento en la tabla III. Los eventos han sido identificados por magnitudes, AA' es un plano perpendicular a la trinchera.

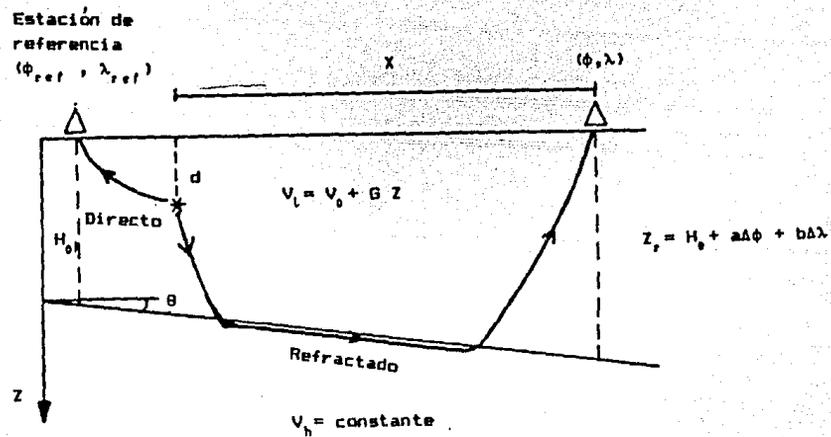


FIGURA 6

Modelo esquematizado de velocidades.

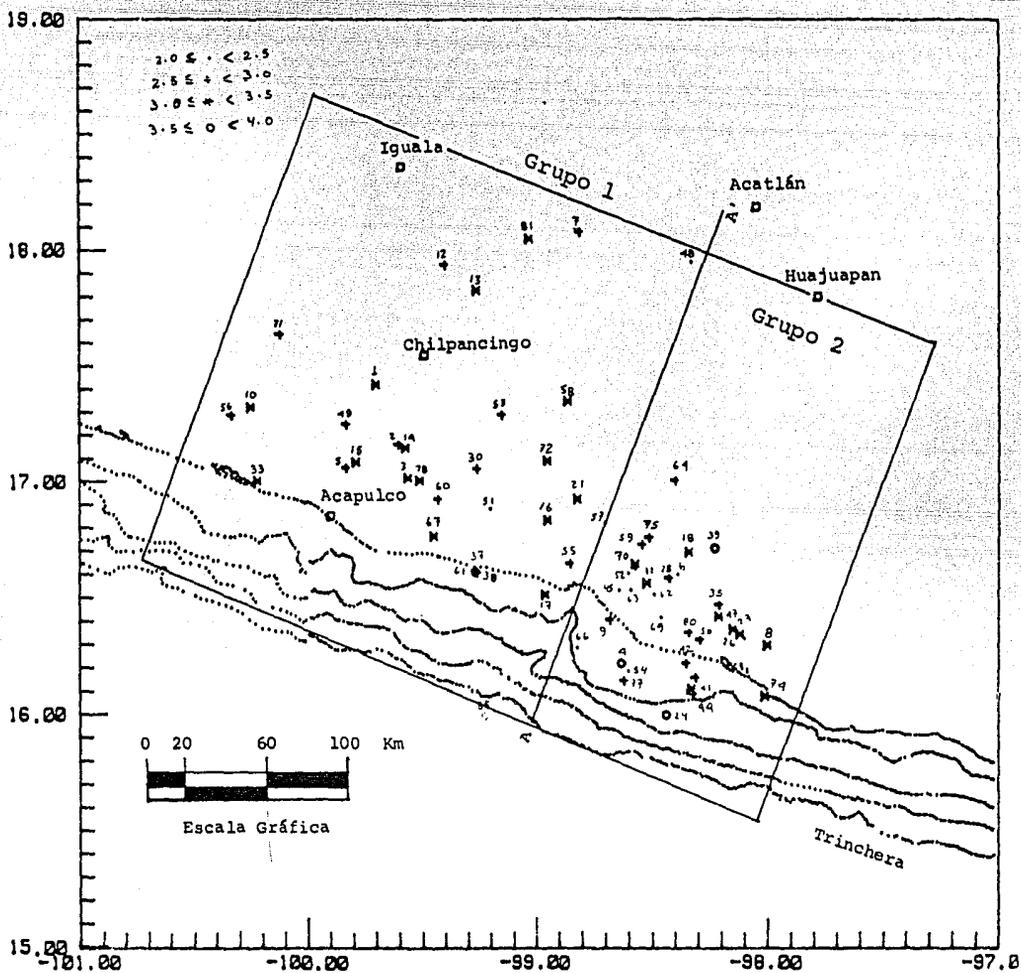


FIGURA 7

Lo mismo que la figura 5. Los rectángulos denotan los grupos de sismicidad.

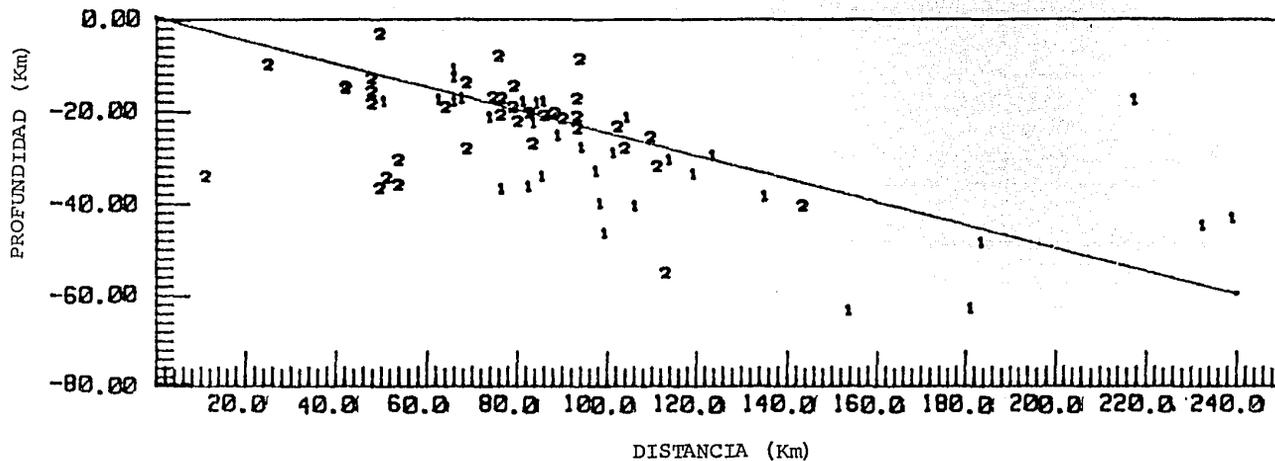


FIGURA 8

Sección vertical de los hipocentros proyectados sobre el plano AA' mostrado en la figura 5. Los números se refieren al número de grupo de la figura 7.

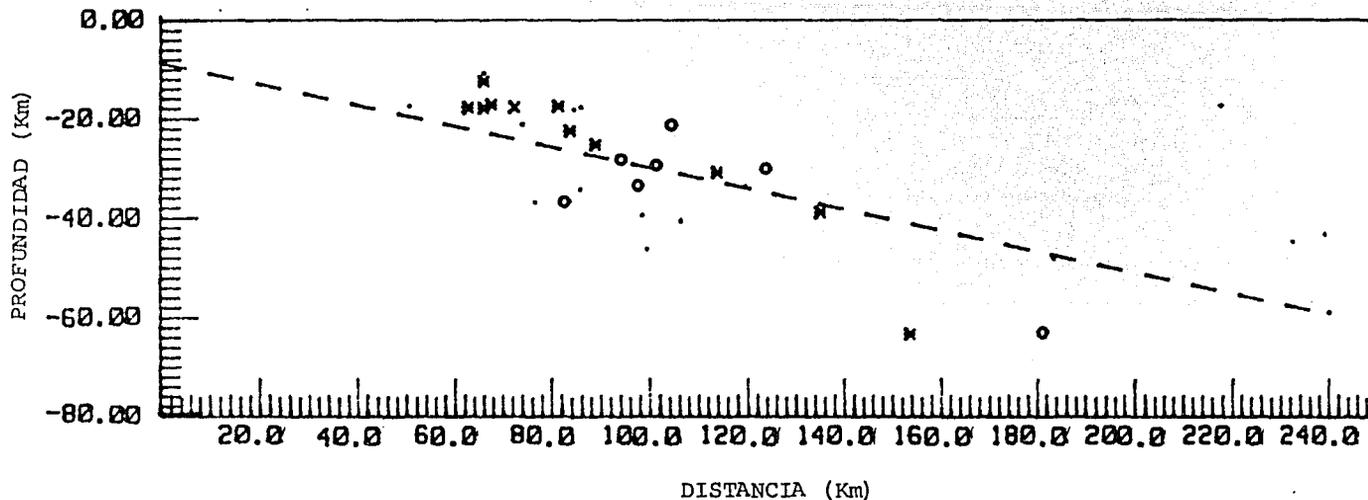


FIGURA 9a

Sección vertical de los hipocentros del grupo 1 de la figura 7 proyectados sobre el plano AA' mostrado en la figura 5. Los símbolos "\*", "o" denotan mecanismos inversos y normales, respectivamente, los puntos denotan los hipocentros restantes del grupo. La línea segmentada representa la interfase de las dos placas.

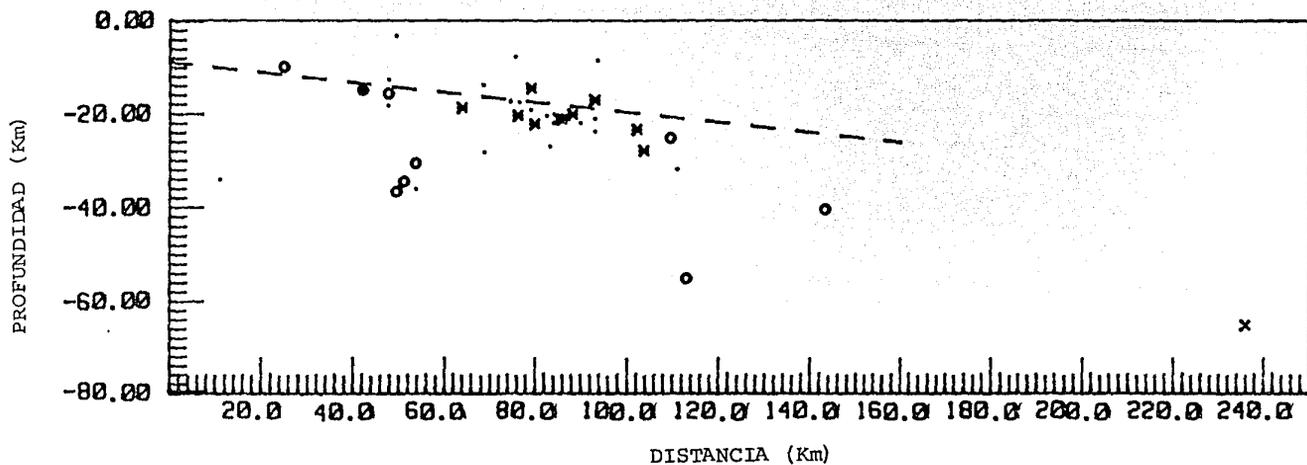


FIGURA 9b

Sección vertical de los hipocentros del grupo 2 de la figura 7 proyectados sobre el plano AA' de la figura 5. Los símbolos "x", "o", "." y la línea segmentada denotan lo mismo que en la figura 9a.

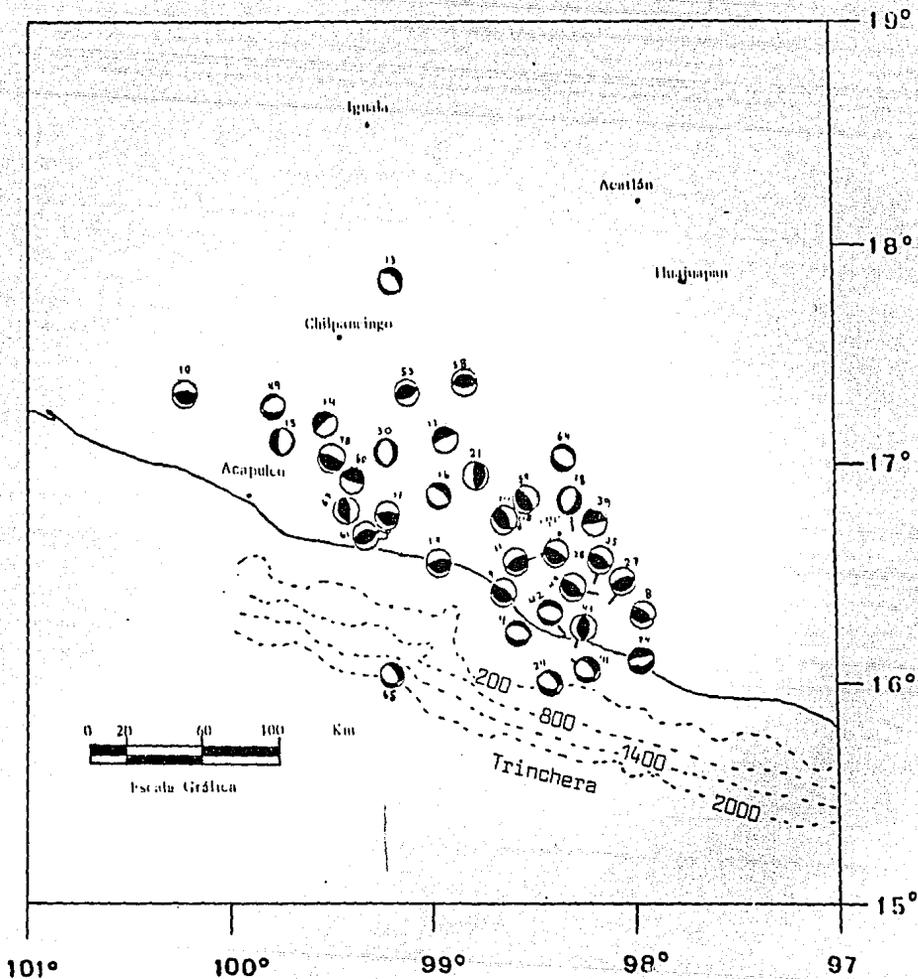


FIGURA 10

Distribución espacial de los mecanismos focales. Los números se refieren al número de evento de la tabla III.

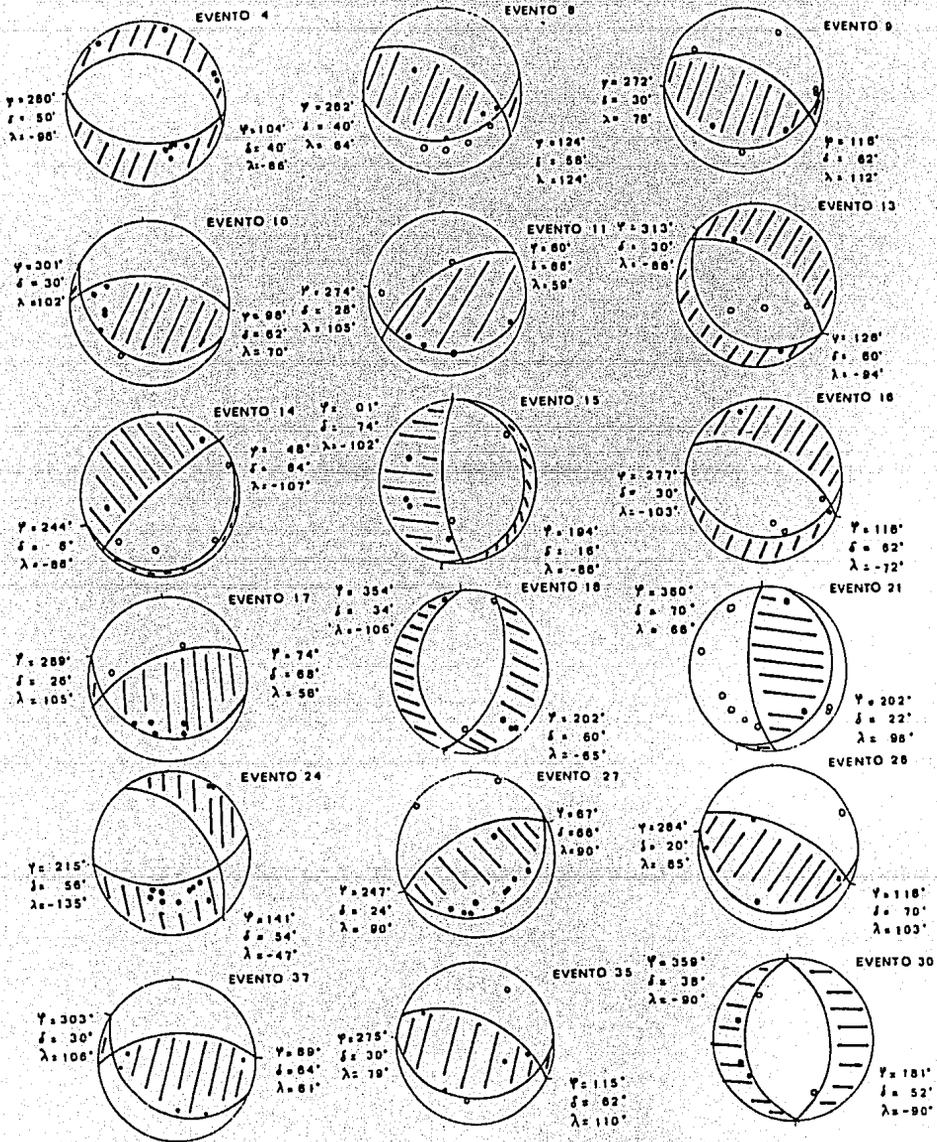


FIGURA 11

Solución de mecanismo focal. Los eventos corresponden a los listados en la tabla III.  $\delta$ ,  $\phi$  y  $\lambda$  son el rumbo, la inclinación y el deslizamiento de los planos nodales.

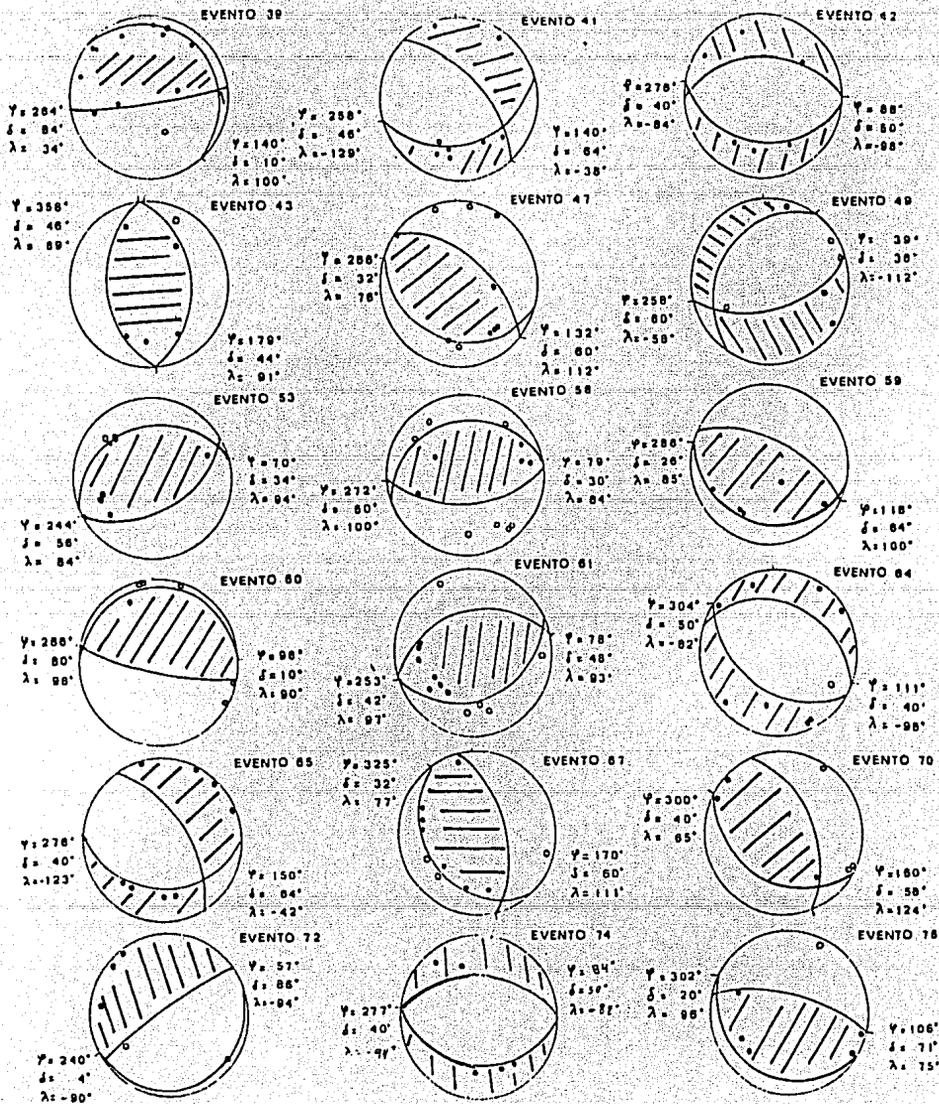


FIGURA 12

Lo mismo que en la figura 11