



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO

FACULTAD DE INGENIERIA

SISMICIDAD, ESFUERZOS Y ATENUACION
PREVIOS Y POSTERIORES AL TERREMOTO
DEL 29-XI-1978, OAXACA. ($M_s = 7.8$)

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TITULO DE:
INGENIERO GEOFISICO
P R E S E N T A :

LUIS ALBERTO SANORES LOPEZ

FALLA DE OAXACA

MEXICO, D. F.

1990



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



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 esta 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.

<u>I. INTRODUCCION.</u>	1
<u>II. RELOCALIZACION DE PRECURSORES Y REPLICAS.</u>	
- Antecedentes.	5
- Hypo71.	5
- Hypohel.	6
- Estructura de velocidades	8
- Procesado y Mapas de sismicidad.	8
- Perfiles de sismicidad.	16
<u>III. ANALISIS DE MECANISMOS FOCALES.</u>	
- Antecedentes.	26
- Determinación del tensor de esfuerzos.	28
- El factor de forma R.	30
- Discriminación del plano de falla.	32
- Mecanismos compuestos.	32
- Estados de esfuerzos.	34
<u>IV. ANALISIS ESPACIAL Y TEMPORAL DE LA ATENUACION.</u>	
- Antecedentes.	39
- El factor de calidad Q_c .	40
- Método de Sato.	41
- Procesamiento y Datos.	43
<u>V. CONCLUSIONES.</u>	50
<u>APENDICE.</u>	54
<u>REFERENCIAS.</u>	56
<u>ANEXO.</u>	

RESUMEN

La información disponible 3 semanas antes y 3 semanas después del terremoto de Oaxaca (29-XI-1978, Ms=7.8) es analizada bajo el criterio y concepto de algunas técnicas que han surgido en los últimos años: Localización de sismos en un medio Lateralmente Heterógeno (Virieux et al., 1988); Determinación de un solo Tensor de Esfuerzos para un conjunto de sismos (Rivera, 1989); Estimación de la Atenuación Q_{osc}^{-1} (Sato, 1977).

La relocalización de precursoros y réplicas en un medio lateralmente heterógeno, según la estructura de velocidades esquematizada para la zona, muestra claramente dos zonas o núcleos de sismicidad que se mantuvieron activos durante las seis semanas de observación. El primer núcleo de actividad se caracteriza por ser superficial (H=20 km) y estar cerca de la línea de costa, presentando un tensor de esfuerzos cuyo eje de presión es tal que provoca un probable acoplamiento vertical y el eje de tensión es oblicuo y perpendicular a la trinchera. El segundo núcleo, al NW del primero y continente adentro (H=30km.) presenta un tensor de esfuerzos con el eje de presión muy horizontal y casi paralelo a la trinchera y un eje de tensión más vertical. En los dos núcleos se presentan tanto mecanismos de falla normal como de falla inversa, algunos con componentes de cizalla. El análisis de esfuerzos después del terremoto sugiere que los tensores de esfuerzos locales cambian.

Una estimación de la atenuación (Q_{osc}^{-1}) en el nido superficial que se presenta antes del terremoto, sugiere valores de atenuación más altos en la parte central que los que se obtienen en sus alrededores. Después del terremoto, para la misma zona, la atenuación sugiere que no varía radicalmente en el centro del núcleo.

CAPITULO I

INTRODUCCION.

México es un país altamente sísmico, debido a que su costa del Pacífico está cercana a una zona de subducción, en la que la placa de Cocos subyace bajo la placa de Norteamérica (Fig. 1.1). Esta notable actividad sísmica ocurre en diversas regiones de su territorio, lo que ha propiciado que en los últimos 90 años, regiones densamente pobladas del sur del país, tales como las ciudades de Oaxaca y México, hayan sufrido importantes daños a causa de la ocurrencia de sismos de magnitud mayor o igual a 8.0.

En la actualidad, en México, hay dos zonas a lo largo de la zona de subducción, a las que se les asigna una alta probabilidad de la ocurrencia de un gran sismo, de magnitud entre 7.9 y 8.3, a las cuales se les conoce por Brecha de Guerrero y Brecha de Tehuantepec (Herrera et al., 1988).

El alto peligro sísmico que enfrenta México en una parte importante de su territorio, justifica la necesidad de desarrollar investigaciones y observaciones sísmológicas en forma sistematizada.

Una de las regiones de más alta sismicidad en México, es precisamente la del estado de Oaxaca. En esta región, grandes terremotos destructivos han ocurrido durante el presente siglo; por mencionar algunos, los terremotos del 17 de Abril de 1928 ($M_S=7.7$), el del 23 de Agosto de 1965 ($M_S=7.8$) y el del 2 de Agosto de 1968 ($M_S=7.4$). (Nuñez-Cornú y Ponce, 1988)

Ohtake et al., (1977), de la Universidad de Texas, publicaron en una revista científica, el anuncio de un futuro terremoto grande en el estado de Oaxaca. Las más probables características del terremoto previsto por ellos fueron las siguientes:

Magnitud = 7.5 ± 0.25

Latitud = $16.5 \pm 0.5^\circ N$

Longitud = $96.5 \pm 0.5 W$

La ocurrencia en tiempo no fué predicha, pero los autores la consideraron inminente. Este anuncio, fué provocado por el descubrimiento, por parte de este grupo de la Universidad de Texas, de un período de calma sísmica claramente delineado, que había comenzado a mediados de 1973 y durado hasta mediados de 1975.

A principios del mes de Noviembre de 1978, una brigada del Instituto de Geofísica, dependiente de la Universidad de México, instaló una red sísmológica local compuesta por seis sismógrafos portátiles de papel ahumado, en el área donde se presumía la inminente ocurrencia del terremoto. Cabe destacar que el propósito de dicha red, era el de monitorear sísmológicamente la zona por un breve período de tiempo, así como el de definir a que profundidades ocurrían los sismos de baja magnitud.

A las tres semanas de instalada dicha red, el 29 de Noviembre de 1978, siendo las 19:51 GMT, se produjo un sismo de magnitud 7.8, con epicentro en $96.68^{\circ}W$ y $16.02^{\circ}N$ confirmando así el pronóstico hecho con anterioridad por Ohtake et al (1977).

El análisis y estudio de la sismicidad precedente y posterior al evento principal, ha sido motivo de diferentes trabajos por diversos autores (Singh et al, 1979; González Ruiz, 1980; Castillo Yances, 1980). El propósito general del presente trabajo, es el de retomar los datos de sismicidad de este terremoto y reanalizarlos bajo el criterio de algunas teorías y técnicas que han surgido en los últimos años, esperando así, contribuir al conocimiento de los procesos sísmicos que tienen lugar antes de la ocurrencia de un gran terremoto. Todo ello con la finalidad de tener una visión más clara de lo que puede ocurrir en otras zonas semejantes tal como la Brecha de Guerrero.

Los objetivos específicos son:

- Relocalizar la actividad sísmica asociada al terremoto haciendo uso de un modelo de velocidades obtenido en un reciente experimento de refracción sísmica. (Nuñez-Cornú, 1988).
- Determinar los tensores de esfuerzos locales representativos de la región local para precursores y réplicas.
- Determinar el factor de calidad Q en función del tiempo para la región hipocentral.
- Comparar con las observaciones permanentes en Guerrero.

Las diferentes etapas que se prosiguieron para poder llevar a cabo los objetivos y el propósito anteriormente descritos, se exponen en forma breve a continuación.

- Puesta en operación de un programa de computadora para el cálculo de hipocentros en un medio tridimensional, lateralmente heterogéneo (HYPOHET.FOR) de reciente desarrollo (J. Virleux et al.,1988)
- Esquemalización de una estructura de velocidades en 3D, para la zona de ocurrencia del terremoto basandose en reciente estudio de refracción sísmica en la zona (Nuñez-Cornú,1988).
- Relocalización de eventos precursoros y de réplicas haciendo uso de los antecedentes anteriores.
- Construcción de mapas y perfiles de sismicidad.
- Selección de zonas para el análisis del estado de esfuerzos locales.
- Cálculo de mecanismos compuestos utilizando el algoritmo de determinación conjunta propuesto por Udías et al.(1985).
- Determinación de un solo tensor de esfuerzos compatible con una familia de sismos con diferentes mecanismos locales utilizando la técnica propuesta por L. Rivera (1989).
- Cálculo del factor de calidad Q_{ocoda} , para algunos eventos cercanos a la zona epicentral del evento principal considerando que pudieran observarse variaciones temporales de Q_{ocoda} previas a la ocurrencia de un gran terremoto (H. Sato,1988).

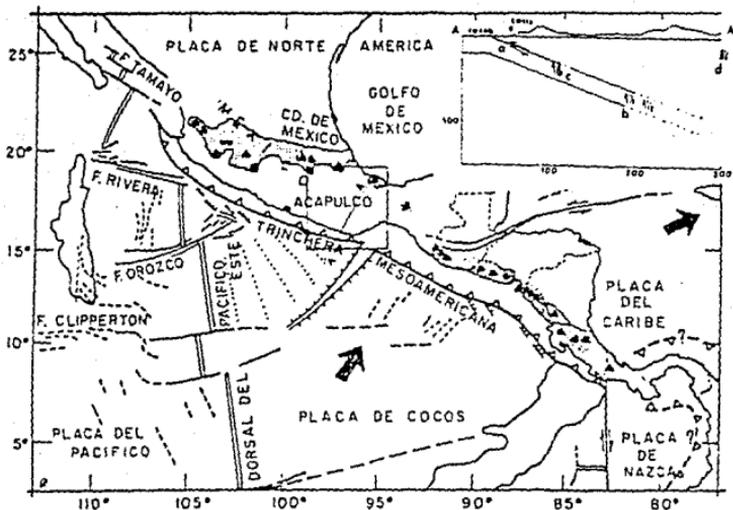


Fig. 1.1 Disposición de las placas tectónicas, cuyo movimiento relativo determina la sismicidad del territorio de México y América Central. La región de Oaxaca se delimita en el cuadro central de la figura. La placa de Cocos, al sur del estado de Oaxaca, trae consigo un rasgo tectónico denominado "Crestas de Tehuantepec" que subduce por debajo del Istmo de Tehuantepec. Hay que destacar que la región de Tehuantepec es reconocida como brecha sísmica (Singh et al., 1981, Nishenko y Singh, 1987). La velocidad relativa de las placas de Norteamérica y Cocos frente a la región en estudio es del orden de 7 cm/año (Minster y Jordan, 1978). En el recuadro superior derecho se muestra un corte esquemático en la dirección A-A' en la zona de estudio, destacando los principales tipos de sismos ($m_b \geq 8.5$, $M_s \geq 7.0$): a) de subducción, someros de falla inversa; b) de intraplaca, profundidad intermedia y falla normal; c) de falla normal y someros; d) intraplaca, falla inversa y someros. (Según Núñez y Ponce, 1988)

CAPITULO II

RELOCALIZACION DE PRECURSORES Y REPLICAS.

Antecedentes.

Los primeros métodos de determinación de epicentros son gráficos, y se basan en encontrar sobre un mapa el punto de intersección de los círculos con centro en cada estación de observación, los cuales representan las distancias recorridas por las distintas ondas. Para obtener estas distancias es necesario disponer de curvas domocónicas, que permitan pasar de intervalos de tiempo entre diferentes ondas a distancias de recorrido. Las ondas utilizadas son P y S, cuyo intervalo de tiempo S-P determina la distancia al epicentro desde cada estación. Sin embargo, la dificultad de determinar con exactitud el tiempo de arribo de la onda S hace que se utilicen con mayor peso los tiempos de la P. En general, los arcos de circunferencia, con centro en cada estación, no pueden hacerse cortar todos en un mismo punto sino que definen un área pequeña que refleja la imprecisión de la determinación y en cuyo centro se sitúa el epicentro. La profundidad, sin embargo, no puede determinarse con mucha precisión, por lo que a veces solo puede establecerse el carácter de profundidad (superficial, intermedio, profundo).

Los métodos numéricos para la localización hipocentral se desarrollan relativamente pronto hace más de 50 años. Su aplicación, sin embargo, no se generaliza en la práctica hasta que los computadores hacen posible su utilización rápida con un gran número de observaciones. Actualmente, el programa de cómputo más popular para la determinación hipocentral es el HYPO71, el cual se describe a continuación.

HYPO71.

Este programa desarrollado por Lee y Lahr (1978), consiste de un programa principal y 17 subrutinas escritas en lenguaje FORTRAN IV, el cual trabaja en base a la siguiente información:

1. Un modelo de velocidades de capas planas.
2. Posición de las estaciones de observación.
3. Tiempos de arribo de las ondas P y S a cada estación
4. Tiempo de duración del sismo (Estimación de magnitud)
5. Signo del primer movimiento. (Polaridades)

Brevemente, el fundamento de este programa es el siguiente:

Si se dispone de N observaciones de tiempos de llegada t_i , en estaciones de coordenadas ϕ_i , λ_i , éstos serán función de las coordenadas y tiempo origen del foco y se pueden expresar como $t_i(t_0, \phi_0, \lambda_0, h)$. Los tiempos de recorrido de las ondas desde el foco a cada estación se calculan a partir de un modelo inicial conocido de la distribución de la velocidad con la profundidad (modelo de capas planas, paralelas y homogéneas). Como la dependencia de t_i de los parámetros del foco no es lineal, la solución se busca a través de un desarrollo de Taylor en torno a unos valores iniciales aproximados $(t^*, \phi^*, \lambda^*, h^*)$. Si estos valores son suficientemente cercanos a los reales, los tiempos de llegada se pueden expresar como $t_i(t^* + \delta t, \phi^* + \delta \phi, \lambda^* + \delta \lambda, h^* + \delta h)$. El desarrollo en serie, tomando solo los términos de primer orden, resulta:

$$t_i = t_i^* + \delta t + \frac{\partial t_i}{\partial \phi} \delta \phi + \frac{\partial t_i}{\partial \lambda} \delta \lambda + \frac{\partial t_i}{\partial h} \delta h ; i = 1, N \dots \dots \dots (1)$$

La diferencia $r_i = t_i - t_i^*$ son los residuos en cada estación correspondiente a la solución $(t^*, \phi^*, \lambda^*, h^*)$. Las incógnitas en el sistema de N ecuaciones, representado por la ecuación (1), son los cuatro incrementos $(\delta t, \delta \phi, \delta \lambda, \delta h)$. Esta ecuación se puede expresar en forma matricial

$$r_i = A_{ij} \delta x_j \quad ; i = 1, N \quad ; j = 1, 4 \dots \dots \dots (2)$$

donde A_{ij} es la matriz de derivadas parciales y δx_j los incrementos de los cuatro parámetros a determinar. La solución buscada es aquella que haga mínima la suma de los cuadrados de los residuos r_i . Los incrementos obtenidos se suman a los valores iniciales y se repite el proceso hasta que estos sean muy pequeños. Se trata, por tanto, de un método iterativo, que converge hacia la solución de mínimo error.

HYPOHET.

Este programa es una extensión del HYPO71 para la localización de sismos en un medio lateralmente heterogéneo (Virieux et al., 1988). La diferencia estriba en que se modifica la rutina del trazado del rayo para que acepte estructuras de velocidades en tres dimensiones. Al igual que el HYPO71, la ley de distribución de la velocidad con la profundidad deberá ser creciente. El medio heterogéneo es dividido en elementos finitos

tetraédricos dentro de los cuales se supone una distribución lineal simple del cuadrado del inverso de la velocidad (lentitud). Este programa, es de gran utilidad, cuando se tiene una esquematización de la estructura de velocidades de la corteza terrestre, ya que la trayectoria de los rayos serían, sinó reales, sí más representativos, y los ángulos de salida de éstos no están muy restringidos como en el caso de un medio de capas planas y paralelas. La información que necesita este programa es básicamente la misma que la de HYPO71, excepto la información propia, en donde se describe a la estructura de velocidades lateralmente heterogénea. Para la ejecución del programa se tiene que definir una "caja" dentro de la cual los rayos serán trazados. Para ello, es necesario contar con un mapa geográfico en el que se indicará el área que se quiere trabajar. Se escoge un punto origen y se cuadrícula el área de tal forma, que cada línea, tanto en la dirección X como en Y, represente cambios laterales de la velocidad. Por razones de estabilidad numérica del método, hay que tener cuidado en que ninguna estación quede sobre alguna línea o nodo (intersección de las líneas). Además la siguiente información adicional debe considerarse.

- a) Radio de convergencia en torno a cualquier estación, dentro de la cual la convergencia del rayo, desde la fuente, es aceptada, para un número determinados de intentos.
- b) Radio en donde el tiempo de viaje es aceptado aún cuando la convergencia no haya sido obtenida. (Cinco veces el radio de convergencia se considera como bueno.)
- c) Coordenadas del centro de rotación (Longitud, Latitud) u origen del sistema de referencia al cual está referida la estructura heterogénea.
- d) Angulo de rotación (grados) para hacer coincidir a la estructura con los ejes de referencia. (Con una rotación cero, el eje X es la dirección Este y el eje Y es la dirección Norte.)
- e) Número de nodos en las direcciones X, Y, Z.
- f) Coordenadas de los nodos (Longitud, Latitud).
- g) Niveles de profundidad para las cuales se definen las matrices de velocidad.
- h) Matrices de velocidades.

El procedimiento de localización es el mismo que en el HYPO71 ya que primero se hace una localización óptima del evento, considerando un medio de capas planas y paralelas, y esta solución será la primera aproximación con que empezará a iterar el programa para localizar el evento en el medio heterogéneo. De aquí, que es recomendable que el medio de capas planas no sea muy diferente al de la estructura heterogénea en la zona en donde

presumiblemente se localiza el evento. Esto tiene su ventaja en tiempo de cálculo y en que el proceso numérico de relocalización sea más estable. En el apéndice de este trabajo se comentan algunas dificultades que pueden surgir al utilizar al HYPOTHET.FOR

Estructura de Velocidades.

En 1985, se realizó el proyecto "Perfiles Sísmicos Profundos en México", con la participación de Instituciones de los países de España, Suiza y México (Núñez Coronú, 1988). Uno de sus principales objetivos fue el estudio de la estructura de la corteza continental bajo las costas de Oaxaca. Como una de las conclusiones de este trabajo, se propuso un modelo de velocidades de propagación de ondas P para la corteza continental en el sur de Oaxaca, obtenidos de perfiles sísmicos que se hicieron con el método geofísico de refracción sísmica. (Fig. II.1) En este modelo de velocidades se puede observar que los principales cambios de velocidades laterales ocurren en la dirección perpendicular a la costa, mientras que en la dirección paralela a la misma, los cambios de velocidad lateral son menos frecuentes.

Tomando como base el modelo propuesto, se esquematizó de la forma más simplificada pero muy representativa, un nuevo modelo en tres dimensiones en el cual suponemos que las heterogeneidades de velocidad son principalmente en la dirección perpendicular a la costa mientras que todo es lateralmente homogéneo en la dirección paralela a la misma (fig. II.2). Usando este modelo y el programa HYPOTHET descrito en el inciso anterior se procedió a la relocalización de los precursores y réplicas del terremoto de Oaxaca.

Los principales parámetros de procesamiento que representan al modelo son :

- a) Radio de convergencia - 0.5 Km.
- b) Azimut de la estructura - 16°
- c) Coordenadas del origen - 15.91° N , 97.24° W
- d) Cuadrícula - 16 puntos en X , 4 puntos en Y y 24 niveles en Z.

Procesado y Mapas de Sismicidad.

En la fig. II.3 podemos observar la red local que se instaló 3 semanas antes del terremoto. Cabe señalar que no todas funcionaban o existían al mismo tiempo, lo que provocó que no todos los eventos precursores se observaran con igual número de estaciones. El mínimo número de estaciones con el que se obtuvo información fue de 3 y el máximo de 6, pero en general podíamos poner una media de 4 estaciones por evento.

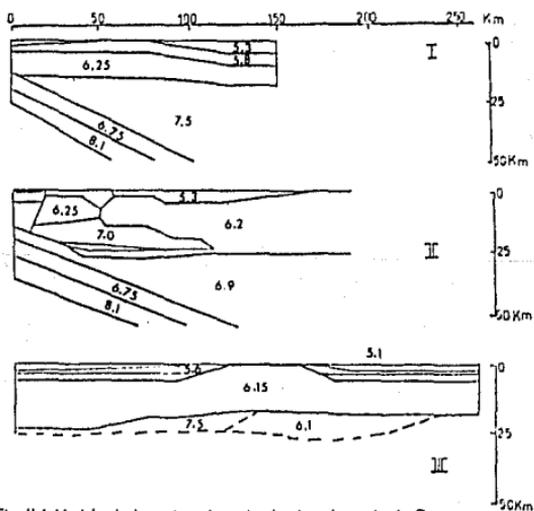
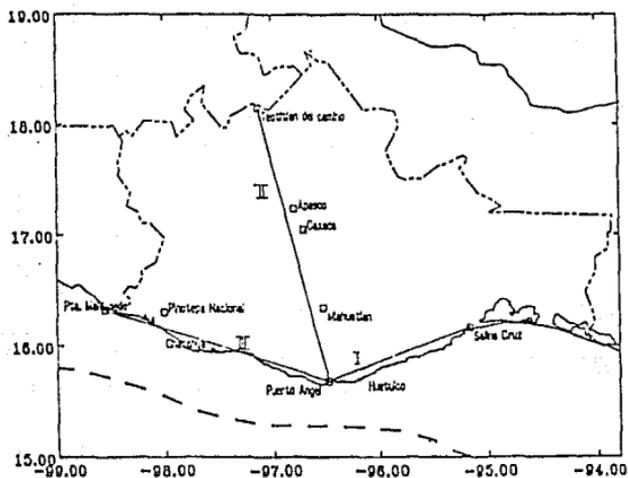


Fig. II.1 Modelo de la corteza terrestre frente a la costa de Oaxaca, obtenidos con perfiles de refracción sísmica. Los principales cambios laterales ocurren en la dirección perpendicular a la trinchera. (velocidades en km/s.)

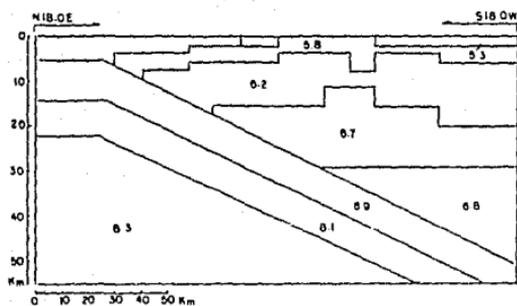


Fig. 11.2 Modelo simplificado de la corteza continental bajo la costa del estado de Oaxaca, en la dirección perpendicular a la línea de costa. (Velocidades en Km/seg.)

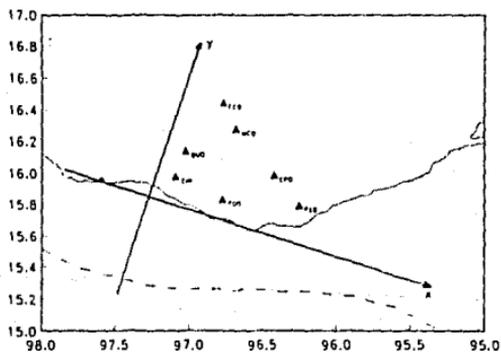


Fig. 11.3 Red local de estaciones, previa al terremoto. Se muestra también, al sistema de referencia usado para la estructura heterogénea.

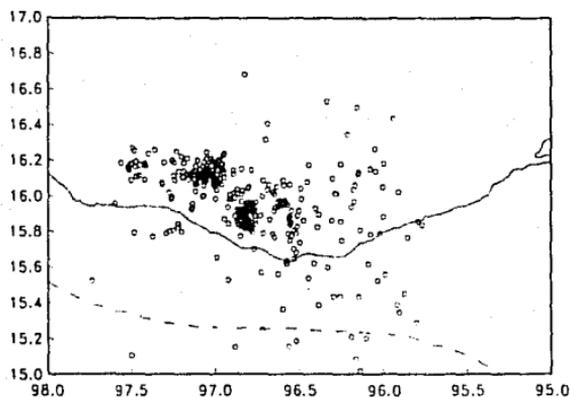


Fig. II.4 Sismicidad ocurrida durante las 3 semanas previas al terremoto, localizadas con HYPO71 y una estructura de capas planas.

En total se registraron 354 precursores, la mayoría con magnitud menor que 3.0 siendo muy pocos los eventos con magnitud mayor a 3 (1%). Toda esta sismicidad se muestra en planta en la fig. II.4, en la que se observa básicamente dos agrupamientos en la actividad sísmica, la primera cercana a la costa y la segunda, más al norte. De éste mapa, se seleccionaron los eventos que serían relocalizados con el programa HYPOHET (fig. II.5) y suponiendo la estructura de la fig. II.2. El principal criterio de selección que se siguió fué, que los eventos estuvieran dentro de la cobertura azimutal de la red para no crear problemas de inestabilidad numérica en el programa, y puesto que una condición que ayuda al tiempo de cálculo y a la estabilidad numérica es que el medio de capas planas con la cual se encuentra la primera solución sea parecido a la estructura heterógena, se procesó esta información por zonas, a saber; Zona PGO, Zona GUO y Zona COSTA, por la cercanía a alguna de las estaciones. Como resultado de este procesado se obtuvo un nuevo mapa de sismicidad precursora (fig. II.6). En esta figura podemos observar que básicamente la localización no varía mucho respecto al de la fig. II.5 y que si acaso, las diferencias son mínimas en lo que se refiere a la actividad de la costa, en la que se observa un acercamiento hacia la Trinchera y la cual asumimos es debido a un efecto de la estructura de velocidades propuesta para esa zona. Otra ligera diferencia podemos notarla en el núcleo más al norte (fig. II.4) que al parecer se dispersaron un poco. En general, podemos decir que el patrón de sismicidad que se obtuvo para un medio de capas planas no varió mucho bajo la estructura heterógena propuesta.

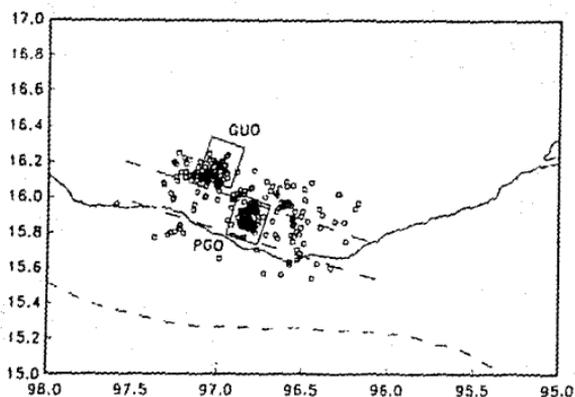


Fig II.5 Eventos precursoros seleccionados para su relocalización. Las líneas discontinuas indican las zonas en que se dividió la simicidad para su relocalización. Los cuadros enmarcan dos núcleos (GUO y PGO) de simicidad de baja magnitud ($M_c < 3$) activos durante todo el período de observación.

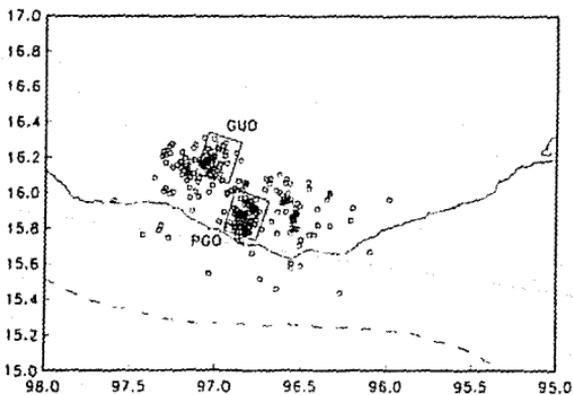


Fig. II.6 Eventos precursoros relocalizados con el programa HYPOTHET. El patrón de simicidad es muy parecido, al obtenido con el HYPOT71.

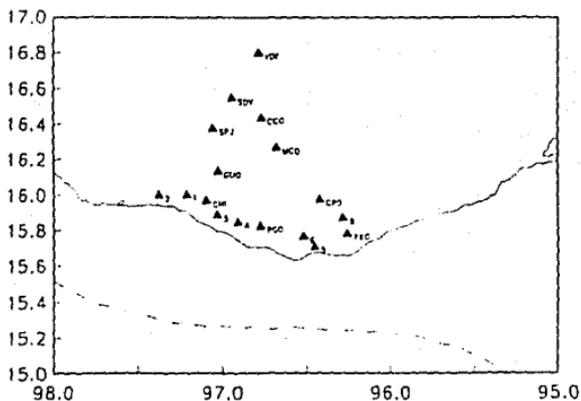


Fig. II.7 Red local de estaciones, posterior al terremoto.
 La instalación casi sobre una recta de las estaciones
 1,2,3,4,5,6 no fué ventaja para la red ya existente.

En cuanto a los datos de réplicas, las etapas del procesado fueron básicamente las mismas que para los precursoros. En la fig. II.7 podemos observar la red local de estaciones que se implementó después de ocurrido el terremoto. Al igual que en la red local de precursoros, no todas las estaciones existieron a la vez, teniendo como mínimo 3 estaciones de observación para un evento dado, pero ahora como máximo se llegaron a tener hasta 13 estaciones, pero en promedio se tienen 6 estaciones por evento. El tener más estaciones por evento no significó una ventaja, ya que como podemos observar la geometría de la red ampliada se complementó con estaciones que se instalaron casi en línea recta cerca de la costa y las instaladas en el interior contribuyeron con pocas lecturas. Esto causó que la cobertura azimutal para la mayoría de las réplicas fuese pobre, aún teniendo más estaciones que para los precursoros. Toda la sismicidad ocurrida durante el mes posterior al temblor, con magnitud menor que 3, se puede observar en la fig. II.8, aunque ahora los eventos con magnitud mayor a 3 se incrementó (10%) respecto a la actividad precursora. En esta figura, se puede notar una mayor actividad frente a la costa así como la desaparición del núcleo de actividad más al norte (GUO) que se observó en el mapa de

sismicidad precursora. También es posible notar una probable zona de ruptura, en un alineamiento de actividad sísmica en una dirección N-S.

Al igual que con los datos precursoros, se seleccionaron algunos eventos para relocalizar, que como podemos notar en la fig. 11.9, son mucho menos que su contraparte de precursoros, esto, como ya se expuso, por la cobertura azimutal tan pobre, independientemente de que se quiso procesar las mismas zonas que se procesaron para los precursoros.

En la fig. 11.10 podemos observar las réplicas relocalizadas en el medio heterogéneo de la fig. 11.2 y que al igual que con los precursoros se nota que se conserva el patrón de sismicidad.

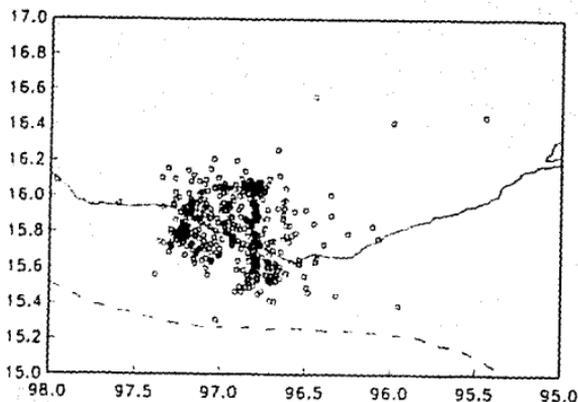


Fig. 11.8 Sismicidad ocurrida durante el mes posterior al terremoto. Es notoria la desaparición del núcleo GUO de sismicidad precursora; así como un alineamiento de sismicidad con dirección N-S como una probable zona de ruptura. La actividad es superior a la precursora.

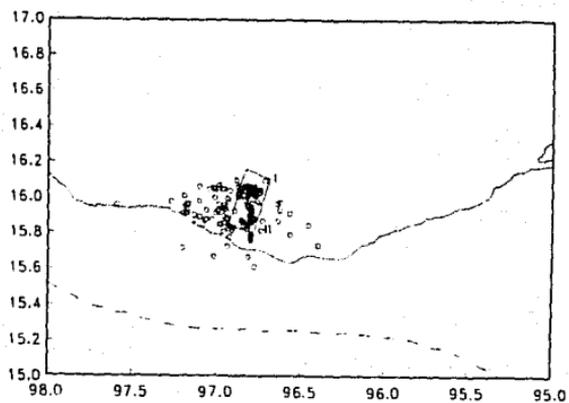


Fig. II.9 Réplicas seleccionadas para su relocalización.

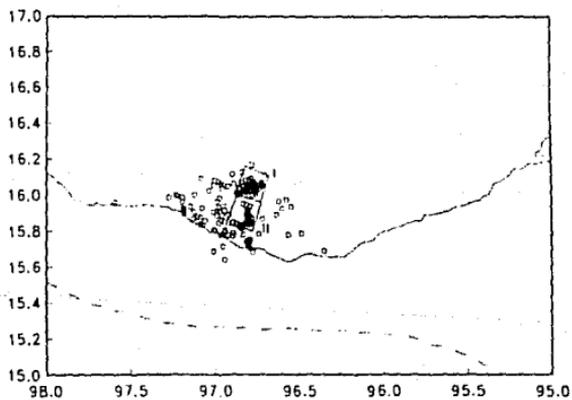


Fig. II.10 Réplicas relocalizadas con el programa HYPOTHET.
El patrón de sismicidad no varía radicalmente.

En general, la relocalización hecha por medio del programa HYPOHET.FOR, no cambió el patrón de sismicidad que ya se tenía. Las localizaciones anteriores a las del HYPOHET.FOR, se realizaron por medio de la técnica del evento maestro (localización relativa). Esto da pauta, para comentar que un modelo de velocidades de capas planas adecuado para localizar eventos en determinadas zonas, es suficiente para tener un buen mapa de sismicidad, siempre que se disponga de una razonable cobertura azimutal de estaciones. En este caso, el HYPOHET.FOR con la estructura de velocidades esquematizada, no produjo mejores localizaciones que las que se tienen con la técnica del evento maestro, y hasta se podría afirmar que se obtienen de más calidad con esta última. Sin embargo, el HYPOHET.FOR puede ser de gran utilidad, para estructuras no muy complejas que tuviesen cambios laterales de velocidad no muy frecuentes, como por ejemplo, un modelo de capas planas, homogéneas y paralelas con un cambio lateral de velocidad en las primeras capas, que podría simular alguna cámara magmática, o bien, un estrato o lente superficial de baja velocidad.

Perfiles de Sismicidad.

Una vez efectuados los mapas de sismicidad se procedió a construir perfiles de sismicidad, tanto para los precursores como para las réplicas relocalizadas. La finalidad de estos perfiles es la de tratar de observar algún ordenamiento ya sea espacial o temporal. Estos perfiles son de distancia contra profundidad y de distancia contra tiempo de ocurrencia. En éstos, también se hace notar las diferentes magnitudes que se presentaron por medio de una escala de tamaños. Todos ellos tuvieron como punto de referencia a la trinchera. La longitud de éstos fue de 150 km., un ancho de 10 km. y todos paralelos entre sí, con un azimut de 18°, tratando con ello, de que fueran perpendiculares a la trinchera.

Para los datos precursores se hicieron 11 perfiles cuya ubicación se puede observar en la fig. II.11. En la fig. II.12 se tienen los diferentes perfiles. En esta figura, se puede notar que los agrupamientos que se manifiestan en el mapa epicentral (fig. II.6) también siguen un ordenamiento espacial cuando se observan en profundidad (perfiles C y D para el grupo más al norte y perfiles F, G y H para el grupo cercano a la costa). Estos agrupamientos se pueden apreciar en la fig. II.13. El primer nido, de aproximadamente 20 km. de diámetro, al que denominamos GUO, por su cercanía a la estación del mismo nombre, se encuentra a 100 km. de distancia respecto a la trinchera y a una profundidad media de 30 km. Durante las tres semanas de monitoreo, este volumen estuvo activo como

podemos apreciar en los perfiles C y D. El segundo nido (PGO), también de 20 km. de diámetro, se encuentra a una distancia de 65 km. de la trinchera y a una profundidad media de 20 km., que al igual que el volumen GUO se mantuvo activo durante las tres semanas.

En cuanto a los datos de réplicas, se hicieron 7 perfiles cuya ubicación se muestra en la fig. II.14. Al igual que con los precursores, los agrupamientos que se ven en planta, también se ve en los perfiles E y F básicamente (Fig. II.15). Estos dos nidos a los que se les denominó nido I y nido II se pueden apreciar en la fig. II.16. Las características de estos nidos en su distribución espacial son muy similares a los nidos precursores.

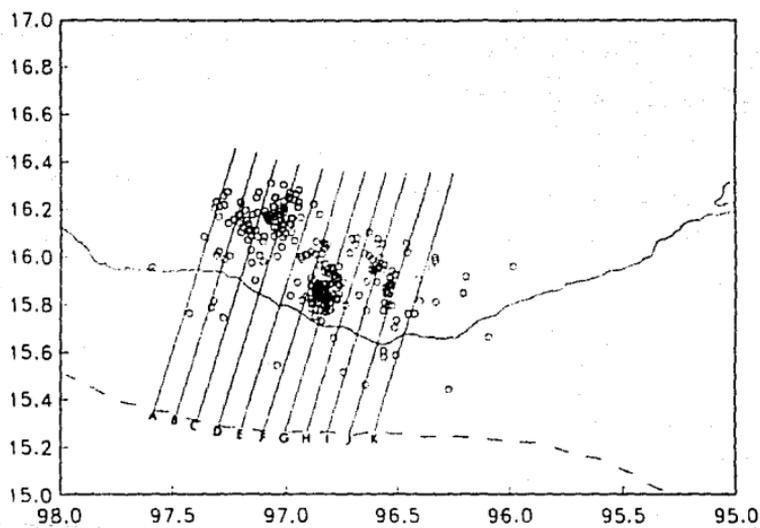


Fig. II.11 Ubicación en planta, de los perfiles realizados para la sismicidad precursora.

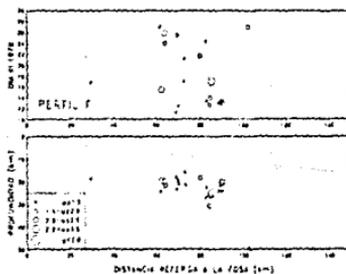
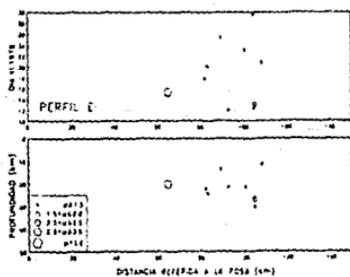
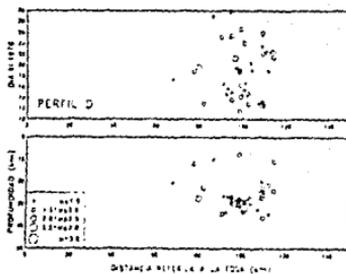
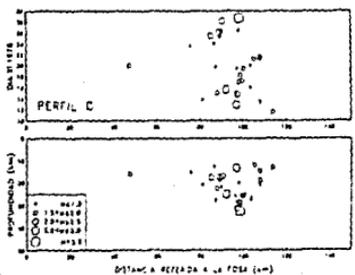
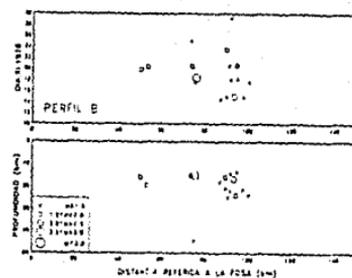
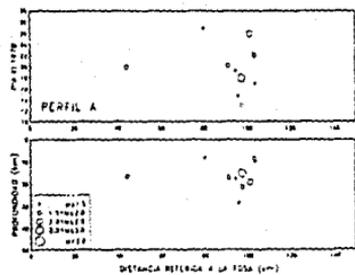
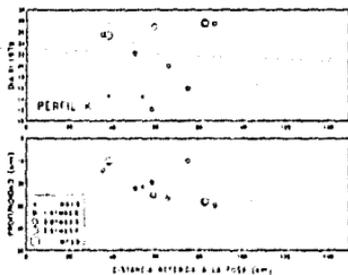
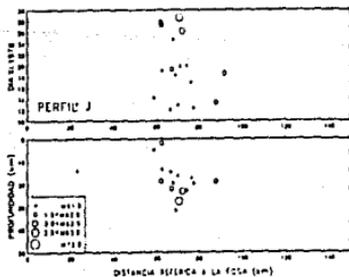
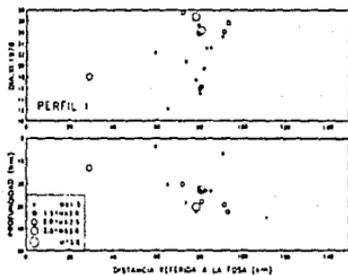
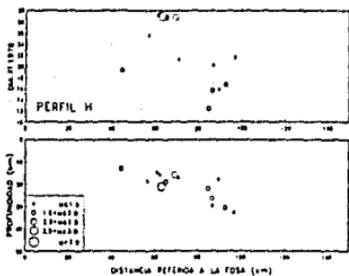
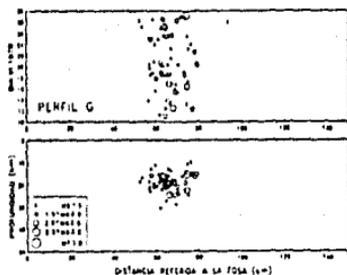


Fig. 11.12 Perfiles realizados para la etapa de precursores.



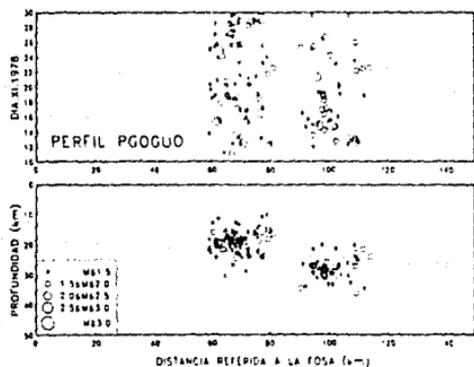
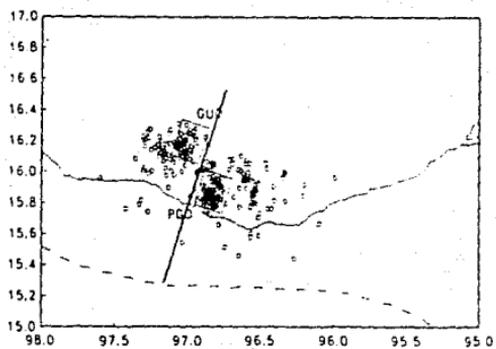


Fig. II.13 Nidos GUO y PGO, activos durante el tiempo de observación.

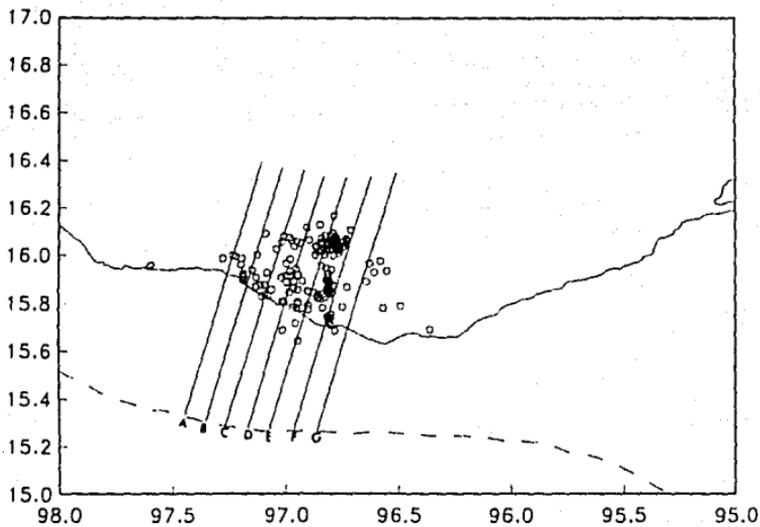


Fig. II.14 Ubicación en planta, de los perfiles realizados para la etapa de réplicas.

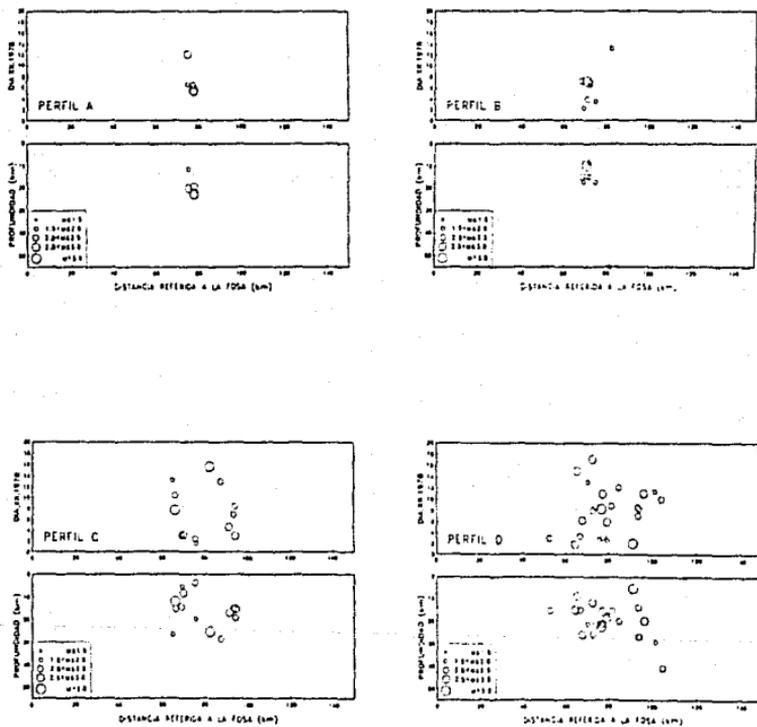
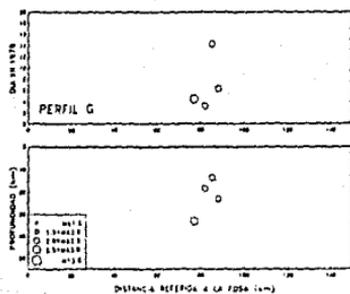
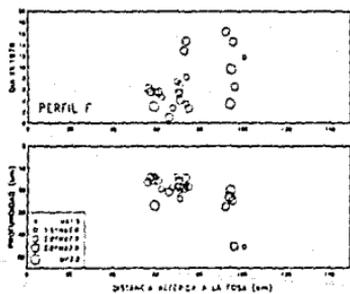
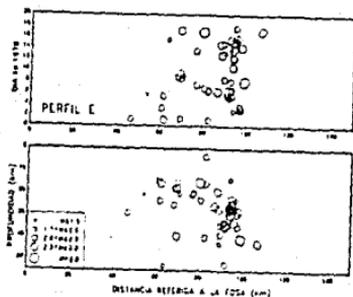


Fig. 11.15 Perfiles realizados para la etapa de réplicas.



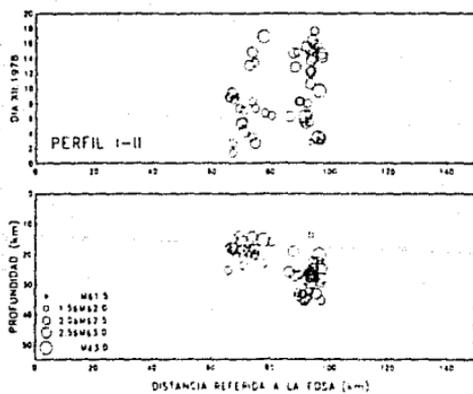
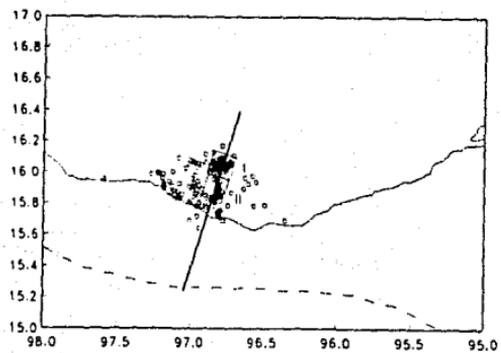


Fig. II.16 Nidos I y II correspondientes a réplicas.

CAPITULO III

ANALISIS DE MECANISMOS FOCALES.

Antecedentes.

El estudio de los mecanismos focales de los terremotos es uno de los temas clásicos de la sismología. Las observaciones sismológicas que se realizan con una red sísmica, proveen datos para determinar mecanismos focales de terremotos, que son usados en la interpretación tectónica del área focal. Una discusión amplia sobre el tema se puede encontrar en Udías et al. (1985).

El modelo más sencillo para representar el mecanismo de un terremoto es el de una fractura de cizalla de superficie plana y cuyas dimensiones son pequeñas comparadas con la distancia al punto de observación y con la longitud de onda de las observaciones empleadas en su determinación. Los parámetros geométricos que definen la orientación de una falla son el azimut de su traza, el buzamiento del plano y la dirección del deslizamiento que ha tenido lugar. El cálculo de estos parámetros se realiza a partir del campo de desplazamientos elásticos producidos por el terremoto. Estos desplazamientos se observan en los sismogramas registrados en las estaciones distribuidas sobre la superficie de la Tierra.

Las primeras técnicas desarrolladas para la determinación del mecanismo focal de un terremoto utilizaron métodos gráficos. El más extendido, y que todavía se usa, es el que utiliza el signo del primer impulso de la onda P. Muy frecuentemente cuando se pretende determinar el mecanismo de un sismo, las estaciones no están muy bien distribuidas lo que provoca que los planos nodales (los cuales corresponden al plano de falla y a un plano auxiliar) no estén bien restringidos. Actualmente existen diversos algoritmos que permiten calcular de forma numérica la orientación de los planos de falla a partir de la observación de las ondas sísmicas. Una alternativa muy popular es la de obtener las llamadas "soluciones compuestas", la cual se basa en la suposición de que, en algunos casos donde la complejidad de la fuente es evidente, se puede hablar de "nidos de sismos" que pueden tener el mismo mecanismo.

El procedimiento de la determinación del mecanismo focal de un temblor consiste en graficar las polaridades de los primeros movimientos observados en las diferentes

estaciones, en puntos donde los rayos que llegan a cada estación, intersectan la superficie de una esfera unitaria imaginaria, la cual rodea al foco en una región donde se puede considerar al medio homogéneo y las trayectorias de las ondas sísmicas como rectas. En la práctica, se hace uso de una proyección estereográfica para determinar las características de la fuente. En el presente trabajo se utilizó la proyección de Schmidt o proyección de igual área, del hemisferio inferior. Esta forma gráfica de determinar la orientación de los planos de falla de un sismo se basa en el carácter del patrón de la onda P generado por un modelo de una fractura de cizalla, como se comenta más arriba, el cual está formado por cuatro cuadrantes de signo alternado de compresiones (C) y dilataciones (D). Se llama movimiento de compresión cuando el desplazamiento de la onda está en la dirección del foco al punto de observación y dilatación si es en sentido contrario. Por lo que en una compresión la componente vertical es hacia arriba y la horizontal opuesto a la dirección del epicentro. Mientras que en una dilatación el movimiento vertical es hacia abajo y el horizontal hacia el epicentro. (Fig. III.1)

Cuando se tiene representadas las observaciones sobre la proyección de la esfera focal para cada sismo, se superponen los diferentes patrones individuales de compresión y dilatación y aquellos que son consistentes se van separando por grupos. Con estos grupos se procede después a separar las compresiones de las dilataciones por dos planos ortogonales no pudiendo discriminar al plano de falla del plano auxiliar.

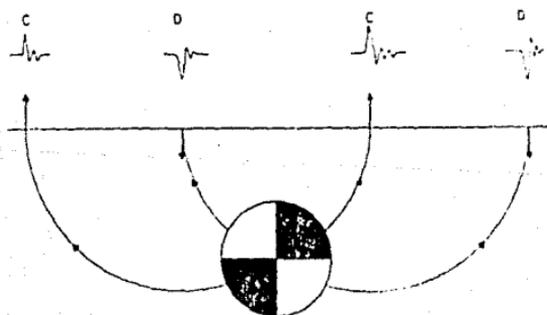


Fig. III.1 Distribución de compresiones (cuadrante negro) y dilataciones (en blanco) sobre la esfera local y desplazamientos de la onda P en la superficie de la Tierra.

Determinación del tensor de esfuerzos.

En 1988, Rivera y Cisternas, proponen un método para obtener el tensor de esfuerzos, no a partir de los mecanismos locales ya determinados, sino a partir de los datos originales de polaridades y ángulos de salida que se usaron para la determinación de los mismos. Esto es, los mecanismos locales vienen a ser producto de los cálculos. Podemos considerar a este nuevo método como una modificación del algoritmo de determinación conjunta propuesto por Brillinger et al. (1980), pero con la ventaja de que su fundamento teórico está basado en una hipótesis menos restrictiva, en el sentido de que considera fallas pre-existentes que pueden dar origen a terremotos con diferentes planos de falla y deslizamientos, los cuales son compatibles con un solo tensor de esfuerzos. Brevemente el fundamento de este método es el siguiente.

El tensor de esfuerzos, cuando se refiere a los ejes principales, puede ser escrito como:

$$\Sigma = \begin{bmatrix} \sigma_x & 0 & 0 \\ 0 & \sigma_y & 0 \\ 0 & 0 & \sigma_z \end{bmatrix}$$

Esta forma siempre la podemos obtener a partir del sistema de coordenadas geográficas después de una rotación hasta coincidir con los ejes principales, usando los ángulos de Euler apropiados (φ , θ , ψ).

El plano de falla está especificado por su vector unitario normal $n = \text{col}(l, m, n)$ donde l, m, n son los cosenos directores (Fig III.2). La fuerza total S que actúa sobre el plano de falla vendrá expresada por:

$$S = \Sigma n = \text{col}(\sigma_x l, \sigma_y m, \sigma_z n)$$

La fuerza tangencial por unidad de superficie será:

$$\tau = S \cdot \sigma_{11} = S \cdot (n \Sigma n)$$

$$\tau = (\sigma_y - \sigma_x) \text{col}[-kl, (1-k)m, (R-k)n]$$

donde $k = mn^2 + n^2R$ y $R = (\sigma_z - \sigma_x) / (\sigma_y - \sigma_x)$ con $\sigma_y > \sigma_x$.

La hipótesis de Bolt indica que la estría es paralela a τ . Si v representa al vector unitario que indica la dirección de la estría entonces:

$$v = \text{col}[-kl, (1-k)m, (R-k)n]$$

en donde el factor $(\sigma_y - \sigma_x)$ se ha simplificado. Para permitir esta simplificación σ_y debe ser superior a σ_x , en caso contrario v será no paralela a τ .

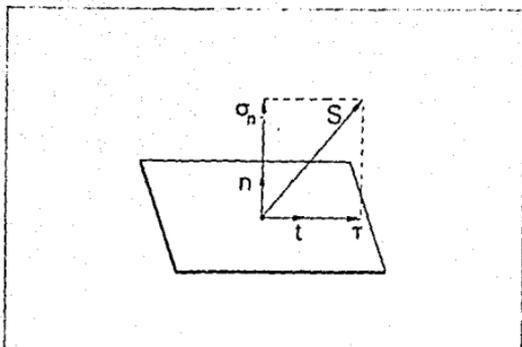


Fig. III.2 Descomposición de la fuerza total S en sus componentes relativas al plano de falla.

R es la forma del tensor desviador. Si se aplica una parte de presión en el tensor que afecte en la misma medida a σ_x , σ_y y σ_z , la forma de R no cambia; por tanto, R es una invariante frente a todas las presiones que puedan sumarse al tensor.

Continuando con el problema directo, la amplitud teórica A del patrón de radiación de la onda P para una fuente puntual es (Aki y Richards, 1980):

$$A = 2 \{ \mathbf{r} \cdot \mathbf{n} \} \{ \mathbf{r} \cdot \mathbf{t} \}$$

donde \mathbf{r} es el vector unitario en la dirección fuente-observador. Esta amplitud es función de la orientación del plano de falla \mathbf{n} , y de la orientación y forma del tensor de esfuerzo $(\varphi, \theta, \psi; R)$.

El problema directo está definido como sigue. Suponiendo que se conoce los parámetros del tensor de esfuerzos y asumiendo un plano de falla correspondiente al i -ésimo terremoto, entonces, se puede calcular el vector unitario deslizamiento \mathbf{v} , por lo que la polaridad Y_{ij} del arribo de la onda P en la j -ésima estación será:

$$Y_{ij} = \text{sign}(A_{ij})$$

donde una compresión está representada por $Y_{ij}=1$ y una dilatación por $Y_{ij}=-1$.

El problema inverso se puede describir como sigue. Dado un conjunto de polaridades Y_{ij} del movimiento inicial de las ondas P de M terremotos registrados en N estaciones, obtener la orientación y la forma del tensor de esfuerzos que sea compatible con ellos, y el plano de falla de cada terremoto. Este problema puede ser formalizado en diferentes

materias. Una de estas formas es utilizar el algoritmo de maximización propuesto por Brillinger et al. (1980) y Udías et al. (1982). El espacio muestra es el conjunto de todos los posibles resultados de mediciones de polaridad en el par fuente-estación. La probabilidad de tener una ompresión en una estación dada para determinado terremoto es:

$$P = \gamma + (1-2\gamma)\Phi(\rho A)$$

donde γ es un parámetro que contiene los errores en las lecturas de polaridades, Φ es la función normal acumulativa y ρ puede ser interpretado como un indicador de la exactitud de los ángulos de salida del rayo. La probabilidad de leer una dilatación es $1-P$.

El logaritmo de la probabilidad de que un conjunto de polaridades observadas Y_{ij} correspondan a un modelo produciendo amplitudes teóricas A_{ij} está dada por la expresión:

$$F = -\log L = -\sum_{i=1, \dots, N_k} \log 0.5[1 + Y_{ik}(1-2\gamma)(2\Phi(\rho A_{ik}) - 1)] \quad k=1, \dots, M$$

F es una función de los parámetros del modelo que produce amplitudes teóricas A_{ij} . Los parámetros del tensor y la orientación de los planos son seleccionados de manera que maximice F .

Para la estimación de los parámetros del modelo, el primer paso es el cálculo de la matriz de Información $I(\theta)$, donde θ es el valor estimado de los parámetros del modelo. En este caso, θ contiene a R y a los ángulos de Euler en los primeros cuatro lugares, y después a la longitud y la latitud de cada uno de los polos de los planos de fallas de los terremotos. Esta matriz de información está dada por:

$$I(\theta) = \{(\partial F / \partial \theta_m \quad \partial F / \partial \theta_n)\} = [\sum \partial P_{ij} / \partial \theta_m \quad \partial P_{ij} / \partial \theta_n / (P_{ij} \cdot (1 - P_{ij}))]$$

en donde la suma esta hecha sobre sobre todos los pares estación-fuente, y el promedio es realizado sobre todas las posibles configuraciones en el espacio muestra.

El factor de forma R.

Una breve discusión sobre la importancia del factor de forma R se expone a continuación. La forma del tensor desviador (R) es importante porque la dirección de la fuerza tangencial que actúa sobre el plano de falla depende únicamente de la orientación del plano de falla, y de la forma del tensor desviador, lo que permite trabajar con medidas de estrías en el plano de falla e interpretarlas en función de la orientación del plano de falla y de la forma del tensor expresado en función de los ejes principales. Es decir, la dirección de la fuerza tangencial depende de la forma del tensor desviador, de la dirección del plano de falla y de la orientación de los ejes principales del tensor de esfuerzos respecto al sistema de coordenadas tomado.

La forma del tensor desviatorio nos permite una clasificación del estado de esfuerzos en siete casos, según los valores que toma R. Los diferentes valores de R pueden ser representados en una recta. (Fig. III.3)

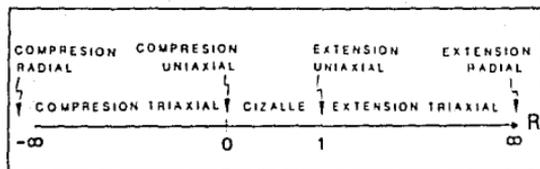


Fig. III.3 Clasificación del estado de esfuerzos en función del valor del tensor desviador R.

Existen cuatro casos límite:

1. $R \rightarrow -\infty$. Corresponde a una compresión radial, es decir tiene compresiones repartidas en cualquier dirección radial. $\sigma_x = \sigma_y$; $\sigma_z < \sigma_x$
2. $R \rightarrow \infty$. Corresponde a una extensión radial, en este caso la tensión en la dirección vertical es mayor que en las direcciones horizontales. $\sigma_x = \sigma_y$; $\sigma_z > \sigma_x$
3. $R = 0$. Corresponde a una compresión uniaxial. $\sigma_x = \sigma_z$; $\sigma_y > \sigma_x$
4. $R = 1$. Corresponde a una extensión uniaxial. $\sigma_z = \sigma_y$; $\sigma_x < \sigma_z$

Los tres casos restantes son:

5. Los tres ejes del tensor son distintos ($\sigma_y > \sigma_z > \sigma_x$). Compresión triaxial.
6. Extensión triaxial ($\sigma_z > \sigma_y > \sigma_x$).
7. Cizalla ($\sigma_y > \sigma_z > \sigma_x$).

El régimen de tensiones existentes es el que controla el movimiento de la falla. En el caso de compresión radial, en caso de que ya existieran fallas en la región, cualquiera que fuese la dirección de los planos de falla, se producirá falla inversa. La única excepción sería aquella en que los planos fueran verticales pero no existiría movimiento alguno.

En el caso de compresión triaxial la discusión es semejante; la única diferencia es que si existen planos verticales se pueden producir movimientos de cizalla, ya que $\sigma_y \neq \sigma_z$. Por lo tanto para valores de R entre $-\infty$ y 0 se pueden esperar fallas inversas y de cizalla que no pueden ser cualquiera, sino que tienen que ser coherentes con la forma del tensor.

En el caso de cizalla, $0 < R < 1$, el movimiento depende de como sean las fallas preexistentes. Si existe una falla vertical se producirá cizalla. Si existe una falla que buza en la

dirección del eje y , se producirá falla inversa. Si existe una falla que buza en la dirección del eje x , se producirá falla normal. En este caso se pueden tener en el terreno, simultáneamente, fallas inversas, normales y de cizalla.

En el caso de extensión triaxial habrá únicamente fallas normales o de cizalla.

Discriminación del plano de falla.

La discriminación del plano de falla se basa en el hecho de que el patrón de radiación de las ondas P, para una fuente de doble de par, no se modifica si se intercambian el plano de falla con el plano auxiliar. La cuestión es saber si los planos de falla dados como información a priori, son realmente los planos de falla o si pueden ser indistintamente los planos de falla o los planos auxiliares. La respuesta a esta cuestión es que, si hay suficientes polaridades por sismo para constreñir bien a las soluciones focales, entonces, en el caso general, los planos encontrados serán los planos de falla y no los auxiliares.

Para encontrar los casos particulares en donde esta discriminación no es posible supongamos que existe un tensor (ϕ, θ, ψ, R) y un plano de falla $(n=(l,m,n))$ tales que los vectores n (normal al plano de falla) y τ (deslizamiento=normal al plano auxiliar) pueden ser intercambiados. Simbólicamente se puede escribir:

$$\tau = \tau(R, n) \quad (\text{Hipótesis de Bolt})$$

$$\tau' = \tau(R, n') \quad \text{con } l' = n \text{ y } n' = \tau \quad (\text{es el mismo tensor II})$$

entonces el producto vectorial debe ser nulo:

$$\tau' \times n = 0$$

es decir:

$$\tau(R, n') \times n = 0$$

$$\tau(R, \tau) \times n = 0$$

$$\tau(R, \tau(R, n)) \times n = 0$$

$$(\sigma_z - \sigma_x)(\sigma_x - \sigma_y)(\sigma_y - \sigma_z) | \text{Im} | = 0$$

La expresión final sugiere que el vector producto desaparece únicamente si el tensor tiene simetría de revolución ($R=\infty, R=0, R=\infty$) o si la normal al plano de falla es ortogonal a uno de los ejes principales del tensor.

Mecanismos compuestos.

Puesto que, en la relocalización, tanto de réplicas y de precursores, se observan dos agrupamientos en la actividad sísmica, se procedió al cálculo del régimen de esfuerzos

locales en cada nido. Para ésto, primero se intentó el encontrar una solución a través del concepto de mecanismos compuestos.

Los datos que se necesitaron para el procesado, tales como los ángulo de salida, azimut de las estaciones respecto a la fuente y las polaridades, se tomaron directamente de la salida del programa HYPOHET.FOR.

Los resultados de este procesado se muestran a través de una proyección del hemisferio inferior de las esferas focales, correspondientes a los mecanismos focales compuestos de los sismos que se trataron. Para cada mecanismo compuesto, se presentan al plano de falla y al plano auxiliar. Las compresiones se presentan como círculos oscuros y las dilataciones como círculos blancos. Aquellas dilataciones con amplitudes pequeñas en el sismograma se representan con un signo menos. El signo V señala al plano que fue elegido para introducir como información a priori al algoritmo de determinación del tensor de esfuerzos cuyos resultados se presentan más adelante. El criterio que se siguió para determinar a este plano es que en aquellos casos en que el mecanismo de falla es normal es más convincente que el plano sea lo más vertical que se pueda, mientras que cuando es falla inversa el plano debe ser el de más bajo ángulo de buzamiento.

Debido a que las figuras que siguen en este capítulo son demasiadas para intercalarlas con el texto, se decidió hacer un anexo que estuviera en la parte final de este trabajo. Con esto se pretende no romper la continuidad del texto al momento de leer. Este anexo contiene las figuras desde la III.4 hasta la III.15.

Precursores.

En total, el nido PGO está integrado por aproximadamente 80 sismos. De los cuales únicamente 63 se procesaron ya que los restantes no tienen muy bien definido el primer movimiento de la onda P. En la fig III.4 podemos apreciar la localización en planta de este nido. Los mecanismos compuestos que corresponden a este nido y que se enumeran del 1 al 16, se muestran en la fig III.5 así como los mecanismos individuales que no fueran consistentes y que se enumeran del 17 al 29. Tratar de encontrar un ordenamiento espacial resultó infructuoso dada la gran variedad de tipos de mecanismos. De esta misma figura, se desprende que, el tratar de discernir sobre cual sería el posible estado de esfuerzos local, es muy riesgoso, ya que alternadamente se presentan mecanismos de falla inversa con mecanismos de falla normal. En lo que se refiere al nido GUO, se compone de

47 eventos de los cuales se procesaron 35. En la fig. III.7 muestra en planta los eventos que componen a este nido. En la fig. III.8 podemos apreciar a los 12 mecanismos compuestos correspondientes a este nido y a los 8 eventos individuales que no pudieron ser consistentes con algún grupo ennumerados del 1 al 20. Al igual que PGO, presenta, tanto mecanismos de falla normal como de falla inversa. Todos los mecanismos compuestos que se presentan tienen una calidad mayor al 85 %.

Réplicas.

En la fig. III.10 se muestra la ubicación en planta de los sismos de este nido. La fig III.11 presenta a los 9 mecanismos compuestos correspondientes al nido I de la etapa de réplicas así como los 11 individuales. Al aumentar el número de observaciones por evento, en ésta etapa, la posibilidad de agruparse en pocos grupos se redujo por la imprecisión de las polaridades, por lo que ahora los mecanismos compuestos están integrados por menor cantidad de sismos individuales si se comparan con los precursores (El promedio del número de eventos agrupados para los precursores es de aproximadamente 3 y para las réplicas de 2). En este caso también no es claro alguna tendencia en cuanto al tipo de mecanismo por lo que no se puede emitir un juicio acerca del estado de esfuerzos local. La fig. III.13 muestra a los sismos que componen al nido II. La fig III.14 presenta a los 6 mecanismos compuestos del nido II y a los 4 mecanismos individuales enumerados del 1 al 10. Al igual que con los nidos precursores es muy difícil discernir sobre un posible tensor de esfuerzos.

Estados de esfuerzos.

Debido, a con el método de los mecanismos compuestos, no se tuvo con claridad alguna solución respecto al estado de esfuerzos locales, se intentó determinar el tensor de esfuerzos en cada nido, haciendo uso del método propuesto por Rivera y Cisternas (1988). Los resultados, presentan al tensor de esfuerzo compatible con cada nido, así como a los mecanismos individuales de cada sismo. En la figura del tensor de esfuerzos, se representa a la intersección de los ejes principales con el hemisferio inferior, a través de una proyección azimutal de igual área o de Schmidt. También se muestra a las elipses de confianza para cada eje. La notación con que aparecen los ejes es la habitual, esto es:

σ_1 = Eje principal de compresión

σ_2 = Eje Intermedio

σ_3 = Eje principal de extensión

En la base de la figura se indican los valores de los parámetros así como la calidad de la solución. Se muestra también el valor del factor de forma del tensor de esfuerzos $R=(\sigma_z-\sigma_x)/(\sigma_y-\sigma_x)$ para el cual hay que considerar tres casos.

$$\begin{array}{ll} R > 1 : & \sigma_z > \sigma_y > \sigma_x \text{ -----} \rightarrow \sigma_z = \sigma_1 \\ & & \sigma_y = \sigma_2 \\ & & \sigma_x = \sigma_3 \\ 0 < R < 1 : & \sigma_y > \sigma_z > \sigma_x \text{ -----} \rightarrow \sigma_y = \sigma_1 \\ & & \sigma_z = \sigma_2 \\ & & \sigma_x = \sigma_3 \\ R < 0 : & \sigma_y > \sigma_x > \sigma_z \text{ -----} \rightarrow \sigma_y = \sigma_1 \\ & & \sigma_x = \sigma_2 \\ & & \sigma_z = \sigma_3 \end{array}$$

Las denominaciones X, Y, y Z corresponden a las orientaciones de los ejes de referencia norte, este y nadir.

La figura de los mecanismos focales representa, al igual que el de mecanismos compuestos descritos anteriormente, al hemisferio inferior (en proyección de Schmidt) de la esfera focal de los sismos tratados y los cuales son compatibles con el tensor de esfuerzos mostrado. En esta figura se pueden apreciar las polaridades, el plano de falla, el plano auxiliar, la dirección de dislocación sobre el plano de falla (la estría), y una región de confianza para el polo del plano de falla calculado. En el caso en que esta región sea muy grande, ésta se omite y los planos nodales son trazados con puntitos y esto caracteriza la Incertidumbre de la solución. Por último, los mecanismos que aparecen con un asterisco (*), son aquellos cuyas polaridades son inestables con el tensor de esfuerzos calculado, ya sea por que la normal al plano de falla sea paralela a un eje principal o porque dos de los componentes del vector normal al plano de falla, referidos al sistema de ejes principales, son cercanos a cero.

Para poder saber si la estructura de los datos (polaridades) es la que conduce realmente a una solución satisfactoria sin demasiada ambigüedad, se decidió procesar primeramente los mecanismos compuestos exclusivamente. Para responder a la cuestión

de que si es posible encontrar un solo tensor de esfuerzos para explicar una gran variedad de distribuciones de polaridades se hizo partir al algoritmo con un tensor inicial diferente cada vez que se ejecutaba. En cuanto a los planos de falla, se seleccionaron aquellos que de una u otra forma no están en contra de lo clásicamente lógico, esto es, cuando el mecanismo era de falla normal, se escogió el plano de más alto ángulo de buzamiento (dip) pensando que es más fácil que la fuerza de gravedad "jale", y cuando era de falla inversa se escogió el de más bajo ángulo. Otro criterio para seleccionar a los planos de entrada al algoritmo, fué el que fueran más o menos paralelos a la costa o a la trinchera frente a Oaxaca.

Precursores.

Como resultado de este procesado se muestran las diferentes soluciones que se obtuvieron para el nido PGO y que se etiquetaron con las letras de la A hasta la L. (Ver anexo.)

Las soluciones para PGO, de la A hasta la I, corresponden a mecanismos compuestos los cuales se correlacionan en su número con los mecanismos respectivos obtenidos manualmente. Esto con la finalidad de poder comparar en determinado momento al tensor y planos de partida (los marcados con una V), con el tensor y planos calculados por el algoritmo. Cabe mencionar que la solución I tuvo como planos de partida un plano completamente horizontal con un azimut de 0° .

En estas soluciones se puede apreciar una gran tendencia a converger a un tensor cuyo eje de presiones siempre es más vertical que el eje de tensión, el cual se conserva en una dirección aproximadamente perpendicular a la costa, así como un factor de forma ($0 < R < 1$) que hace posible la existencia de fallas normales o inversas con componentes de rumbo, tal como puede uno esperar, a excepción de la solución B, en donde se observa un eje de presiones horizontal y con un factor de forma $R=1$. La verosimilitud y calidad de estas funciones se manifiesta como buena en todos los casos (mayor que 0.83).

Las soluciones J, K y L tienen la característica particular de que se les incorporó los eventos individuales del 17 al 29. Tal como cabría esperar las soluciones no difieren gran cosa de las ya obtenidas con exclusivamente mecanismos compuestos. En la fig. III.6 se puede apreciar a las 12 soluciones del tensor de esfuerzos en una sola proyección de igual área del hemisferio inferior. En esta gráfica se puede observar las 3 zonas en que se concentran principalmente los diferentes ejes principales del tensor (T, P, Z). Se puede observar, también, que en la zona donde se concentra preferentemente el eje Z, esta está contaminado por un eje P que corresponde a la solución B. En la zona de ejes P aparece un eje Z, el cual corresponde a la misma solución B. Esta solución B es la que se obtuvo con

un tensor de partida cuyo eje P era horizontal y en una dirección N-S, así como su eje T horizontal y en la dirección E-W. Al parecer, con este tensor de partida, aún cuando la calidad se puede considerar buena, los errores en la determinación de los ángulos de Euler son grandes, de tal forma que las elipses de confianza son muy grandes como para representarse en la proyección. Si no se tomase en cuenta esta solución (B), la tendencia del tensor de esfuerzos sería más que clara. Es decir, para este nido, el proceso de tratar de encontrar un tensor de esfuerzos para una familia de sismos, sugiere un tensor de esfuerzos cuyo eje de presión es ligeramente más vertical ($\theta_p = 40.6 \pm 9.3$, $\phi_p = 233.0 \pm 29.3$) respecto a su eje de tensión ($\theta_t = 54.7 \pm 7.9$, 24.3 ± 16.7) provocando probablemente un acoplamiento que no permite la ruptura definitiva que provoque un sismo.

Para el nido GUO, se siguió el mismo procedimiento. Es decir, se tienen soluciones obtenidas con exclusivamente mecanismos compuestos (soluciones de la A hasta la H) y posteriormente se incluyeron los eventos individuales (soluciones I, J). Al igual que PGO no hubieron cambios notables. Las diferentes soluciones se pueden apreciar en la fig. III.9 en una proyección de igual área. Con excepción de las soluciones A, B y J que muestran un eje T casi horizontal las demás soluciones concentran sus ejes principales en zonas bien definidas, las cuales sugieren un tensor de esfuerzos con un eje tensión bastante vertical ($\theta_t = 15.3 \pm 5.8$, $\phi_t = 180.4 \pm 44.2$) respecto al eje de presión así como un factor de forma ($0 < R < 1$) que permite la coexistencia de fallas normales e inversas con componente de rumbo, si no se toma en cuenta el factor R de la solución B. En cuanto a la verosimilitud y calidad, se puede observar que todas estas soluciones están por arriba de 0.89.

No como parte esencial, pero sí a manera de comparar los tensores de esfuerzos antes y después del terremoto en estudio, y no por que no se quisiera, sino porque el tratar de obtener buenas lecturas de polaridad para esta etapa (réplicas) llevaría su tiempo, se intentó determinar los tensores de esfuerzos después del terremoto. Como resultado se obtuvieron un tercio de soluciones para los nidos I y II (soluciones A, B, C).

Para el nido I, la solución A es el resultado de procesar exclusivamente los 9 mecanismos compuestos obtenidos. Las soluciones B y C. tienen incorporados los mecanismos individuales. Las tres soluciones son muy semejantes (fig. III.12) mostrando un eje de presión mucho más vertical ($\theta_p = 25.7 \pm 1.8$, $\phi_p = 141.5 \pm 36.8$) que el eje de tensión que

se encuentra muy horizontal ($\theta_1=77.3\pm 3.1$, $\phi_1=43.8\pm 8.3$) con un factor de forma ($0 < R < 1$) en el rango de las soluciones para los precursores. Sin embargo estas soluciones hay que tomarlas con muchas reservas, en el sentido de que serán más confiables, cuanto más confiables sean las lecturas de polaridad, aún cuando se tenga una calidad regular (arriba de 0.75).

Para el nido II se tiene que las soluciones (fig. III.15) sugieren un eje de presión horizontal en la dirección perpendicular a la costa ($\theta_p=82.8\pm 5.6$, $\phi_p=34.1\pm 20.8$) y un eje de tensión más vertical ($\theta_t=48.8\pm 13.4$, $\phi_t=130.54\pm 14.7$). El régimen de esfuerzos, es igual que todas las soluciones anteriores. En este caso, el comentario respecto a las soluciones, es el mismo que para el nido I. La mejor calidad fué de de .758 para la solución C.

CAPITULO IV

ANALISIS ESPACIAL Y TEMPORAL DE LA ATENUACION.

Antecedentes.

La búsqueda de parámetros precursoros a un gran terremoto es tema de intensa investigación en la actualidad. Se han observado, por ejemplo, emisiones de algunos gases, cambios de nivel y temperatura del agua, cambios en el campo geomagnético, cambios de componentes químicos del agua, cambios de velocidades sísmicas y cambios en la deformación de la corteza, todos ellos previos a un gran terremoto. Sin embargo, estas variaciones no se han podido observar en todas partes y en todos los casos, por lo que la predicción de un gran sismo sigue siendo el sueño dorado de todo sismólogo. Una discusión amplia al respecto se puede encontrar en Mogi (1985).

Ultimamente, se ha desarrollado una línea de investigación que busca variaciones temporales de la atenuación de las señales sísmicas. Como primer resultado, ya se han publicado algunos trabajos en los que se señalan cambios de hasta un 30% en el nivel promedio del valor de la atenuación previos a la ocurrencia de un sismo (Jin y Aki, 1988; Sato, 1988; Ponce et al., 1989).

La información disponible durante tres semanas previas al terremoto de Oaxaca, sugirió analizar la atenuación en la zona focal para tratar de observar, en tan breve período, algún ordenamiento espacial o temporal de Q_{coda} . La frecuencia predominante (8 Hz) de los sismos tratados, resulta de interés para observar en qué forma son afectados por estructuras pequeñas de la corteza terrestre. La estimación de la atenuación, se hace a través del concepto del factor de calidad Q_{coda} de las ondas coda. Al parecer, el valor de Q_{coda} tiene una estrecha relación con las propiedades geológicas y geofísicas de la corteza terrestre, tales como en la edad de la actividad tectónica, vulcanismo, conductividad eléctrica y velocidad de las ondas sísmicas. Los métodos desarrollados para obtener Q_{coda} suponen que la coda es el resultado de la dispersión simple de ondas primarias debido a numerosas heterogeneidades distribuidas al azar en la corteza. Los tipos de ondas dispersadas pueden ser, ondas S o superficiales. En este trabajo las ondas dispersadas que se consideraron son ondas S.

El factor de calidad Q_{coda} .

El decaimiento de la amplitud en la parte del registro de un sismo conocida como la coda, constituye una de las características más evidentes de que en su trayectoria por el medio de propagación, las ondas sísmicas son dispersadas y atenuadas por éste. Para sismos locales, las ondas coda han sido interpretada como el resultado de dispersión simple de ondas S, esto es, el proceso por el cual una onda primaria, S en este caso, interactúa sólo una vez con una heterogeneidad del medio y produce nuevas ondas secundarias. El decaimiento de la amplitud de las ondas es entonces función de la absorción intrínseca del medio y de la dispersión simple.

El factor de calidad Q_{coda} se define como:

$$\frac{1}{Q_{coda}} = \frac{1}{Q_i} + \frac{1}{Q_{dis}}$$

donde Q_i^{-1} es la atenuación intrínseca y representa la absorción que ejerce el medio sobre las ondas sísmicas y Q_{dis}^{-1} es la atenuación debida a la dispersión provocada por las heterogeneidades del medio. Una definición de Q_{dis} es:

$$Q_{dis} = \frac{\omega}{g\nu}$$

donde g es el coeficiente de turbidez (mide la intensidad de dispersión), ν es la velocidad del medio y ω es la frecuencia de la onda en consideración.

Las características de un sismograma son determinadas, entonces, por la relación de predominio que guardan entre sí Q_i^{-1} y Q_{dis}^{-1} . Esto es, si la absorción Q_i^{-1} es baja y existe fuerte dispersión, el resultado es un sismograma de duración larga. Si por el contrario, la absorción Q_i^{-1} del medio es grande, los registros muestran una duración corta y un decaimiento rápido. De aquí que los sismogramas puedan ser usados para estimar la atenuación de una región.

Actualmente la forma de estimar Q_{coda} considera modelos de propagación de la coda en los cuales se considera que ésta es el resultado de dispersión simple de ondas de cuerpo, generalmente S o superficiales. Algunos de estos métodos desarrollados, son los de AKI y

Chouet (1975), Sato (1977) y Herrmann (1980). En este trabajo se hizo uso del método de Sato, por las condiciones de cercanía entre fuente y observador.

Método de Sato.

En forma breve se expone este método, según Millán Sarmiento (1989).

El modelo de dispersión isótropa simple usado por Sato supone un medio infinito tridimensional y perfectamente elástico, en donde la energía elástica es irradiada esféricamente a partir de una fuente puntual durante un breve intervalo de tiempo. También supone que el medio es no dispersivo y que la energía elástica no es convertida en calor, por lo que las ondas viajan sin cambiar su forma y los cambios de amplitudes son debidas únicamente a la dispersión geométrica. Las heterogeneidades están distribuidas en forma homogénea y aleatoria. El medio tiene una velocidad de onda v y la distribución de las heterogeneidades esta caracterizada por la trayectoria libre media l , que es un parámetro que controla la transferencia de energía de la onda primaria a la dispersada durante la trayectoria recorrida. Las heterogeneidades reducen la densidad de flujo de energía media, de una onda plana incidente por un factor $e^{-x/l}$, donde x es la distancia en la dirección de la propagación. En estas condiciones, la densidad media de energía de las ondas dispersadas es:

$$E_{\text{med}}(r, \frac{1}{\omega}) = \frac{W_d(\omega)}{4\pi r^2} k\left(\frac{vt}{r}\right) \quad \text{----- (1)}$$

donde $W_d(\omega)$ = densidad de energía total irradiada en la frecuencia ω

r = distancia hipocentral

t = tiempo transcurrido a partir del tiempo origen

$k\left(\frac{vt}{r}\right)$ = representa al efecto de dispersión geométrica, esto es;

$$k\left(\frac{vt}{r}\right) = \frac{r}{vt} \ln \frac{vt/r + 1}{vt/r - 1}$$

Cuando las heterogeneidades están distribuidas homogéneamente con una densidad η , entonces $l = (\eta\sigma)^{-1}$. El factor $\eta\sigma$ es el coeficiente efectivo de dispersión y σ , llamado sección transversal de dispersión, representa la razón entre la energía del tiempo medio de las ondas dispersadas por unidad de tiempo y el flujo de densidad media de energía de la onda incidente.

Si las ondas dispersadas son S, la ecuación (1) se reescribe como:

$$E_{d,s}(r, \frac{1}{\omega}) = \frac{\eta \sigma W_d(\omega)}{4 \pi r^2} k \left[\frac{1}{t_s} \right]; t > t_s,$$

donde t_s es el tiempo de recorrido de la onda S y $r = v t_s$.

Cuando se incluye el efecto anelástico del medio, la densidad media de energía de ondas S dispersas es:

$$E_{d,s}(r, \frac{1}{\omega}) = \frac{\eta \sigma W_d(\omega)}{4 \pi r^2} k \left[\frac{1}{t_s} \right] e^{-\frac{r}{Q_c}} \quad \text{-----(2)}$$

donde Q_c es el factor de calidad que incluye los efectos de dispersión y absorción intrínseca.

Suponiendo que la energía de la onda S primaria es irradiada esféricamente desde un punto de la fuente en un tiempo breve u , la densidad media de energía irradiada de la onda S directa a una distancia r es:

$$E_s(r, \frac{1}{\omega}) = \frac{W_d(\omega)}{4 \pi r^2 \beta u} e^{-\frac{r}{Q_c}} \quad \text{-----(3)}$$

donde β es la velocidad de la onda S.

La energía sísmica está dada por $E \sim (A/T)^2$, donde A es la amplitud y T es el período de la onda considerada. Entonces si se acepta que el sísmógrafo es un filtro pasabanda con frecuencia central ω , la razón de densidad de energía E_d/E_{dis} es aproximadamente igual al cuadrado de la razón de las amplitudes $[A_c/A_c(t)]^2$. El valor A_s es la máxima amplitud de la onda S y A_c es la amplitud media de la coda en torno de un tiempo t . De las ecuaciones (2) y (3) se obtiene:

$$\frac{E_s}{E_{dis}} = \left(\frac{A_s}{A_c} \right)^2 = \frac{1}{\eta \sigma \beta u} k \left[\frac{1}{t_s} \right] e^{-\frac{r(t,t)}{Q_c}}$$

Aplicando logaritmo en ambos miembros de esta ecuación y arreglando términos:

$$\log_{10} \left[\left(\frac{A_s}{A_c} \right)^2 k \left[\frac{1}{t_s} \right] \right] = C + b(t - t_s) \quad \text{-----(4)}$$

donde $C = 1' \log_{10} (\eta \sigma \beta \nu)$ y $b = 2\pi (\log_{10} e) f/Q_c$.

El lado izquierdo de (4) se obtiene midiendo en el sismograma las amplitudes A_s y A_c y calculando $k(v_s)$ para tiempos conocidos t y t_s . Además, conociendo b de la relación lineal (4) es posible calcular Q_c .

Procesamiento y datos.

Los eventos procesados para la estimación de la atenuación en la zona local, son aquellos que se registraron en la estación PGO. Esta estación consiste de un sismógrafo de papel ahumado cuya banda de frecuencia estuvo abierta entre 5 y 10 Hz. por lo que la frecuencia predominante para los eventos procesados es de 7 a 8 Hz. Una forma de verificar esta frecuencia es contando el número de intersecciones (N) del trazo del registro con la línea base en un intervalo de tiempo dado (δt), quedando entonces, la frecuencia predominante como:

$$f_p = N / 2\delta t.$$

Puesto que el algoritmo usado trabaja con base en la envolvente superior o inferior del sismograma elegido, las cuales son digitalizadas, se tiene que tomar en cuenta la curvatura producida por el estilote ya que el tiempo observado de amplitudes de la coda no coincide con el tiempo correspondiente al cruce de éstas por la línea de referencia del sismograma.

Debido a que las magnitudes de los eventos procesados tienen magnitudes menores a 3, el registro de los mismos es demasiado pequeño y la incertidumbre en la digitalización aumenta considerablemente. Es por ello que los sismogramas se amplificaron fotográficamente de tal forma que algunos registros aumentaron su tamaño hasta 5 veces el original. Un ejemplo de los sismogramas amplificados se puede observar en la fig. IV.1

Después de digitalizadas la envolvente del sismograma, cuyo intervalo de muestreo fué de .1 seg., los datos discretos son procesados y como resultado se obtiene una estimación de Q_c/f , así como el coeficiente de correlación lineal (CCL. Ver fig. IV.2). La ventana de tiempo para la cual fueron procesados los eventos es de 15 seg. tratando con ello que un máximo de eventos se procesaran sin presencia de ruido, así como para sondear un volumen de heterogeneidades constante. Para compatibilizar que el decaimiento fuera regular en todos los sismos, se procesó 2 segundos después del arribo de la S. Todos los

eventos procesados llenen un arrivo de la onda S muy claro y también un registro de amplitudes bueno.

Precursores.

Para la etapa precursora se procesaron en total 22 eventos cuya ubicación se aprecia en la fig. IV.3 y cuyas principales características se muestran en la Tabla 1. En esta tabla se incluyen los valores de Q_c/f calculados, así como su calidad (CCL). En la fig. IV.4 se muestran a los 22 valores de Q_c/f graficados contra el tiempo de ocurrencia, sin ninguna restricción. En la fig. IV.6 se tiene la misma gráfica, solo que ahora sin los valores de Q_c/f cuya calidad fué menor que 0.75. En esta última, se aprecian dos niveles promedios del valor de Q_c , la primera con un valor medio de 25.5 y la segunda con un valor medio de 36.5 Esta variación positiva del valor de Q_c , de aproximadamente un 35%, se presenta 9 días antes del evento principal. El análisis espacial sugiere un orden, en el sentido de que el valor promedio más bajo corresponde al centro de la zona muestreada, mientras que en los alrededores el valor de Q_c/f tiende a ser mayor (fig. IV.5).

Réplicas.

La gran actividad sísmica después del evento principal provocó que algunos registros en papel ahumado se encimaran, por lo que en esta etapa solamente se pudo hacer la estimación de Q_c para 7 eventos de la zona focal, cuyas características se presentan en la tabla 2. En la figura IV.7 se puede apreciar la ubicación en planita de los eventos procesados. La figura IV.8 muestra una gráfica Tiempo .vs. Q_c , en la que se muestran valores de Q_c entre 20 y 35. Como se puede observar en la figura IV.6, aunque no se tiene una distribución amplia de eventos en la zona, se puede especular que en la zona central donde se llenen valores por encima de 35 para la etapa de precursores, ahora para la etapa de réplicas muestra valores más bajos.

Fecha	Tiempo Origen			Latitud (N)	Longitud (W)	Prof. (km.)	Mc	Oc1	CCL
	Hr	Min.	Seg.						
781111	01	40	13.64	15.8287	96.8048	20.27	1.86	20.87	0.93
781113	15	17	58.84	15.8576	96.8507	19.46	2.01	30.33	0.95
781115	10	07	57.25	15.8887	96.8560	24.42	1.78	49.39	0.65
781115	11	50	11.62	15.8095	96.8908	19.48	2.48	27.71	0.89
781116	12	26	02.70	15.9267	96.8072	22.32	2.41	27.58	0.87
781116	23	04	41.98	15.8582	96.8418	24.30	2.24	24.10	0.94
781118	12	48	25.57	15.9118	96.7835	18.78	1.69	27.64	0.79
781118	13	48	01.33	15.8443	96.7918	16.94	1.72	44.76	0.67
781118	20	27	53.40	15.8197	96.8217	19.01	1.84	56.59	0.75
781120	17	04	21.31	15.8253	96.8598	17.28	1.63	35.80	0.82
781121	16	50	45.68	15.9638	96.8528	18.23	1.98	33.34	0.81
781124	02	05	56.99	15.8325	96.9130	21.63	1.52	38.98	0.83
781125	00	09	08.35	15.7710	96.8080	15.84	1.63	20.77	0.88
781125	13	24	49.90	15.8475	96.8327	19.37	1.54	51.23	0.69
781125	16	41	28.72	15.8678	96.8258	18.35	1.51	24.49	0.75
781125	22	05	24.56	15.8235	96.8903	19.65	2.27	38.79	0.90
781127	04	37	17.63	15.8517	96.8723	20.45	2.11	37.43	0.79
781128	06	32	57.82	15.8880	96.8218	20.67	1.87	28.52	0.79
781128	11	26	37.00	15.8430	96.8673	18.31	1.59	32.95	0.87
781128	19	33	44.85	15.8450	96.7637	18.94	1.80	49.34	0.83
781128	19	37	27.52	15.8802	96.7602	15.81	2.29	34.73	0.83
781129	02	52	49.22	15.9137	96.7657	15.09	2.90	38.00	0.86

Tabla 1. Características de los eventos precursores utilizados para la estimación de Q_c .

Fecha	Tiempo Origen			Latitud (N)	Longitud (W)	Prof. (km.)	Mc	Oc1	CCL
	Hr	Min.	Seg.						
781203	12	57	36.36	15.8758	96.7875	18.02	2.05	20.44	0.91
781206	09	52	50.26	15.9413	96.7945	15.99	2.09	31.42	0.87
781207	00	41	43.85	15.8557	96.8075	23.85	2.14	28.37	0.88
781208	07	49	17.39	15.8828	96.8097	18.11	2.33	30.92	0.92
781208	12	33	23.98	15.8447	96.8702	17.62	2.21	32.02	0.89
781213	02	11	19.87	15.8720	96.8062	19.15	2.71	23.22	0.94
781214	19	29	45.78	15.8818	96.8062	14.27	2.75	34.29	0.89

Tabla 2. Características de los eventos de réplicas utilizados para la estimación de Q_c .

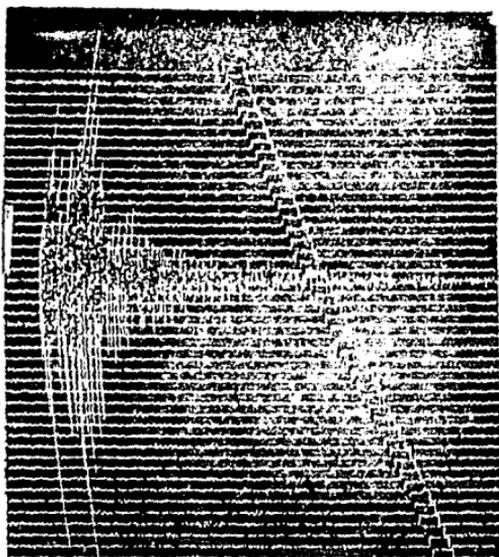


Fig. IV.1 Ejemplo de un sismograma amplificado utilizado para la estimación de Q_c en la zona focal.

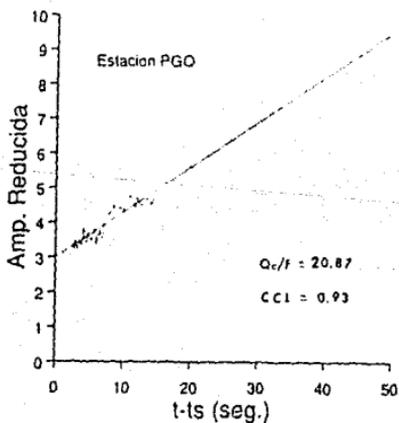


Fig. IV.2 Gráfica ejemplo de amplitud reducida vs. (t-ts) para la estación PGO. Se puede apreciar el ajuste en la correlación lineal, empleado por el método de Sato.

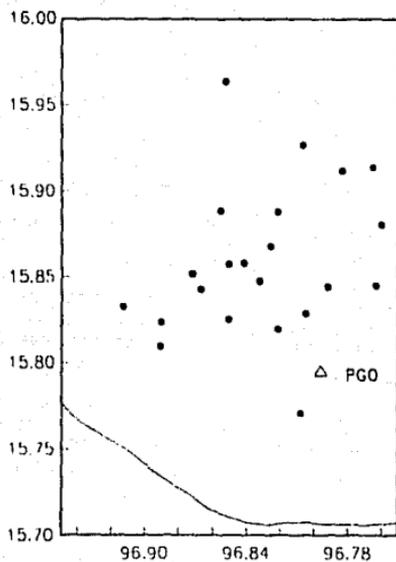


Fig. IV.3 Ubicación en planta, de los eventos utilizados para la estimación de C_c , sin restricciones en su calidad.

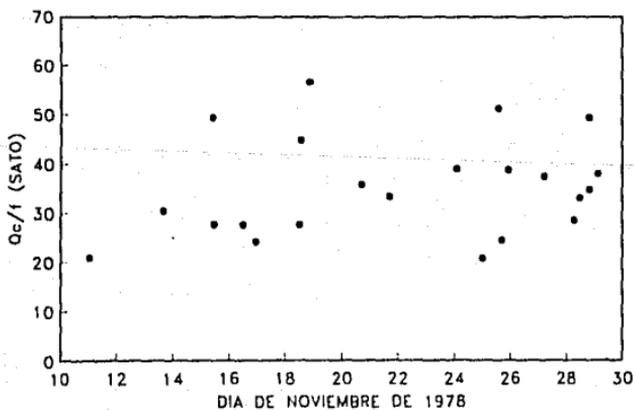


Fig. IV.4 Gráfica de Q_c vs. Tiempo de ocurrencia. Se muestra los valores de Q_c sin restricciones en su calidad.

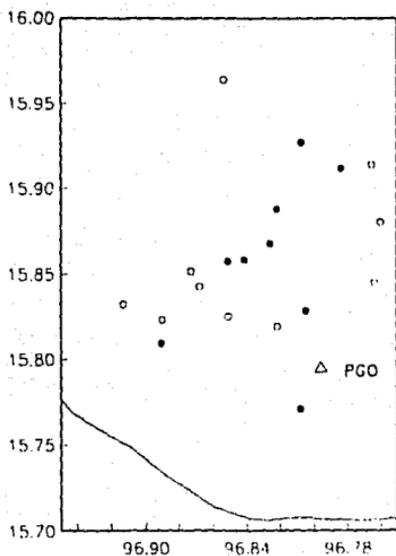


Fig. IV.5 Ubicación en planta de los eventos cuya estimación de Q_c llenen una calidad ≥ 0.75 . Los círculos negros corresponden a valores bajos de Q_c (entre 20 y 30) y los círculos blancos tienen valores más altos que éstos (entre 30 y 50).

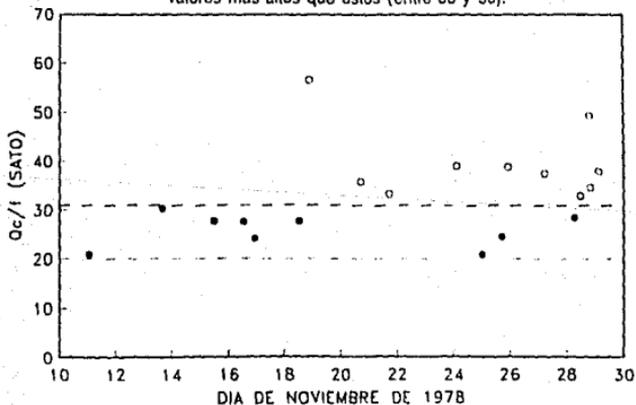


Fig. IV.6 Gráfica de Q_c vs. Tiempo de ocurrencia, en la que se muestran valores bajos, los cuales corresponden al centro de la zona estudiada mientras que los valores más altos corresponden a los alrededores de la zona.

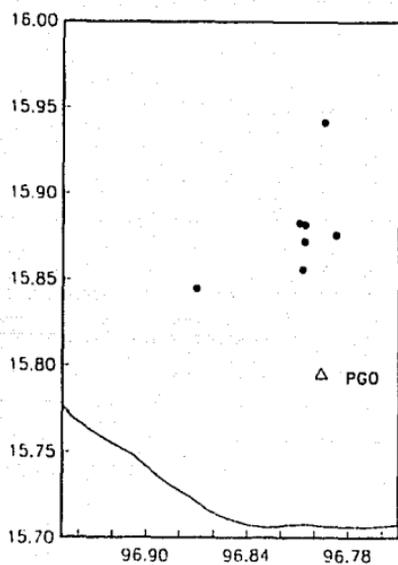


Fig. IV.7 Ubicación en planta de los eventos ocurridos después del evento principal, utilizados para estimar Q_c .

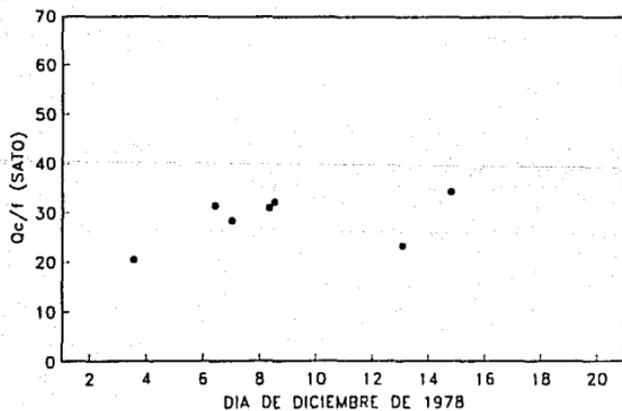


Fig. IV.8 Gráfica de Q_c vs. Tiempo de ocurrencia. Los valores de Q_c muestran valores similares a los valores bajos que se observan con los precursores.

CAPITULO V

CONCLUSIONES.

En base a los resultados obtenidos en el presente trabajo, se pueden hacer las siguientes conclusiones:

1.- La relocalización efectuada para los eventos precursoros y de réplicas del terremoto de Oaxaca (29-XI-1978) con el programa HYPOHET.FOR para medios lateralmente heterogéneos, no varía, dentro los límites prácticos, respecto a la localización hecha con el programa HYPO71.FOR para un modelo de capas planas por medio de la técnica del evento maestro (localización relativa). Sin embargo, en algunos casos, el ángulo de salida del rayo varía hasta 10° respecto al ángulo calculado para un medio de capas planas.

2.- En la sismicidad precursora (3 semanas), se observan dos núcleos de actividad (nidos), los cuales estuvieron activos durante todo el tiempo de monitoreo. Toda la sismicidad tiene una magnitud menor a 3.5. El primer nido (PGO), se ubica muy cerca de la posible zona focal del evento principal, y lo podemos encerrar en un cubo de 20 km. de lado a una profundidad aproximada de 20 km., muy cerca de la costa. El segundo nido de actividad (GUO), se encuentra a unos 20 km. de distancia al NW del primero (continente adentro), con dimensiones muy similares, pero a una profundidad mayor (30 km.).

3.- La etapa de réplicas es mas abundante y con mayor contenido energético. En esta etapa, se observa que la actividad sísmica aumenta considerablemente en la costa, mientras que de los dos núcleos precursoros, desaparece el más profundo (GUO), prevaleciendo el nido PGO (nido II, en la etapa de réplicas). A cambio, aparece un nuevo núcleo de actividad (I) muy cerca y al norte del nido II. Las características en dimensiones de los nidos I y II son similares a sus correspondientes precursoros.

4.- El análisis de esfuerzos efectuado, sugiere para el nido PGO de la etapa precursora, un tensor de esfuerzos local con un eje de presión más vertical que su eje de tensión, provocando probablemente un fuerte acoplamiento vertical, en un régimen extensional perpendicular a la costa. Mientras que en el segundo nido (GUO), el tensor de esfuerzos local indica un régimen compresivo en la dirección de convergencia. La figura V.1 muestra un corte muy esquemático de los tensores de esfuerzos.

5.- El análisis de esfuerzos para la etapa de réplicas, muestra regímenes muy parecidos a los de la etapa precursora. Para el nido I, el tensor de esfuerzos sugiere un eje de presión más vertical que el eje de tensión, dentro de un claro régimen de cizalla. Mientras que para el nido II, el tensor de esfuerzos determinado indica un eje de tensión más vertical que el eje horizontal. En la figura V.2 se aprecia la disposición de los estados de esfuerzos para ésta etapa.

6.- Para tener una mejor certeza, en cuanto a los estados de esfuerzos determinados, se recomienda observar si tomando en cuenta otro parámetro, tal vez la amplitud, los sismos tratados siguen siendo compatibles con los mismos.

7.- El análisis de atenuación, en las cercanías de la zona focal (PGO), sugiere valores más altos de ésta en el centro que los que se presentan en sus alrededores antes del evento principal. Esto puede indicar diferentes relaciones de estados esfuerzo-deformación. Después del evento principal se puede apreciar un comportamiento de la atenuación más uniforme que en la etapa de precursores, probablemente a causa de que el estado de esfuerzo-deformación es el mismo en toda la zona focal.

8.- Tomando en cuenta la espectación que ha levantado la brecha de Guerrero, se puede especular sobre las dos bandas de sismicidad que reportan Suarez y Montrel (1989), una superficial (30 km.) muy cerca de la costa y con mecanismos típicos de una zona de subducción de bajo ángulo y la segunda banda de mayor profundidad (40 km.) continente adentro y con un régimen extensivo. La pregunta sería, ¿las observaciones y conclusiones que se hacen en el presente trabajo pueden esperarse para la brecha de Guerrero?. La respuesta es difícil de contestar. El período de análisis (3 semanas previas) es probablemente pequeño para emitir algún juicio válido sobre lo que podría suceder. Si se comparan los dos casos, se tiene que lo común es que la actividad sísmica está dividida en dos partes, una superficial y otra más profunda, con la diferencia que en Guerrero se observan bandas y no núcleos. ¿Será por las diferencias en el tiempo de observación y madurez tectónica de las dos zonas?. es decir, ¿Se puede esperar que la actividad sísmica en Guerrero se deje de manifestar en bandas para concentrarse en núcleos de actividad, invirtiendo los estados de esfuerzos?. Puesto que se tienen 3 semanas de información previa en Oaxaca, lo que se puede recomendar es el efectuar mapas de sismicidad que tengan información de uno o dos meses. También se podría

observar alguna variación en las velocidades de propagación o de la atenuación del medio, los cuales pueden estar muy relacionados con el grado de madurez del medio, es decir con los estados de esfuerzos que guarden algunas zonas de la brecha de Guerrero.

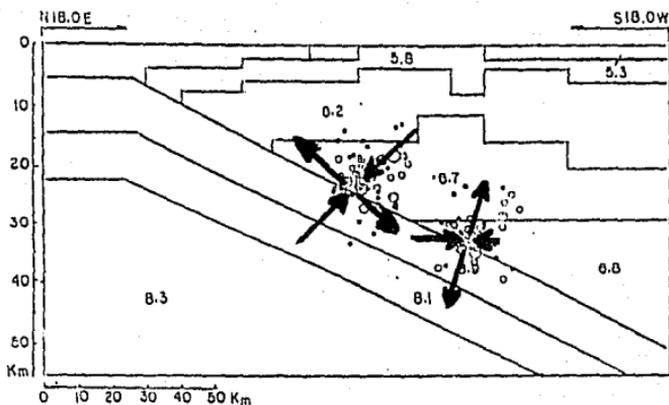


Fig. V.1 Corte esquemático perpendicular a la trinchera, de la corteza terrestre. Antes del evento principal, el análisis de esfuerzos sugiere un acoplamiento vertical entre la corteza continental y la oceánica a unos 20 km de profundidad dentro de un régimen extensional perpendicular a la costa. Mientras que continente adentro y a los 30 km, de profundidad el régimen dominante es compresivo en la dirección de convergencia.

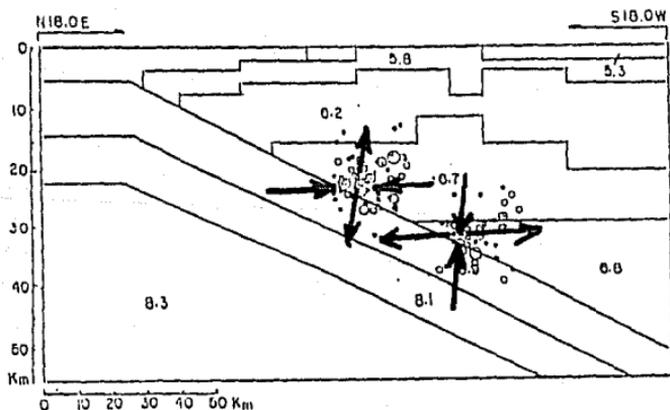


Fig. V.2 Después del evento principal el estado de esfuerzos al parecer se invierte. El régimen extensional ahora es a los 30 km y el régimen compresivo en la dirección de convergencia se encuentra a los 20 km.

APENDICE

Durante el uso y manejo del programa HYPOHET.FOR, para la localización de sismos en un medio lateralmente heterogéneo, se pudo constatar, que éste aún está en etapa de pruebas de campo, tal como sus autores lo advirtieron (Virieux et al, 1988). Aún cuando el programa fuente incluye líneas de comentarios para el uso del mismo, es el propósito del presente apéndice el enfatizar algunas de las limitantes encontradas durante el desarrollo del trabajo de relocalización, así como exponer sus posibles causas y soluciones que puedan ayudar a otros usuarios al uso más efectivo de este programa.

Una de las primeras limitantes, muy fuerte, es que la rutina del trazado del rayo, en la cual entra en juego la estructura de velocidades, está esquematizada para trabajar en el primer cuadrante de un sistema de referencia diestro, en el que las latitudes y las longitudes son positivas. Esto es, los usuarios del segundo, tercer y cuarto cuadrantes, deberán hacer una traslación de las coordenadas hacia el primer cuadrante, tanto de la posición de las estaciones como de la posición de los nodos de la estructura de velocidades (intersección de líneas que representa un cambio de velocidad).

Hay que cuidar, rigurosamente, que ninguna estación esté en la interface entre cada elemento finito, pues provoca que la trayectoria del rayo no sea la adecuada.

Otra limitante, es que con este programa no se pueden hacer localizaciones relativas (evento maestro), debido a que, considerando que las estaciones generalmente no están aún mismo nivel de referencia, éstas deben ser "sumergidas" en la estructura. Es decir, hay que considerar niveles negativos en la dirección Z, por ejemplo, -2 km.

Por alguna razón, que no se investigó por no formar parte del trabajo, el identificar estaciones con números, provoca problemas en la localización, por lo que se recomienda identificarlas únicamente con letras.

El número de elementos finitos en que se divide a la estructura de velocidades, repercutirá en el tiempo de procesado así como en la estabilidad del programa. Cabe destacar, que este programa ha sido usado, antes del presente trabajo, con estructuras simples de velocidades, como por ejemplo, un modelo de capas planas con un cambio lateral de velocidad en la primera capa, por lo que el número de divisiones que

representan al modelo es muy bajo, comparado con aquel que se necesita para representar un modelo con la geometría típica de una zona subducción, como el del presente trabajo.

Una buena cobertura azimutal de la red de estaciones, ayuda a la estabilidad del sistema en general. En el presente trabajo, la geometría de la red para el período de réplicas, causó algunos problemas de Inestabilidad.

REFERENCIAS.

Aki, K.

Analysys of the Seismic Coda of Local Earthquakes as Scattered Waves.
1969. Journal of Geophysical Research. V. 74

Brillinger, D. R., Udías, A. y Bolt, B. A.
A probability model for regional focal mechanism solutions.
1980. Bull. Seism. Soc. Am., vol 70

Catillo Yances, Alonso.

La estadística de Poisson y el modelo de la dona en la actividad sísmica anterior al terremoto de Oaxaca ($M_s=7.8$) de Noviembre 29 de 1978.
Tesis de Licenciatura.
1980. Facultad de Ciencias. UNAM.

Cisternas, A., y Rivera, I.

Stress tensor and fault plane solutions for a population of earthquakes.
1988. Journal of Geophysical Research, in press.

González Ruiz, L. C.

Estudio de las réplicas (29 Nov.-17 Dic., 1978 $M \geq 3.0$) del temblor de Oaxaca del 29 de noviembre de 1978.
Calibración de magnitudes.
Tesis de Licenciatura.
1980. Facultad de Ciencias. UNAM.

Herrera, I., L. Ponce y G. Suárez.

Los sismos y sus causas.
Com. Téc. Serie Docencia e Investigación No. 1
1988. Instituto de Geofísica. UNAM.

Jin, A. and K. Aki.

Spatial and temporal correlation between coda Q and seismicity in China.
1988. Bull. Seismol. Soc. Am. V. 78

Lee, W. H. K. and J. C. Lahr.

HYPO71 (Revised): A computer program for determining hypocenter, magnitude and first motion pattern of earthquake.
1978. U. S. Geological Survey, Open File Report 75-311.

Millán Sarmiento, M. H.

Atenuación sísmica en el centro y sur de México.
Tesis de Maestría.
1989. Instituto de Geofísica, UNAM.

Minster, J. B. and T. H. Jordan.
Present-day plate motions.
1978. Journal Geophysics Research, v. 83

Mogi, K.
Earthquake prediction.
Academic Press Japan Inc.
1985. Tokio, Japón.

Nishenko, S. P. and S. K. Singh.
Conditional probabilities for the recurrence of large and
great earthquakes along the Mexican subduction zone.
1987. Bull. Seis. Soc. Am., v. 77.

Núñez-Cornú, F. J.
Oaxaca: Análisis de la estructura y la sismicidad.
Com. Técs. Serie Investigación No. 4
1988. Instituto de Geofísica. UNAM.

Núñez-Cornú, F. y L. Ponce.
Zonas sísmicas de Oaxaca, México:
Sismos máximos y tiempos de recurrencia
para el período 1542-1988.
Com. Técs. Serie Investigación No. 97
1988. Instituto de Geofísica.

Ohtake, M., T. Matumoto and G. V. Latham.
Seismicity gap near Oaxaca, Southern Mexico as a
probable precursor to a large earthquake.
1977. Pure and Applied Geophysics V. 115

Rivera, L. A.
Inversion du tenseur des contraintes et des
mécanismes au foyer a partir des données
de polarité pour une population de séismes.
Tesis de doctorado. Universidad Louis Pasteur,
1989. Paris, Francia.

Singh, S. K., L. Astiz and J. Haskov.
Seismic gaps and recurrence periods of large earthquake
along the Mexican subduction zone: a reexamination.
1981. Bull. Seis. Soc. Am. v. 71.

**Singh, S. K., J. Haskov, K. Mc Nally,
L. Ponce, T. Hearn and M. Vassiliou.**
The Oaxaca, México, earthquake of 29 november 1978:
a preliminary report on aftershocks.
1979. Geofísica Internacional. vol. 17 No. 3

Sato, H.

Energy propagation including scattering effects
single isotropic scattering approximation.
1977. J. Phys. Earth, V. 25

Sato, H.

Temporal change in scattering and attenuation associated
with the earthquake occurrence-A review of recent studies
on coda waves.
1988. PAGEOPH. vol. 126 Nos 2-4

Stuart, G. S. and E. Chael.

Source mechanism of the november 29, 1978 earthquake
Oaxaca, Mexico, and its relation to seismicity.
1978. Geofísica Internacional. vol. 17 No. 3

Suárez, G., T. Monfret, G. Wittlinger and C. David.

Geometry of subduction and depth of the seismogenic
zone in the Guerrero gap, Mexico.
1989. Nature, in press.

Udías, A., D. Muñoz, y E. Buforn.

Mecanismo de los terremotos y tectónica.
Fac. de Ciencias Físicas, U. Complutense.
1985. Madrid, España.

Virieux, J., V. Farra and R. Mndariaga.

Ray tracing for earthquake location in laterally
heterogeneous media.
1988. Journal of Geophysical Research, V. 93

A N E X O

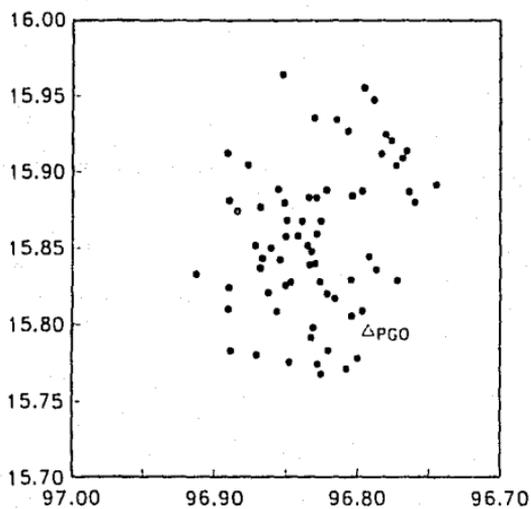


Fig. III 4 Ubicación en planta de los sismos que componen al nido PGO que aparece en la etapa de precursores y del que se intenta determinar el estado de esfuerzos.

PGO

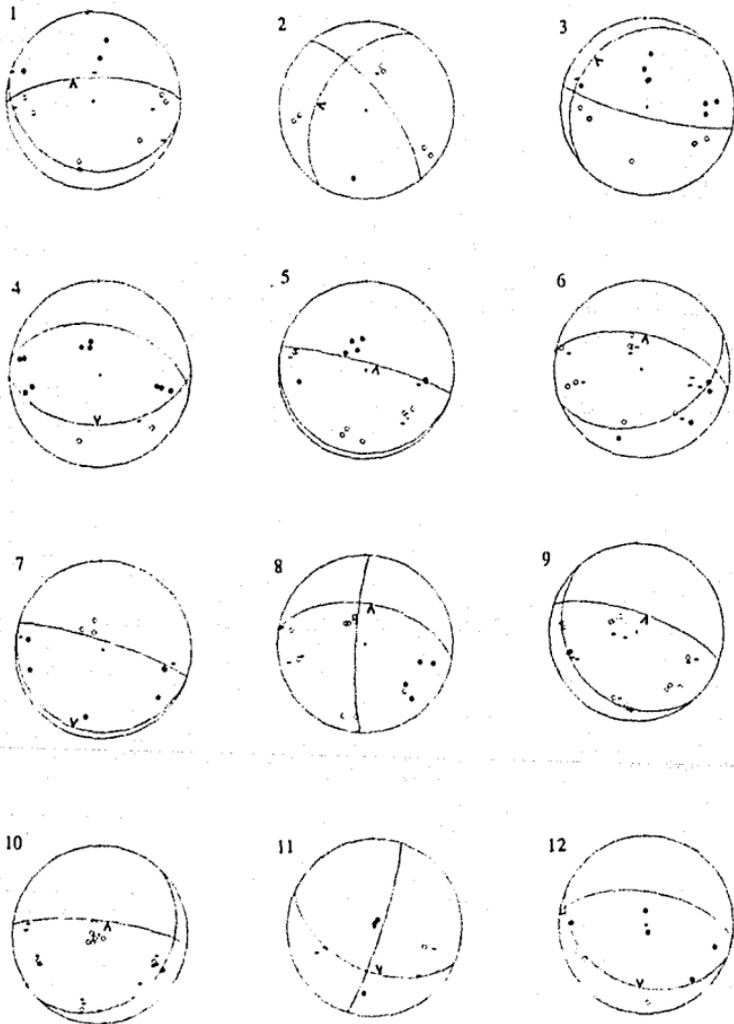
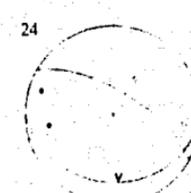
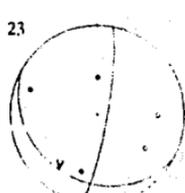
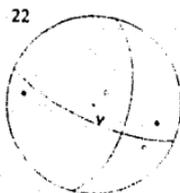
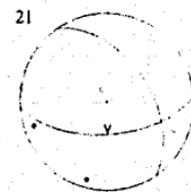
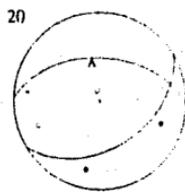
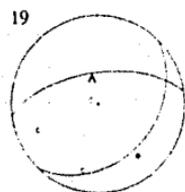
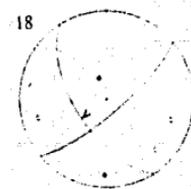
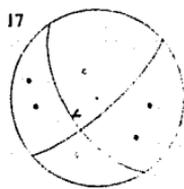
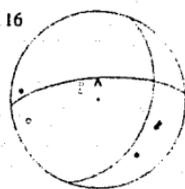
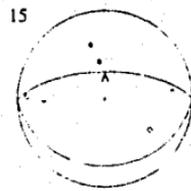
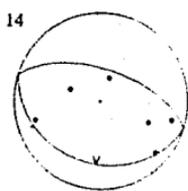
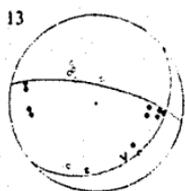


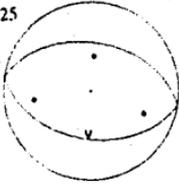
Fig. III.5 Mecanismos compuestos para el nido PGO, en una proyección de igual área del hemisferio inferior. Las compresiones y dilataciones son respectivamente círculos negros y blancos. El signo menos indica una lectura de amplitudes pequeñas. El signo v indica el plano elegido para dar como información a priori para el cálculo del tensor de esfuerzos.

PGO

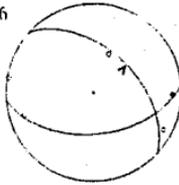


PGO

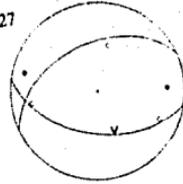
25



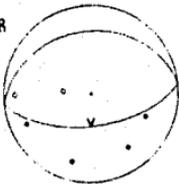
26



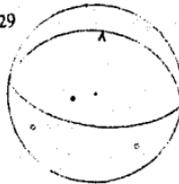
27



28



29



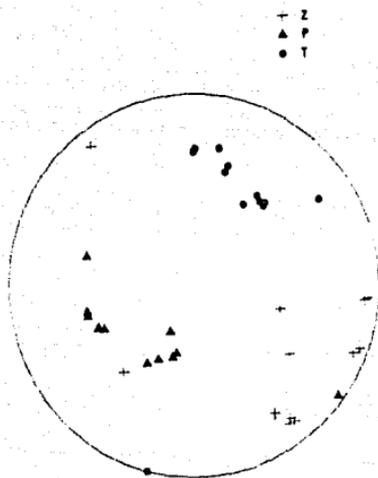
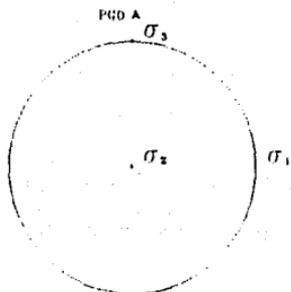


Fig. III.6 Representación estereográfica de los valores de los ejes T, P y Z de las diferentes soluciones obtenidas, para el nido PGO.

Tensor inicial.



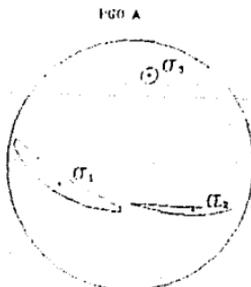
Tensor de esfuerzos: Forma y Orientacion

Factor de forma: $R = 0.5 \pm 0.0$

Orientacion: $\phi = 0.0 \pm 0.0$
 $\theta = 0.0 \pm 0.0$

Calidad: Verosimilitud = 0.000
Score = 0.501

Tensor calculado.

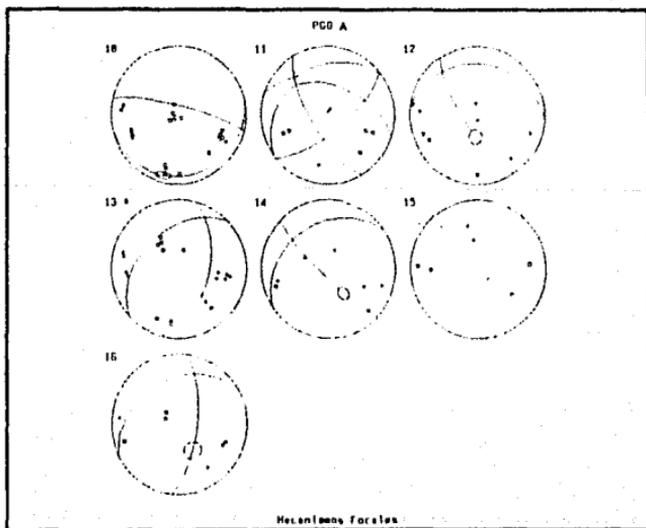
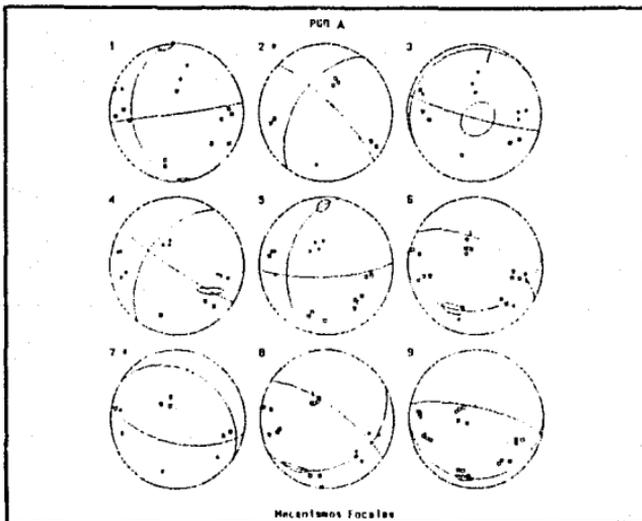


Tensor de esfuerzos: Forma y Orientacion

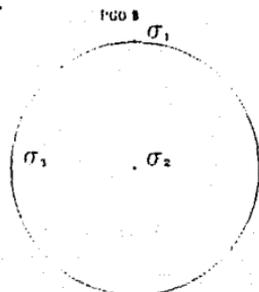
Factor de forma: $R = 0.9 \pm 0.2$

Orientacion: $\phi = 215.5 \pm 39.7$
 $\theta = 53.0 \pm 50.0$
 $\psi = 143.8 \pm 21.1$

Calidad: Verosimilitud = 0.033
Score = 0.083



Tensor inicial.



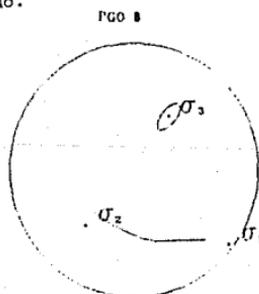
Tensor de esfuerzos: Forma y Orientacion

Factor de forma R = 05 +/- 00

Orientacion: phi=psi=270.0 +/- 00
theta= 00 +/- 00

Calidad Verosimilitud= 0000
Score = 0440

Tensor calculado.

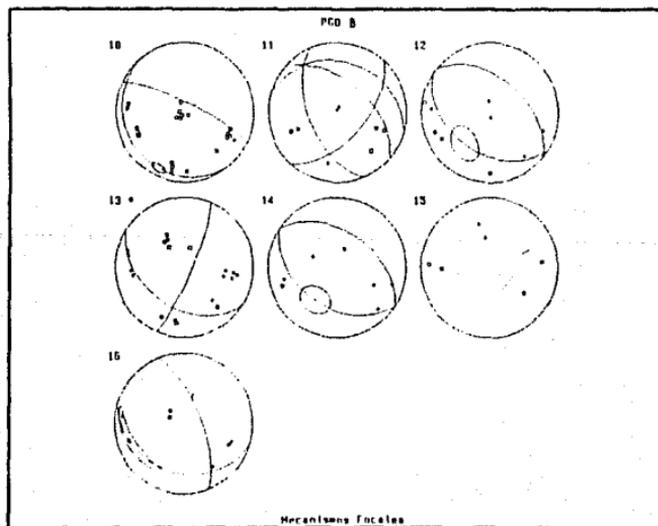
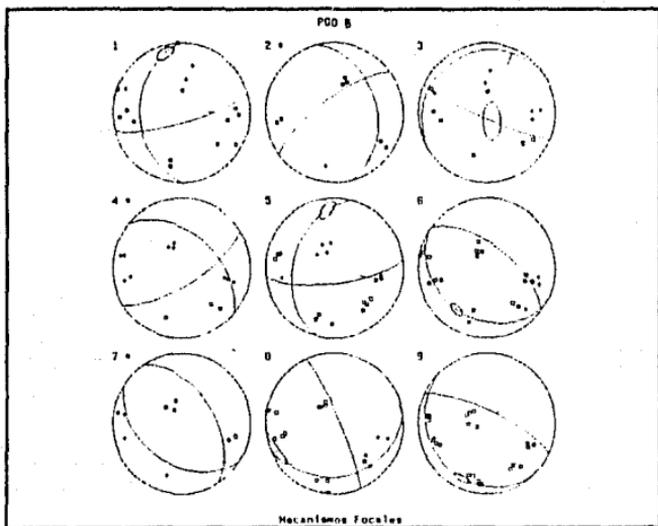


Tensor de esfuerzos: Forma y Orientacion

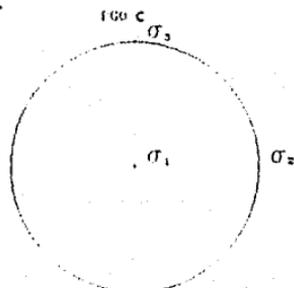
Factor de forma: R = 10 +/- 01

Orientacion: phi=310.7 +/- 207.3
theta= 49.0 +/- 17.9
psi= 85.1 +/- 175.7

Calidad Verosimilitud= 0329
Score = 0839



Tensor inicial.



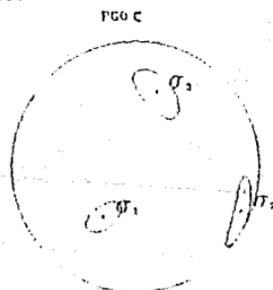
Tensor de esfuerzos: Forma y Orientacion

Factor de forma: $R = 0.5 \pm 0.0$

Orientacion: $\phi = 0.0 \pm 0.0$
 $\theta = 90.0 \pm 0.0$
 $\psi = 0.0 \pm 0.0$

Calidad: Verosimilitud = 0.900
Score = 0.543

Tensor calculado.

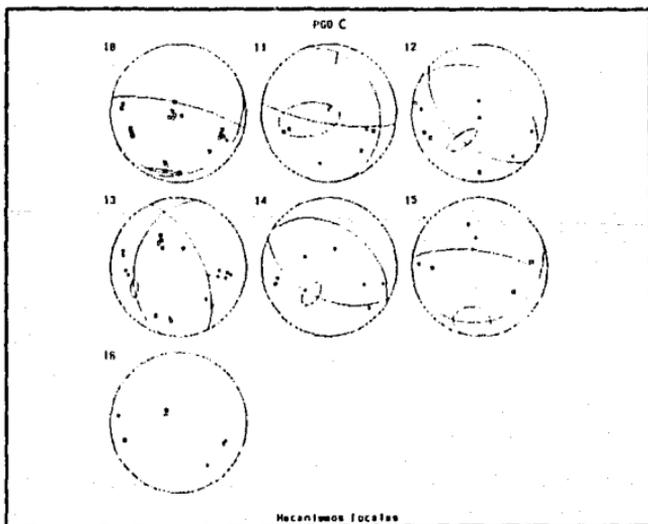
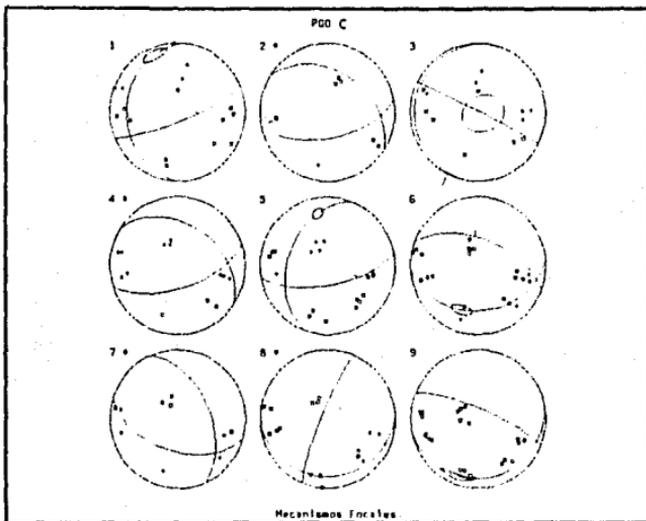


Tensor de esfuerzos: Forma y Orientacion

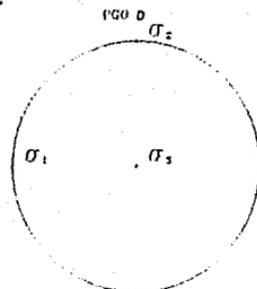
Factor de forma: $R = 0.5 \pm 0.04$

Orientacion: $\phi = 203.1 \pm 17.8$
 $\theta = 62.1 \pm 7.9$
 $\psi = 141.1 \pm 14.5$

Calidad: Verosimilitud = 0.921
Score = 0.691



Tensor inicial.



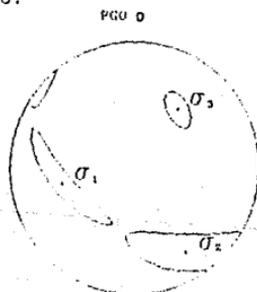
Tensor de esfuerzos: Forma y Orientacion

Factor de forma $R = 0.6 \pm 0.0$

Orientacion: $\phi_1 = 270.0 \pm 0.0$
 $\phi_2 = 90.0 \pm 0.0$
 $\phi_3 = 00.0 \pm 0.0$

Calidad: Verosimilitud = 0.000
Score = 0.502

Tensor calculado.

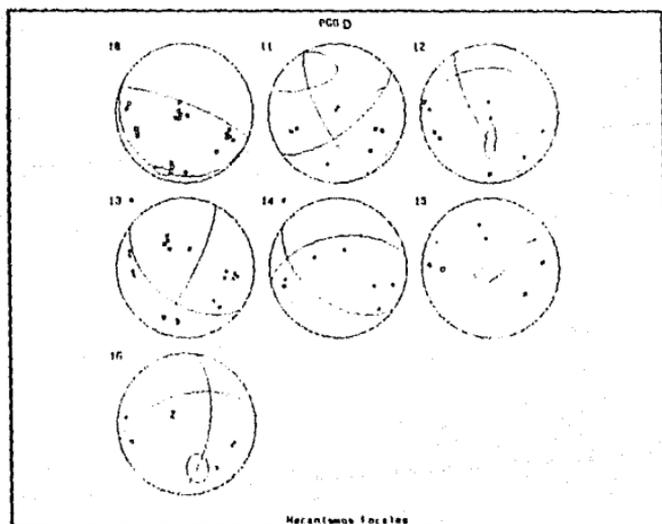
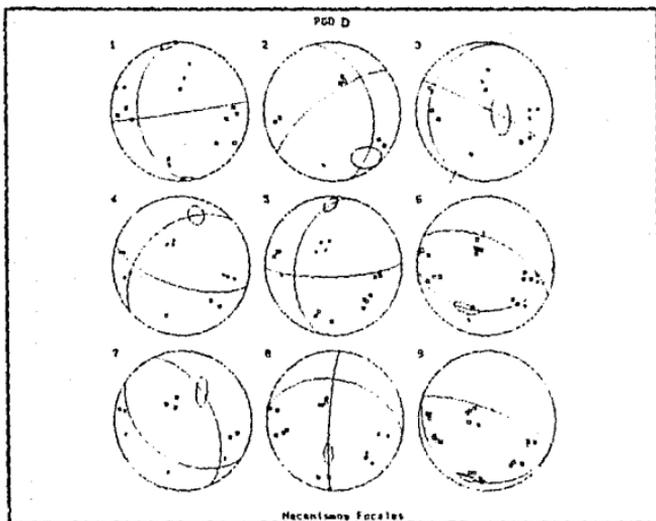


Tensor de esfuerzos: Forma y Orientacion

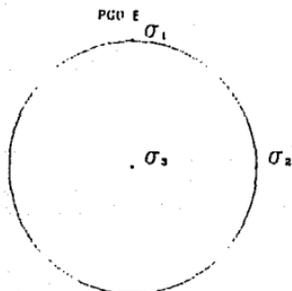
Factor de forma $F = 0.0 \pm 0.0$

Orientacion: $\phi_1 = 237.0 \pm 20.7$
 $\phi_2 = 66.5 \pm 27.7$
 $\phi_3 = 134.3 \pm 15.0$

Calidad: Verosimilitud = 0.311
Score = 0.692



Tensor inicial.



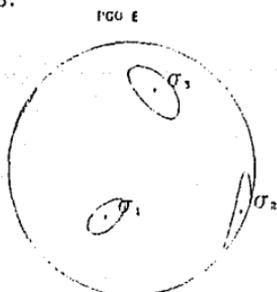
Tensor de esfuerzos: Forma y Orientacion

Factor de forma: $R = 0.5 \pm 0.0$

Orientacion: $\phi = 0.0 \pm 0.0$
 $\theta = 90.0 \pm 0.0$
 $\psi = 90.0 \pm 0.0$

Calidad: Verosimilitud = 0.000
Score = 0.457

Tensor calculado.

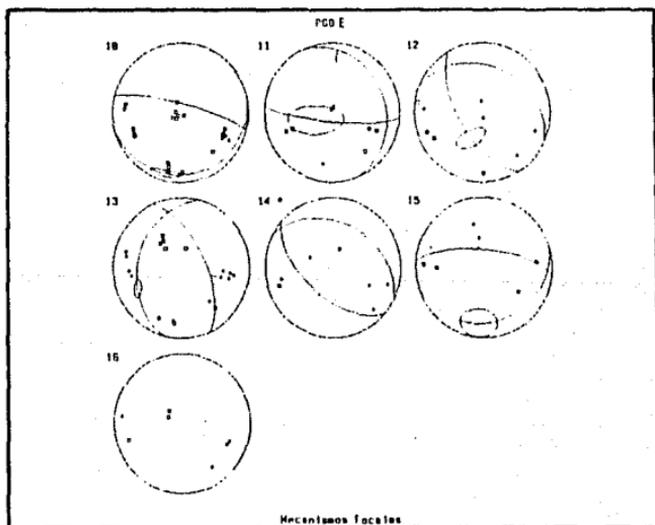
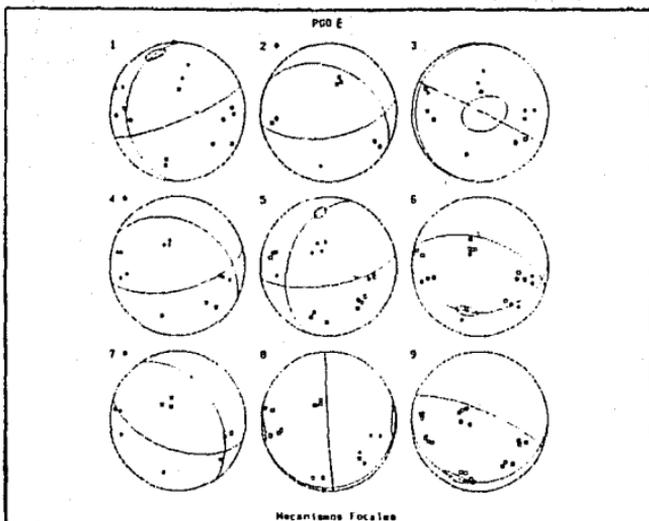


Tensor de esfuerzos: Forma y Orientacion

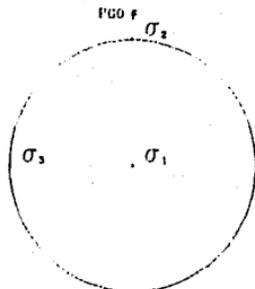
Factor de forma: $F = 0.4 \pm 0.3$

Orientacion: $\phi = 201.0 \pm 19.0$
 $\theta = 85.1 \pm 7.0$
 $\psi = 144.6 \pm 15.0$

Calidad: Verosimilitud = 0.018
Score = 0.074



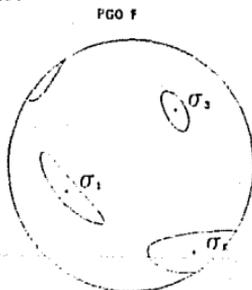
Tensor inicial.



Tensor de esfuerzos: Forma y Orientacion

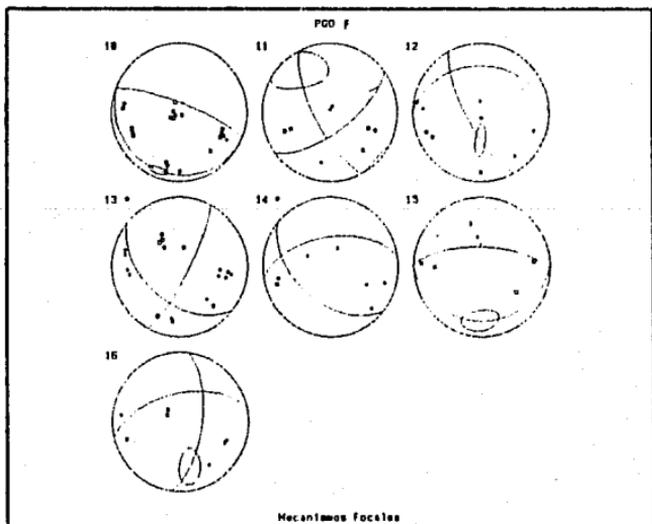
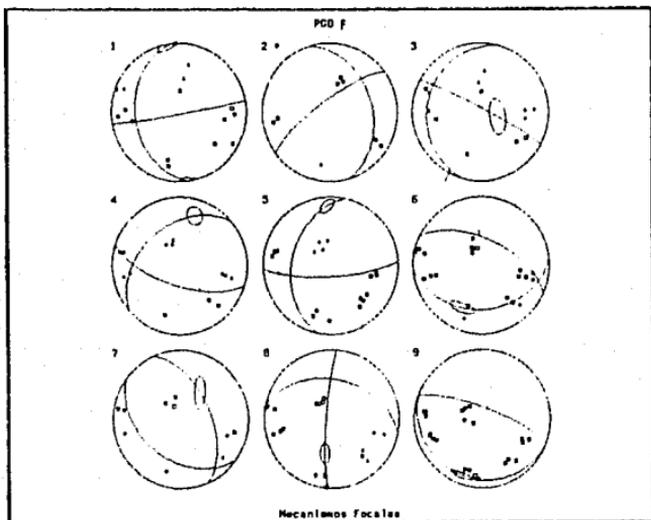
Factor de forma: $R = 0.5 \pm 0.0$
Orientacion: $\phi = 270.0 \pm 0.0$
 $\theta = 90.0 \pm 0.0$
 $\psi = 0.0 \pm 0.0$
Calidad: Verosimilitud = 0.000
Score = 0.490

Tensor calculado.



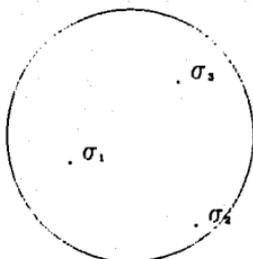
Tensor de esfuerzos: Forma y Orientacion

Factor de forma: $R = 0.7 \pm 0.2$
Orientacion: $\phi = 233.7 \pm 22.0$
 $\theta = 75.7 \pm 22.4$
 $\psi = 135.2 \pm 10.3$
Calidad: Verosimilitud = 0.040
Score = 0.901



Tensor inicial.

PGO G



Tensor de esfuerzos: Forma y Orientacion

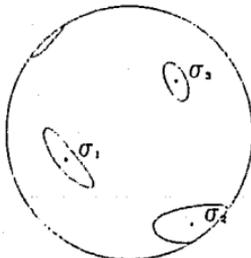
Factor de forma: $R = 0.7 \pm 0.0$

Orientacion: $\phi = 233.3 \pm 0.0$
 $\theta = 78.3 \pm 0.0$
 $\psi = 137.0 \pm 0.0$

Calidad: Verosimilitud = 0.000
Score = 0.996

Tensor calculado.

PGO G

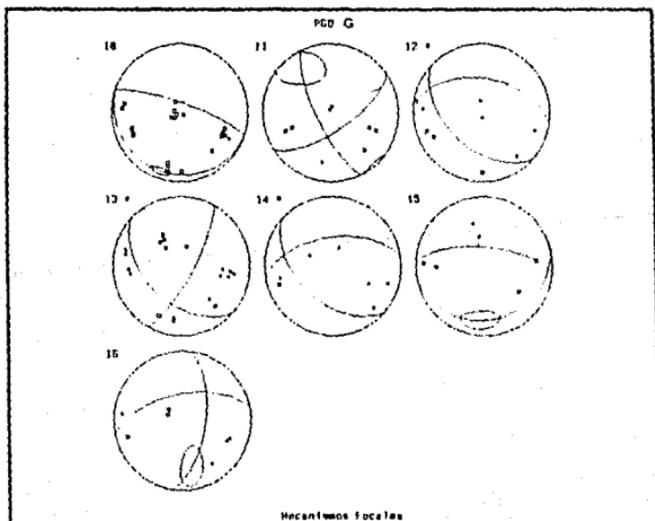
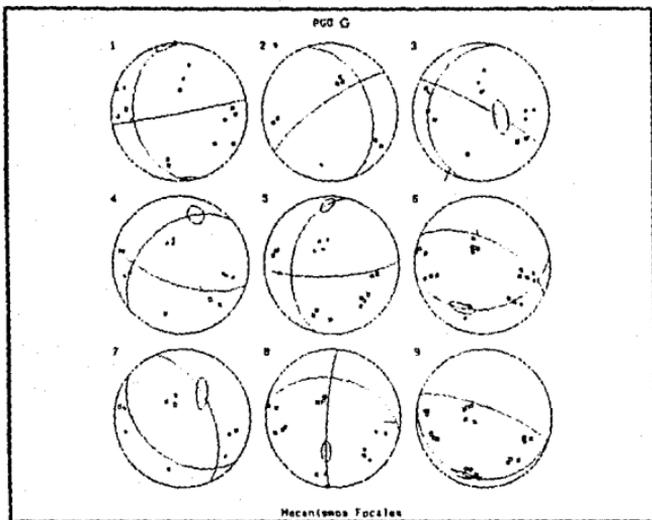


Tensor de esfuerzos: Forma y Orientacion

Factor de forma: $R = 0.7 \pm 0.2$

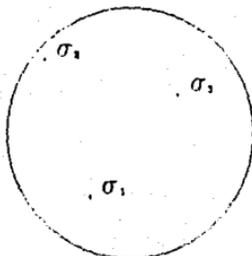
Orientacion: $\phi = 235.2 \pm 18.6$
 $\theta = 77.4 \pm 18.0$
 $\psi = 135.1 \pm 9.0$

Calidad: Verosimilitud = 0.940
Score = 0.909



Tensor inicial.

PGO H



Tensor de esfuerzos: Forma y Orientacion

Factor de forma: $R = 0.0 \pm 0.0$

Orientacion: $\begin{cases} \phi = 40.0 & \pm 0.0 \\ \theta = 80.0 & \pm 0.0 \\ \psi = 60.0 & \pm 0.0 \end{cases}$

Calidad: Verosimilitud = 0.000
Score = 0.700

Tensor calculado.

PGO H

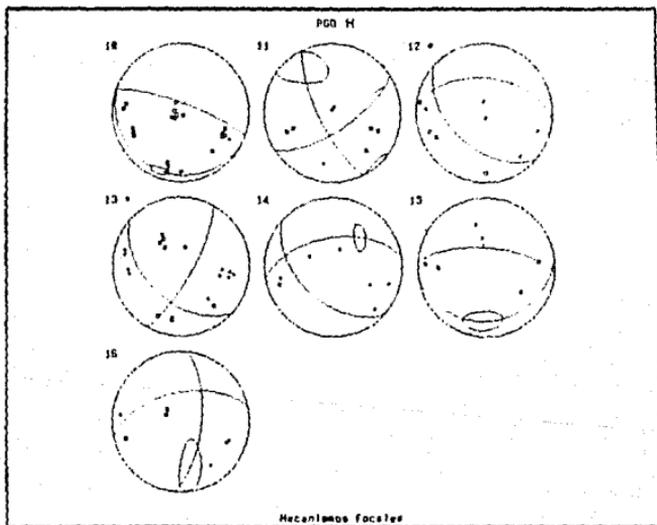
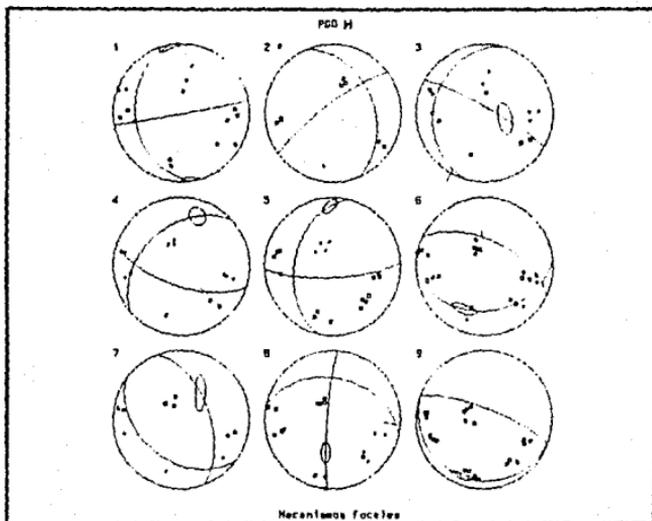


Tensor de esfuerzos: Forma y Orientacion

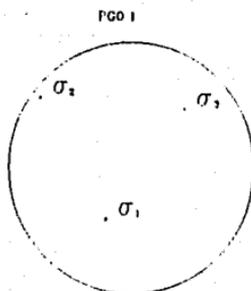
Factor de forma: $R = 0.7 \pm 0.2$

Orientacion: $\begin{cases} \phi = 233.3 & \pm 18.2 \\ \theta = 78.3 & \pm 17.4 \\ \psi = 137.0 & \pm 9.1 \end{cases}$

Calidad: Verosimilitud = 0.941
Score = 0.897



Tensor inicial.



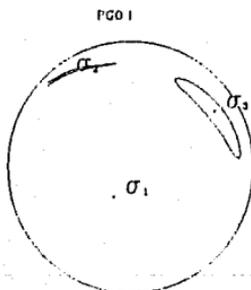
Tensor de esfuerzos: Forma y Orientacion

Factor de forma: $R = 0.5 \pm 0.0$

Orientacion: $\phi = 37.0 \pm 0.0$
 $\theta = 82.0 \pm 0.0$
 $\psi = 37.0 \pm 0.0$

Calidad: Verosimilitud = 0.000
Score = 0.641

Tensor calculado.

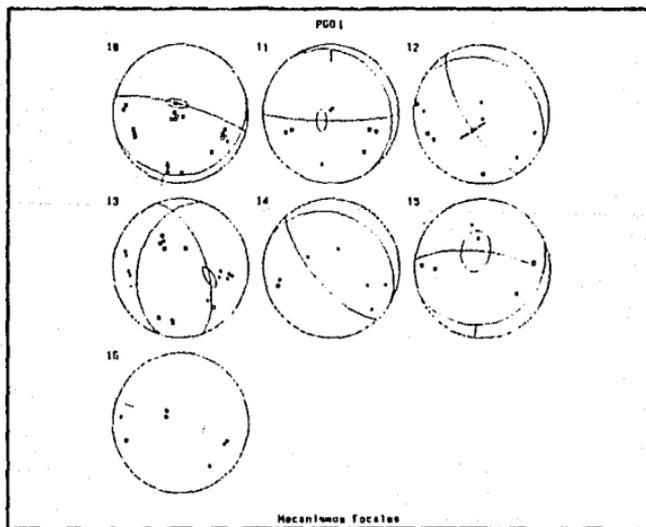
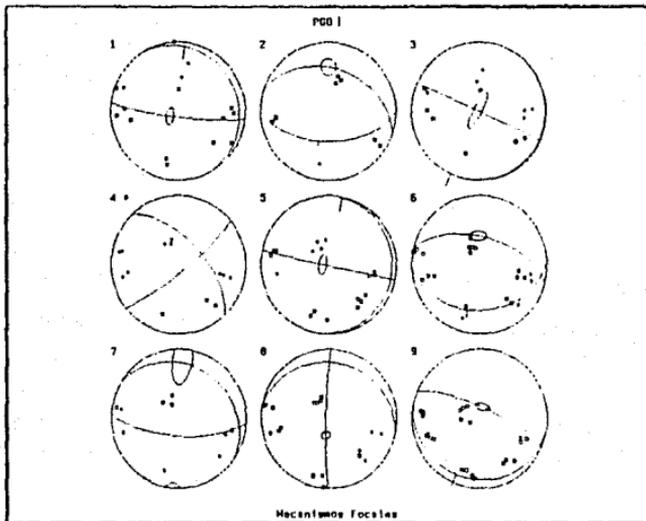


Tensor de esfuerzos: Forma y Orientacion

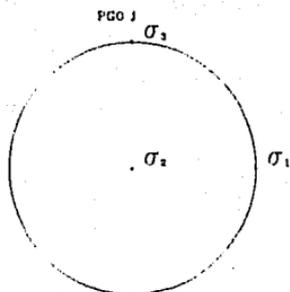
Factor de forma: $R = 0.0 \pm 0.0$

Orientacion: $\phi = 53.6 \pm 25.9$
 $\theta = 80.3 \pm 9.5$
 $\psi = 29.4 \pm 7.8$

Calidad: Verosimilitud = 0.914
Score = 0.874



Tensor inicial.



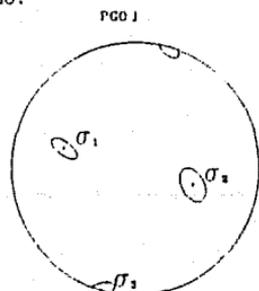
Tensor de esfuerzos: Forma y Orientacion

Factor de forma: $R = 0.5 \pm 0.0$

Orientacion: $\phi = 0.0 \pm 0.0$
 $\theta = 0.0 \pm 0.0$

Calidad: Verosimilitud = 0.000
Score = 0.574

Tensor calculado.

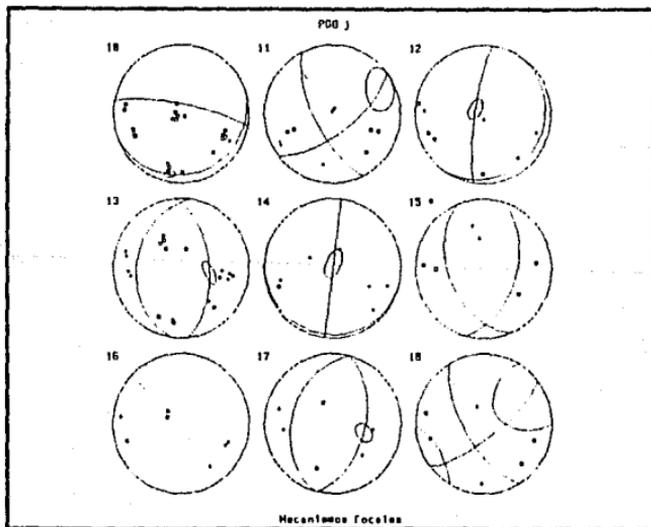
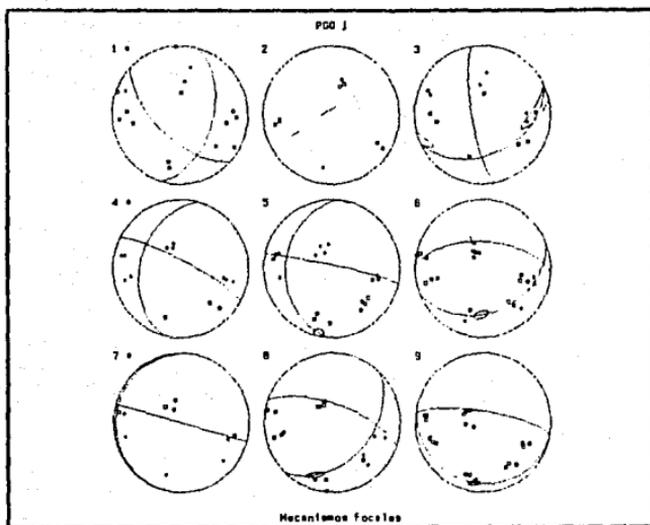


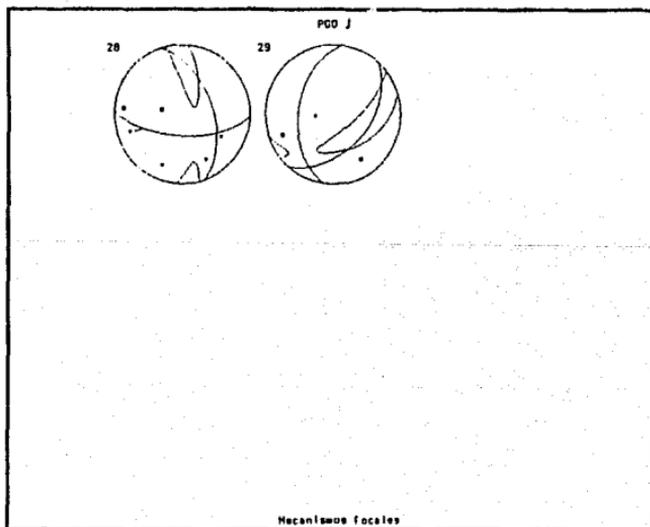
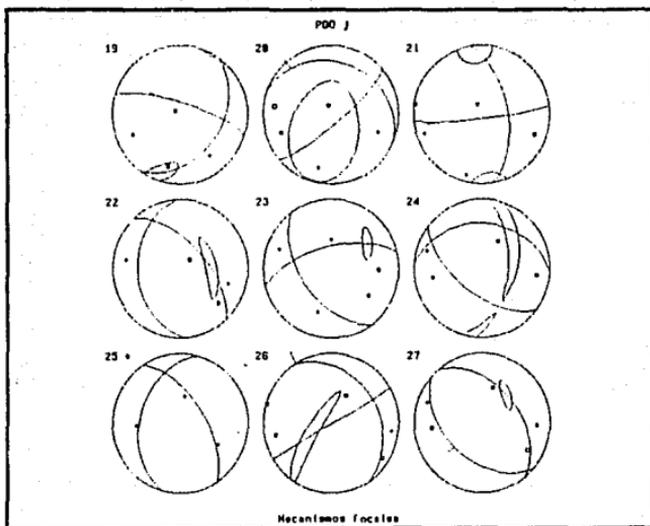
Tensor de esfuerzos: Forma y Orientacion

Factor de forma: $R = 0.3 \pm 0.1$

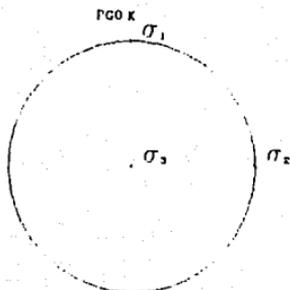
Orientacion: $\phi = 195.5 \pm 14.2$
 $\theta = 40.0 \pm 10.4$
 $\psi = 0.2 \pm 13.5$

Calidad: Verosimilitud = 0.911
Score = 0.898





Tensor inicial.



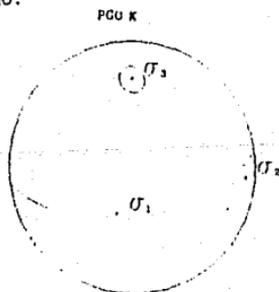
Tensor de esfuerzos: Forma y Orientacion

Factor de forma: R = 0.5 +/- 0.0

Orientacion: $\phi_h = 0.0$ +/- 0.0
 $\phi_e = 90.0$ +/- 0.0
 $\phi_s = 90.0$ +/- 0.0

Calidad: Verosimilitud = 0.000
Score = 0.447

Tensor calculado.

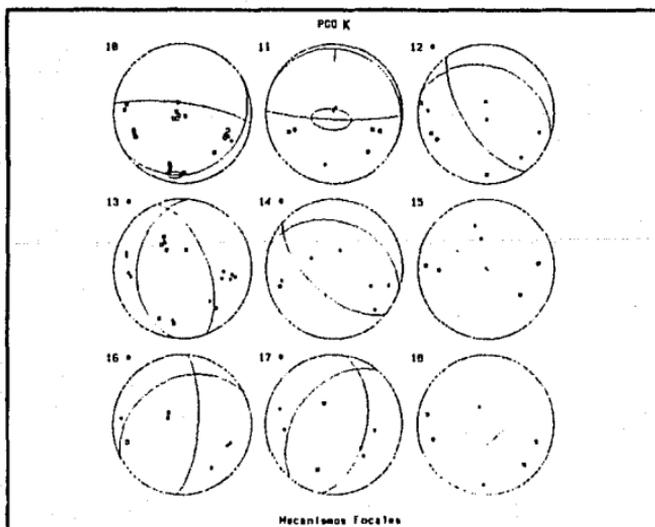
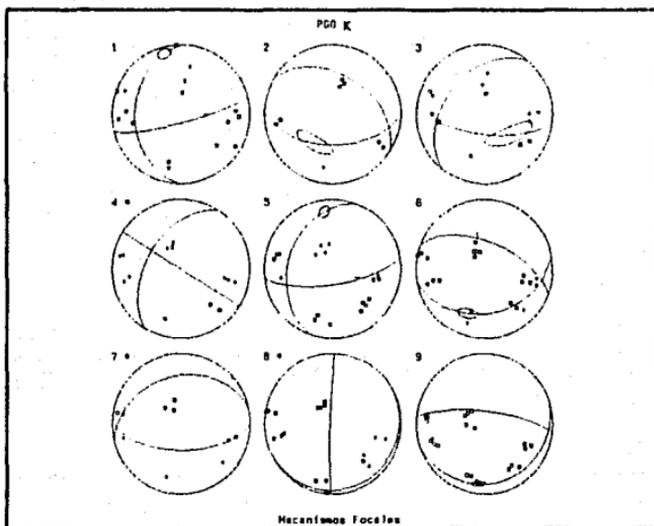


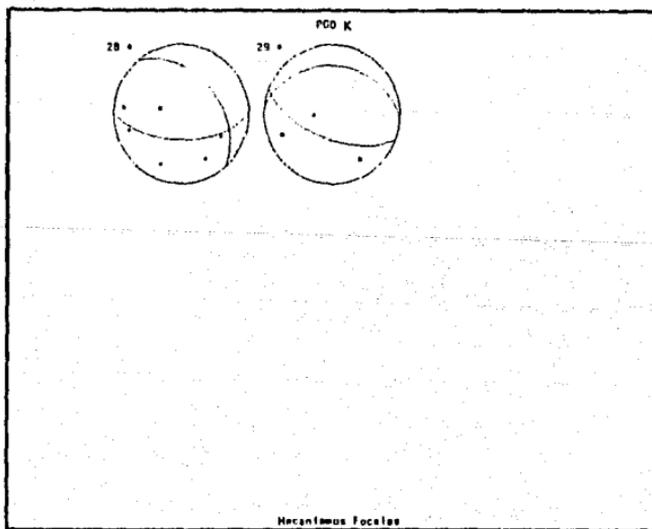
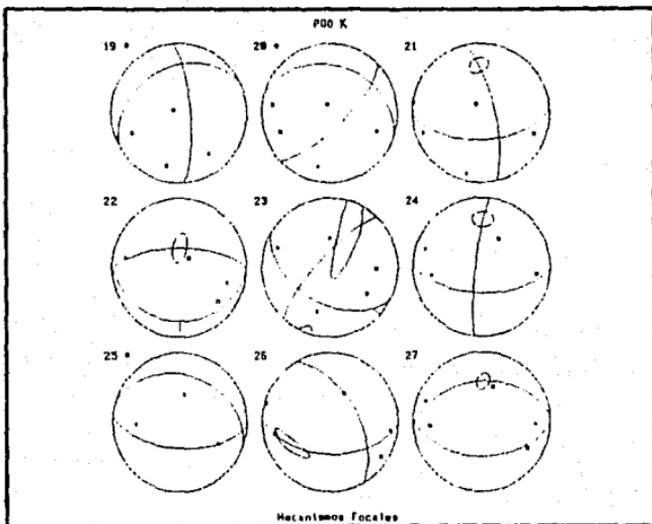
Tensor de esfuerzos: Forma y Orientacion

Factor de forma: P = 1.0 +/- 0.1

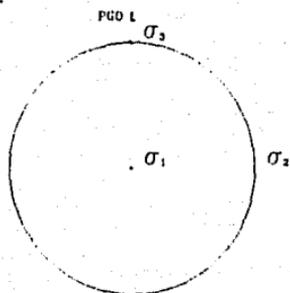
Orientacion: $\phi_h = 185.5$ +/- 77.2
 $\phi_e = 81.8$ +/- 117.0
 $\phi_s = 148.9$ +/- 10.9

Calidad: Verosimilitud = 0.935
Score = 0.931





Tensor inicial.



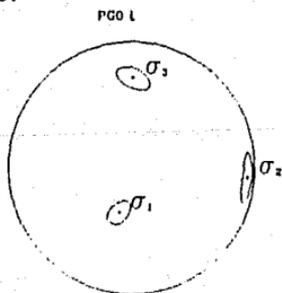
Tensor de esfuerzos: Forma y Orientacion

Factor de forma: $R = 0.5 \pm 0.0$

Orientacion: $\phi = 0.0 \pm 0.0$
 $\theta = 90.0 \pm 0.0$
 $\psi = 0.0 \pm 0.0$

Calidad: Verosimilitud = 0.000
Score = 0.553

Tensor calculado.

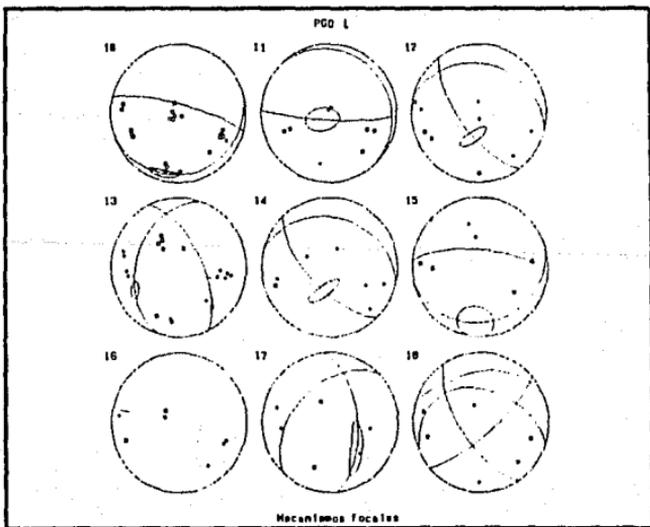
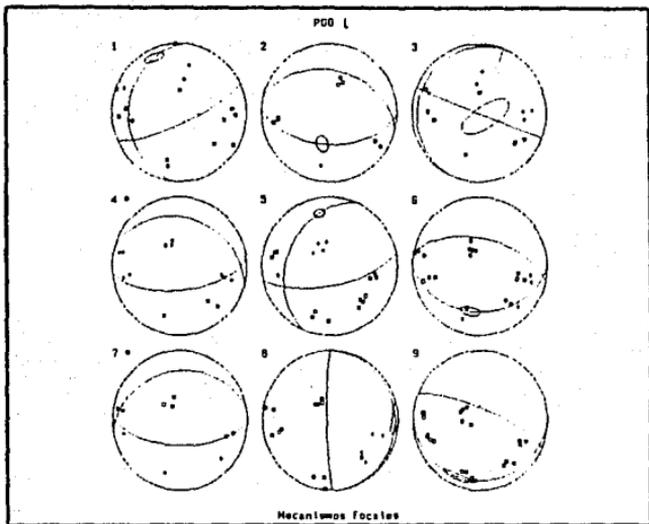


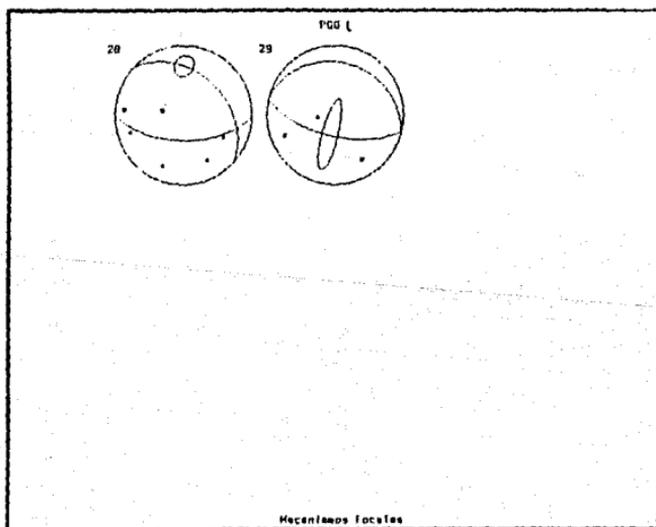
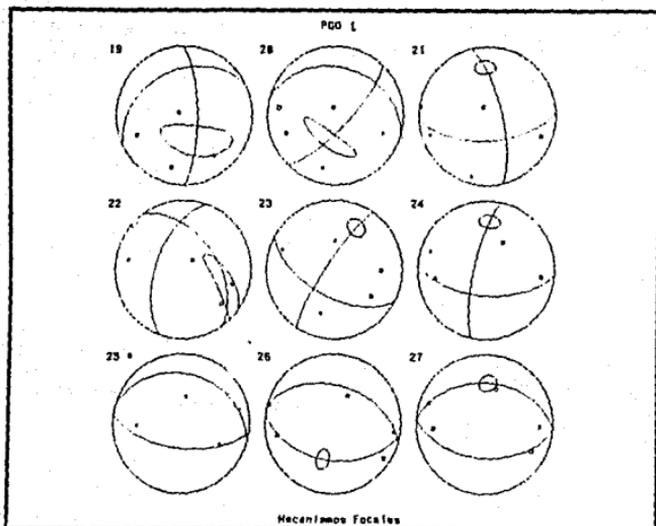
Tensor de esfuerzos: Forma y Orientacion

Factor de forma: $R = 0.3 \pm 0.2$

Orientacion: $\phi = 185.0 \pm 12.1$
 $\theta = 83.8 \pm 4.3$
 $\psi = 150.4 \pm 8.7$

Calidad: Verosimilitud = 0.933
Score = 0.891





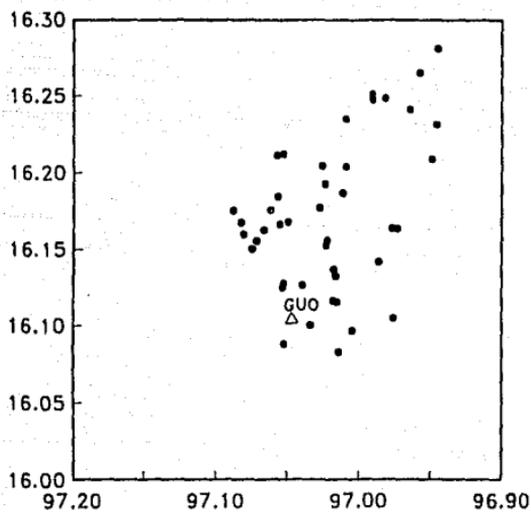


Fig. III.7 Ubicación en planta de los sismos que componen al rido GUO que aparece en la etapa de precursores y del que se intenta determinar el estado de esfuerzos.

GUO

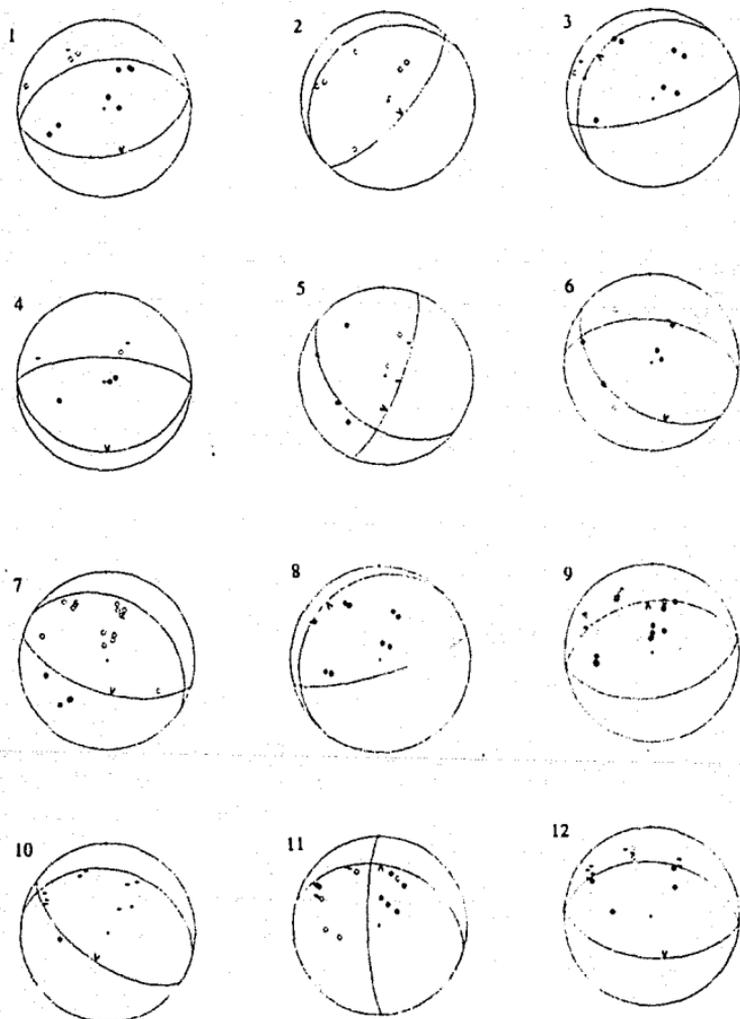
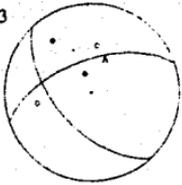


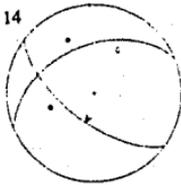
Fig. III.8 Mecanismos compuestos para el nido GUO, en una proyección de igual área del hemisferio inferior. Las compresiones y dilataciones son respectivamente círculos negros y blancos. El signo menos indica una lectura de amplitudes pequeñas. El signo v indica el plano elegido para dar como información a priori para el cálculo del tensor de esfuerzos.

GUO

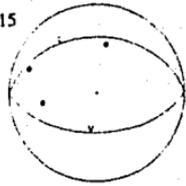
13



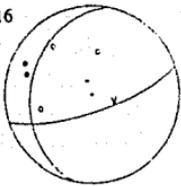
14



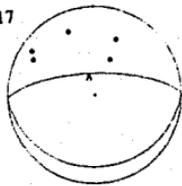
15



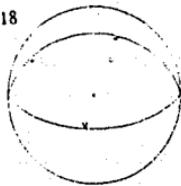
16



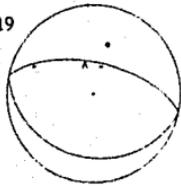
17



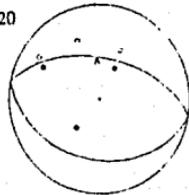
18



19



20



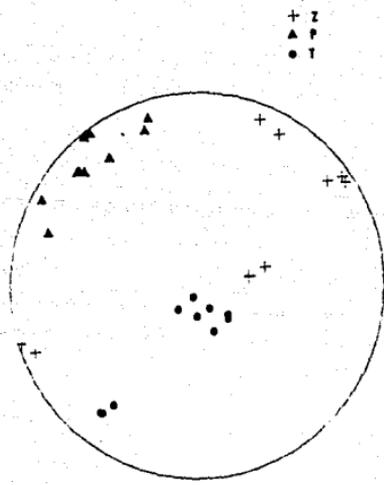
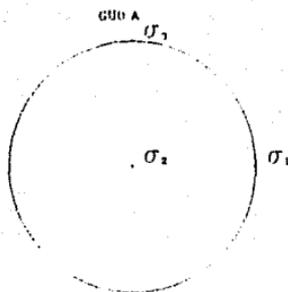


Fig. III. 9 Representación estereográfica de los valores de los ejes T, P y Z de las diferentes soluciones obtenidas, para el nido GUO.

Tensor inicial.



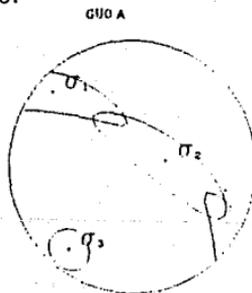
Tensor de esfuerzos: Forma y Orientacion

Factor de forma: $R = 0.5 \pm 0.0$

Orientacion: $\phi = 0.0 \pm 0.0$
 $\theta = 0.0 \pm 0.0$

Calidad: Verosimilitud = 0.000
Score = 0.343

Tensor calculado.

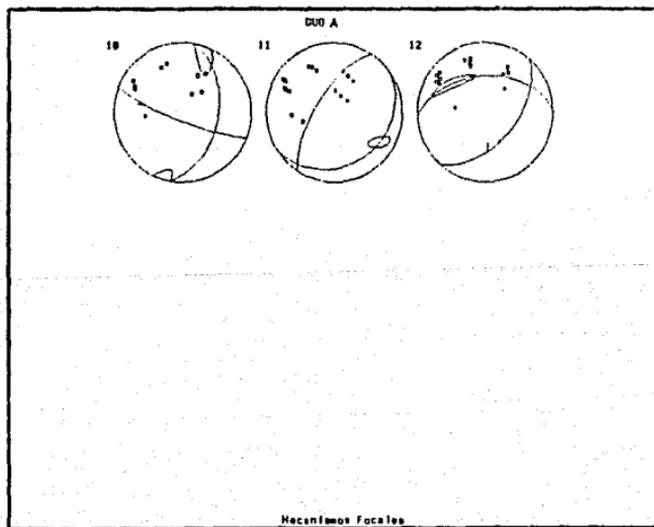
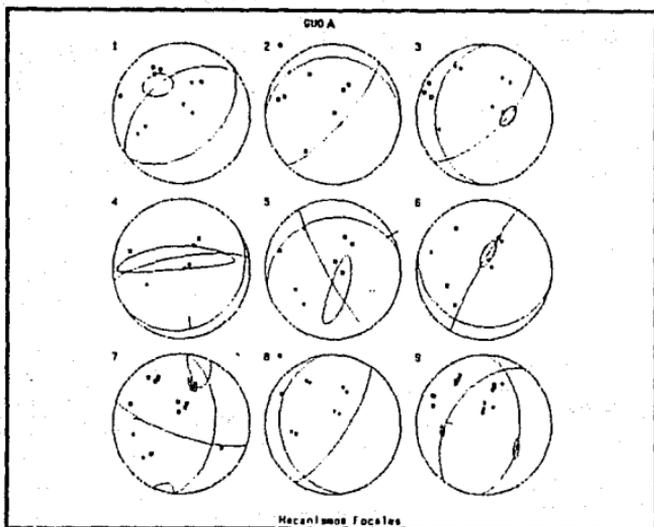


Tensor de esfuerzos: Forma y Orientacion

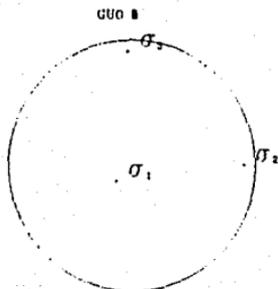
Factor de forma: $R = 0.7 \pm 0.4$

Orientacion: $\phi = 170.0 \pm 91.2$
 $\theta = 32.7 \pm 35.0$
 $\psi = 49.0 \pm 82.5$

Calidad: Verosimilitud = 0.931
Score = 0.904



Tensor inicial.



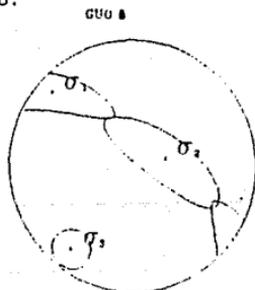
Tensor de esfuerzos: Forma y Orientacion

Factor de forma: $R = 0.7 \pm 0.0$

Orientacion: $\begin{matrix} \phi = 0.0 & \pm & 0.0 \\ \theta = 100.0 & \pm & 0.0 \\ \psi = 100 & \pm & 0.0 \end{matrix}$

Calidad: Verosimilitud = 0.000
Score = 0.336

Tensor calculado.

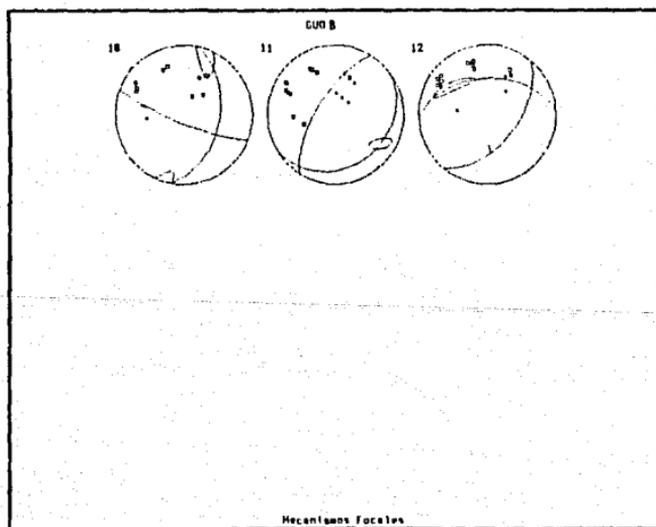
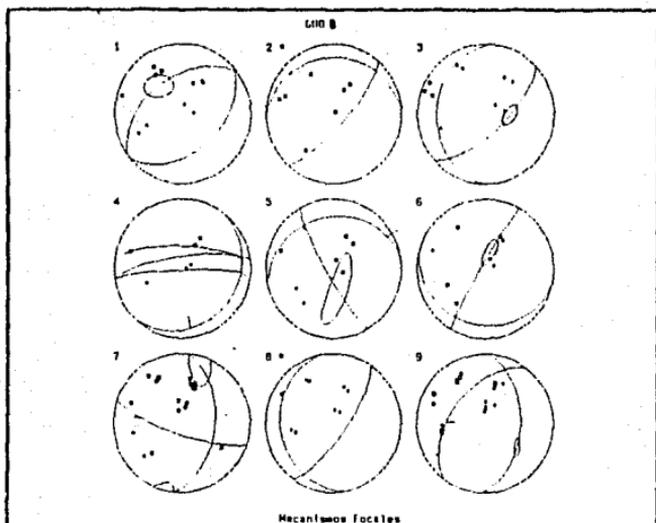


Tensor de esfuerzos: Forma y Orientacion

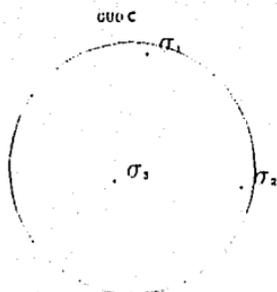
Factor de forma: $R = -1.6 \pm 0.5$

Orientacion: $\begin{matrix} \phi = 207.4 & \pm & 10.9 \\ \theta = 72.6 & \pm & 15.2 \\ \psi = 104.9 & \pm & 41.6 \end{matrix}$

Calidad: Verosimilitud = 0.000
Score = 0.897



Tensor inicial.



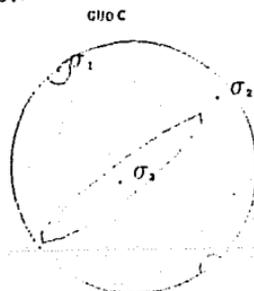
Tensor de esfuerzos: Forma y Orientacion

Factor de forma: $P = 0.7 \pm 0.0$

Orientacion: $\phi = 100 \pm 0.0$
 $\theta = 100.0 \pm 0.0$
 $\psi = 100.0 \pm 0.0$

Calidad: Verosimilitud = 0.020
Score = 0.555

Tensor calculado.

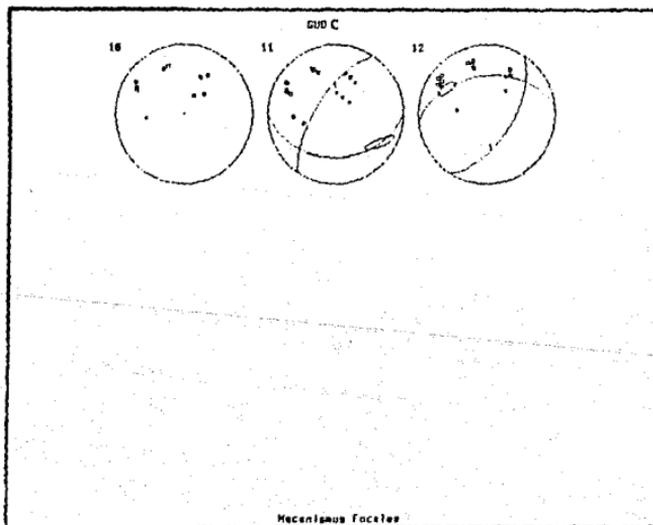
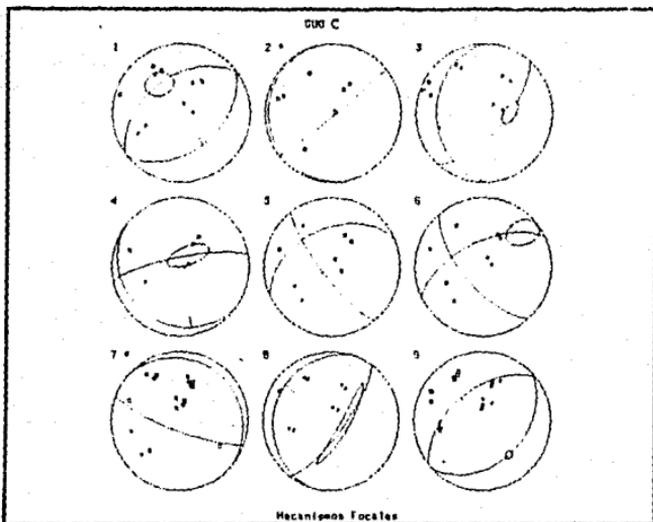


Tensor de esfuerzos: Forma y Orientacion

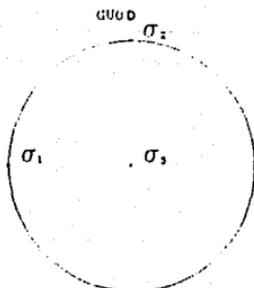
Factor de forma: $P = 0.2 \pm 0.3$

Orientacion: $\phi = 141.7 \pm 2.7$
 $\theta = 79.9 \pm 55.4$
 $\psi = 87.4 \pm 11.2$

Calidad: Verosimilitud = 0.245
Score = 0.932



Tensor inicial.



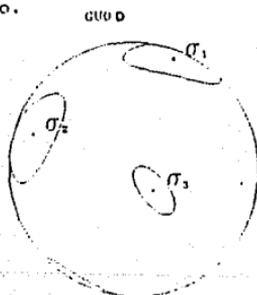
Tensor de esfuerzos: Forma y Orientacion

Factor de forma: $R = 0.5 \quad +/- \quad 0.0$

Orientacion: $\begin{cases} \phi = 270.0 & +/- \quad 0.0 \\ \theta = 90.0 & +/- \quad 0.0 \\ \psi = 90.0 & +/- \quad 0.0 \end{cases}$

Calidad: Verosimilitud = 0.000
Score = 0.003

Tensor calculado.

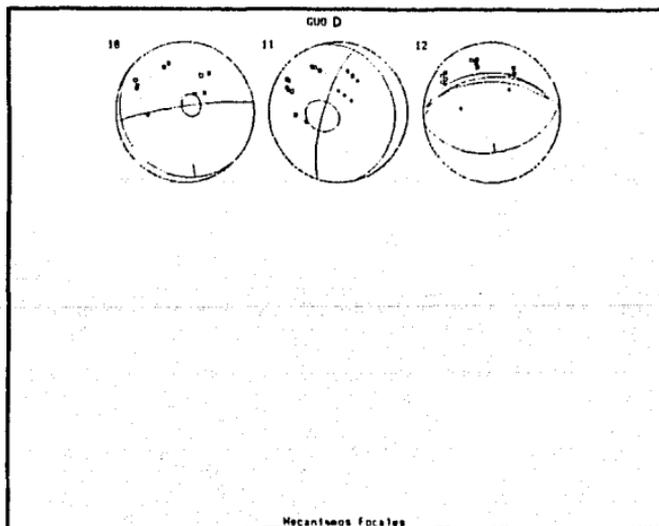
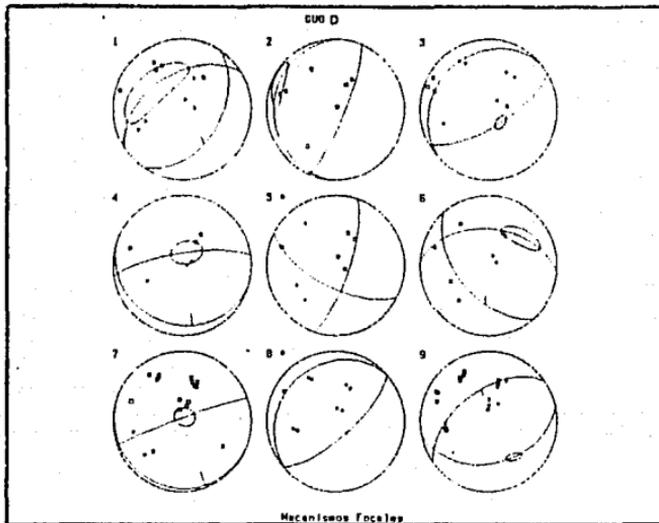


Tensor de esfuerzos: Forma y Orientacion

Factor de forma: $R = 1.4 \quad +/- \quad 0.0$

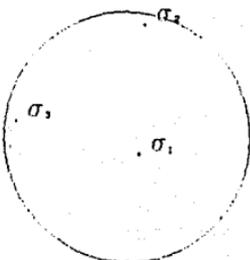
Orientacion: $\begin{cases} \phi = 110.8 & +/- \quad 24.4 \\ \theta = 81.4 & +/- \quad 13.7 \\ \psi = 73.0 & +/- \quad 17.3 \end{cases}$

Calidad: Verosimilitud = 0.922
Score = 0.897



Tensor inicial.

GUU E



Tensor de esfuerzos: Forma y Orientacion

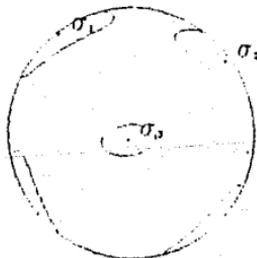
Factor de forma: $R = 0.7 \pm 0.0$

Orientacion: $\phi = 280.0 \pm 0.0$
 $\theta = 100.0 \pm 0.0$
 $\psi = 10.0 \pm 0.0$

Calidad: Verosimilitud = 0.000
Score = 0.418

Tensor calculado.

GUU E

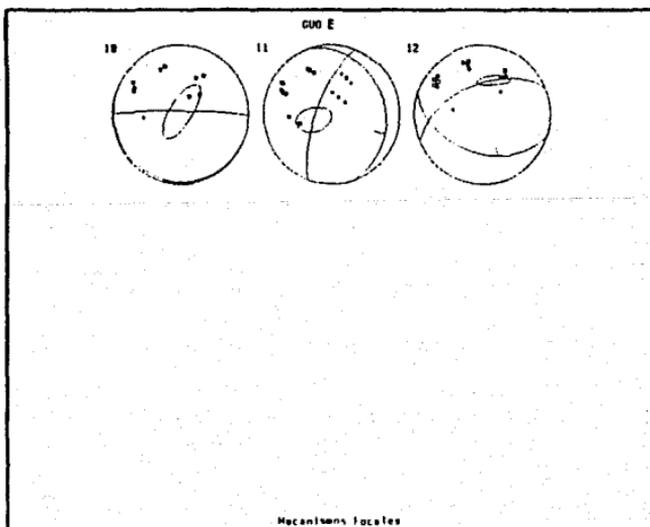
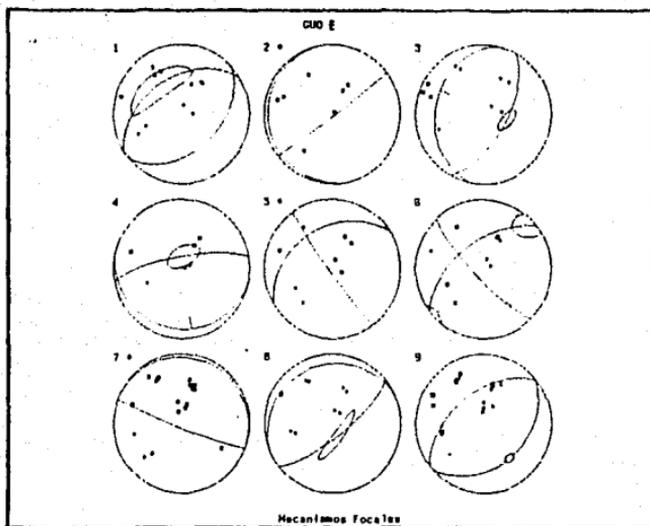


Tensor de esfuerzos: Forma y Orientacion

Factor de forma: $R = 0.4 \pm 0.3$

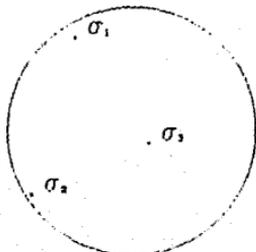
Orientacion: $\phi = 143.8 \pm 28.7$
 $\theta = 85.5 \pm 18.2$
 $\psi = 87.3 \pm 13.0$

Calidad: Verosimilitud = 0.934
Score = 0.211



Tensor inicial.

GU0#



Tensor de esfuerzos: Forma y Orientacion

Factor de forma: $R = 0.8 \pm 0.0$

Orientacion: $\phi = 327.0 \pm 0.0$
 $\theta = 85.0 \pm 0.0$
 $\psi = 103.0 \pm 0.0$

Calidad: Verosimilitud = 0.000
Score = 0.071

Tensor calculado.

GU0#

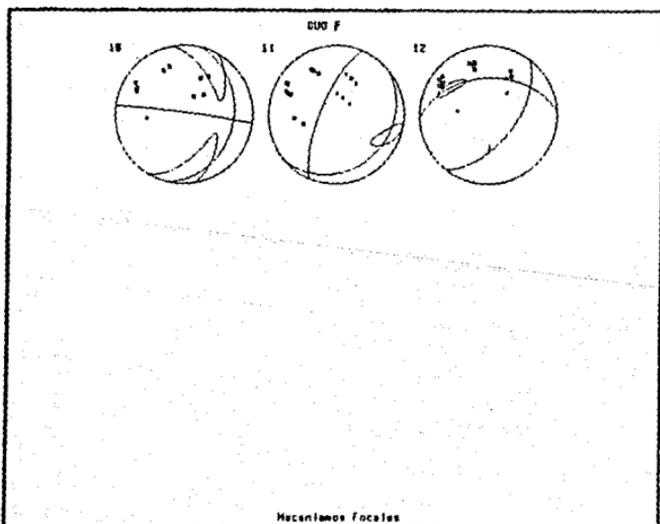
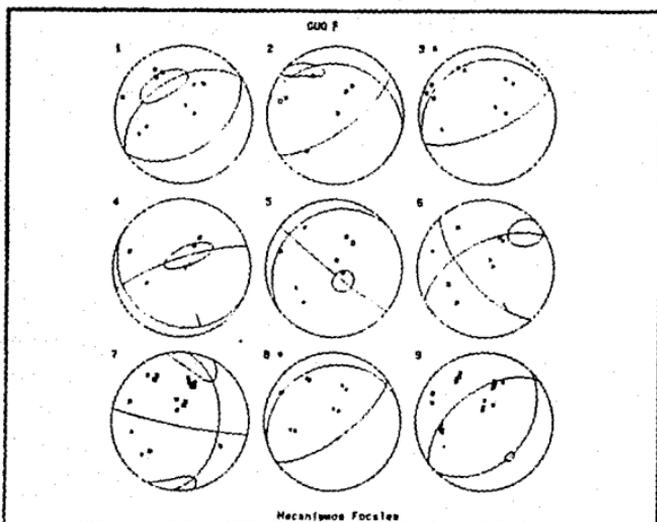


Tensor de esfuerzos: Forma y Orientacion

Factor de forma: $R = 0.8 \pm 0.3$

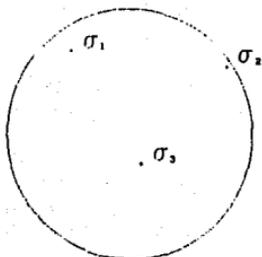
Orientacion: $\phi = 145.7 \pm 22.7$
 $\theta = 84.7 \pm 29.8$
 $\psi = 70.0 \pm 11.9$

Calidad: Verosimilitud = 0.940
Score = 0.004



Tensor inicial.

GUU G



Tensor de esfuerzos: Forma y Orientacion

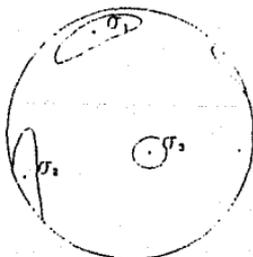
Factor de forma: $R = 0.7 \pm 0.0$

Orientacion: $\phi = 146.0 \pm 0.0$
 $\theta = 85.0 \pm 0.0$
 $\psi = 70.0 \pm 0.0$

Calidad: Verosimilitud = 0.000
Score = 0.851

Tensor calculado.

GUU G

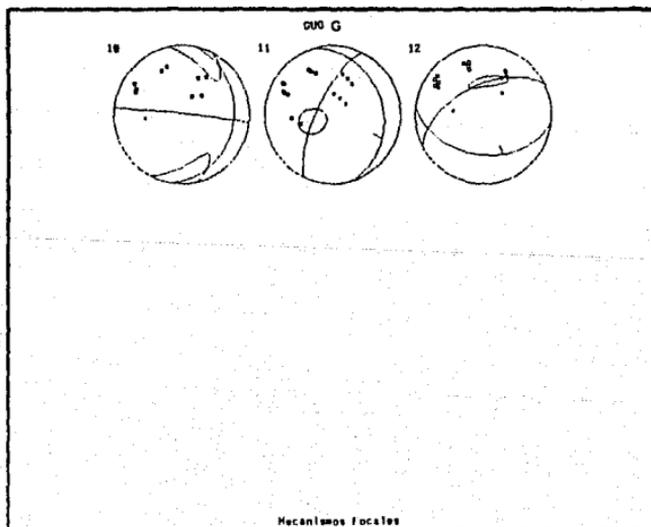
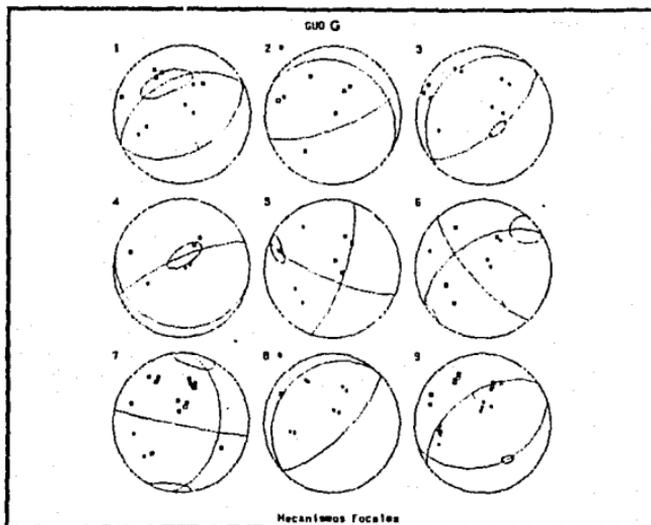


Tensor de esfuerzos: Forma y Orientacion

Factor de forma: $R = 0.8 \pm 0.2$

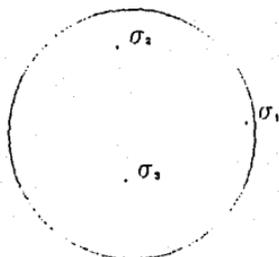
Orientacion: $\phi = 337.8 \pm 22.9$
 $\theta = 82.3 \pm 16.5$
 $\psi = 108.2 \pm 10.6$

Calidad: Verosimilitud = 0.920
Score = 0.918



Tensor inicial.

GUOM



Tensor de esfuerzos: Forma y Orientacion

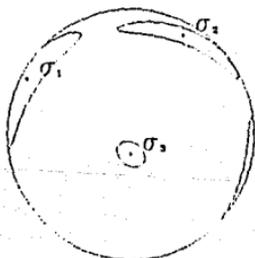
Factor de forma. $R = 0.5 \pm 0.0$

Orientacion: $\phi_1 = 80.0 \pm 0.0$
 $\phi_2 = 80.0 \pm 0.0$
 $\phi_3 = 99.0 \pm 0.0$

Calidad: Verosimilitud = 0.000
Score = 0.582

Tensor calculado.

GUOM

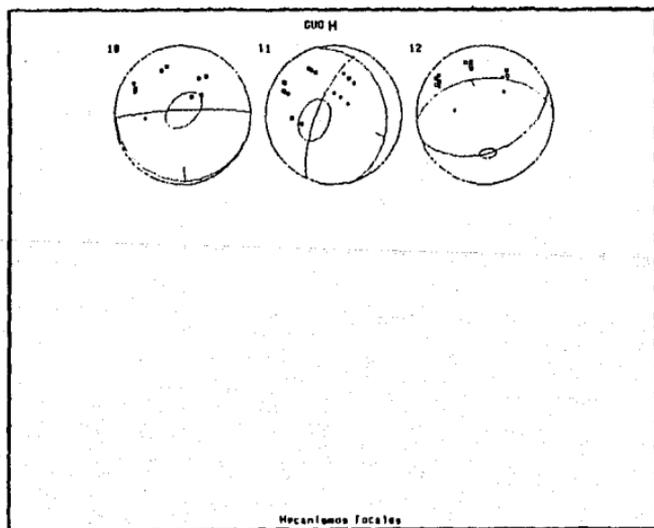
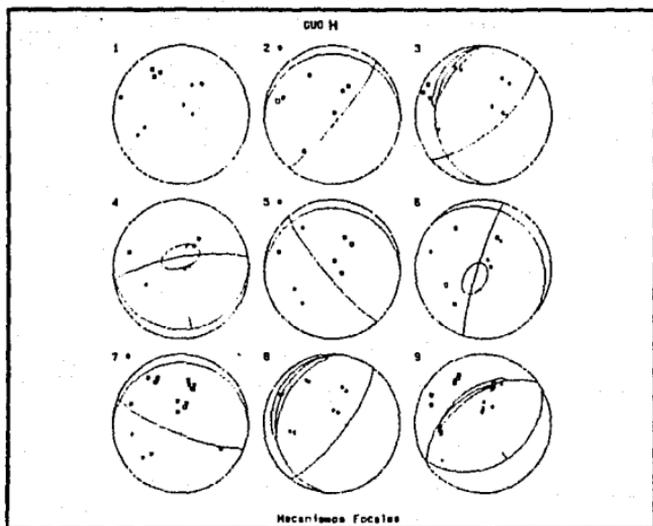


Tensor de esfuerzos: Forma y Orientacion

Factor de forma. $R = 0.7 \pm 0.6$

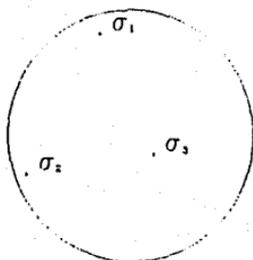
Orientacion: $\phi_1 = 118.8 \pm 83.9$
 $\phi_2 = 78.5 \pm 24.8$
 $\phi_3 = 83.8 \pm 29.4$

Calidad: Verosimilitud = 0.025
Score = 0.911



Tensor inicial.

GU0 1



Tensor de esfuerzos: Forma y Orientacion

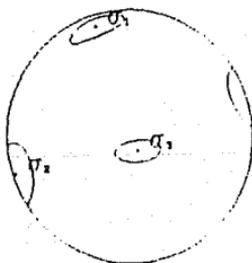
Factor de forma: R = 05 +/- 00

Orientacion: phi=340.1 +/- 00
lha= 78.5 +/- 00
psi=107.1 +/- 00

Calidad: Verosimilitud= 0.000
Score = 0.820

Tensor calculado.

GU0 1

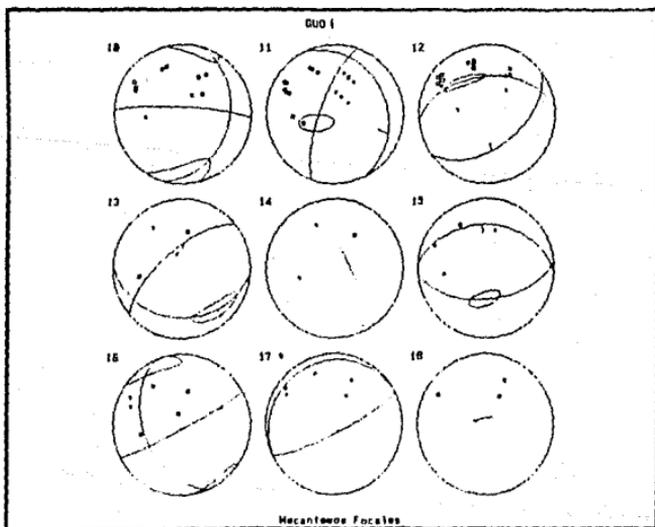
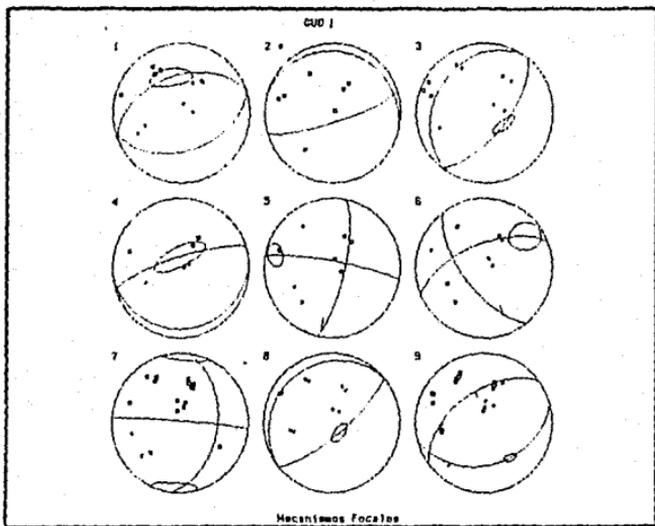


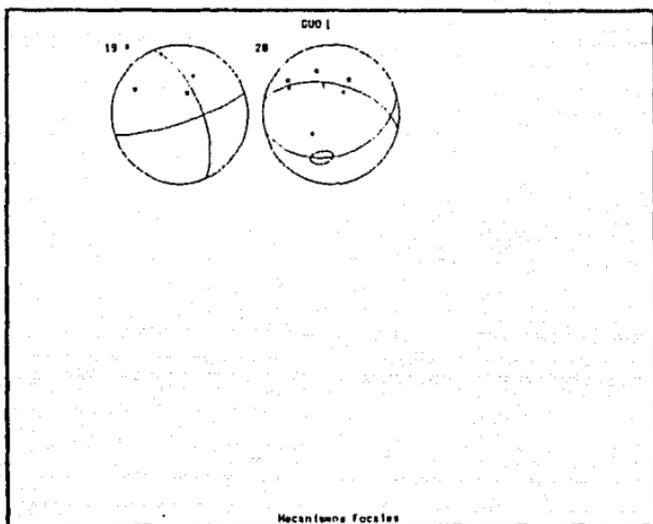
Tensor de esfuerzos: Forma y Orientacion

Factor de forma: R = 04 +/- 02

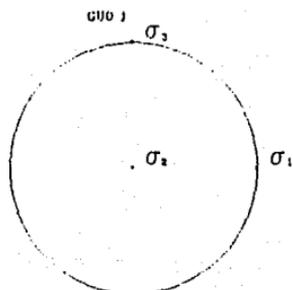
Orientacion: phi=342.0 +/- 14.6
lha= 87.9 +/- 15.2
psi=100.6 +/- 7.6

Calidad: Verosimilitud= 0.027
Score = 0.911





Tensor inicial.



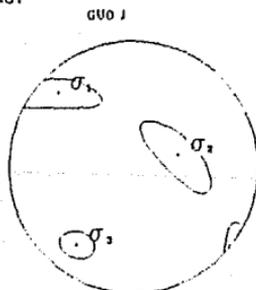
Tensor de esfuerzos: Forma y Orientacion

Factor de forma: $R = 0.5 \pm 0.0$

Orientacion: $\phi = 0.0 \pm 0.0$
 $\theta = 0.0 \pm 0.0$

Calidad: Verosimilitud = 0.000
Score = 0.301

Tensor calculado.

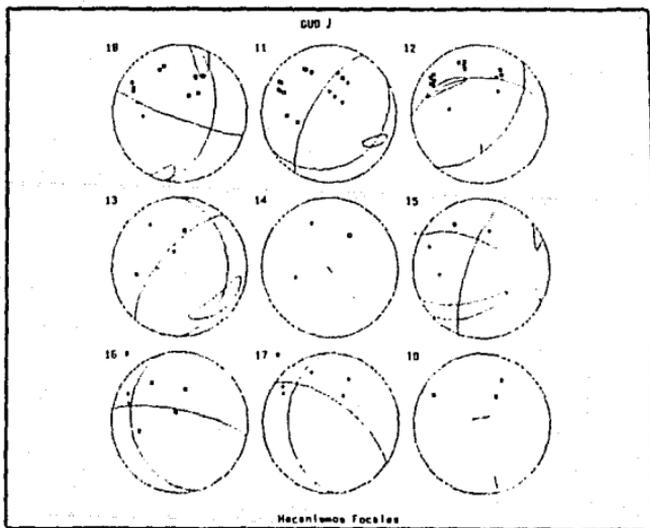
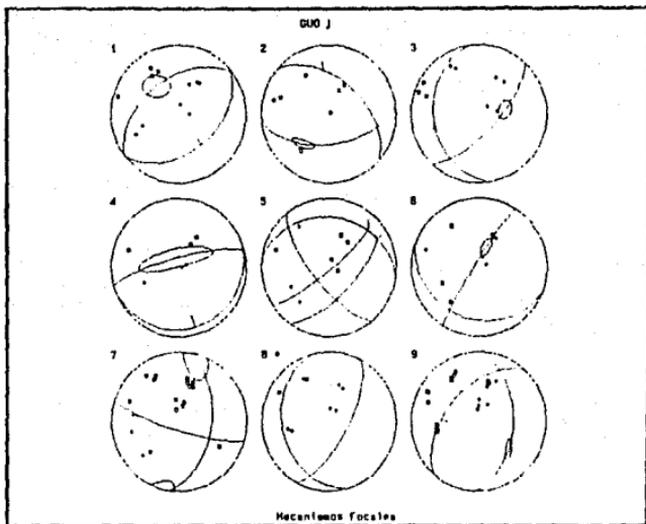


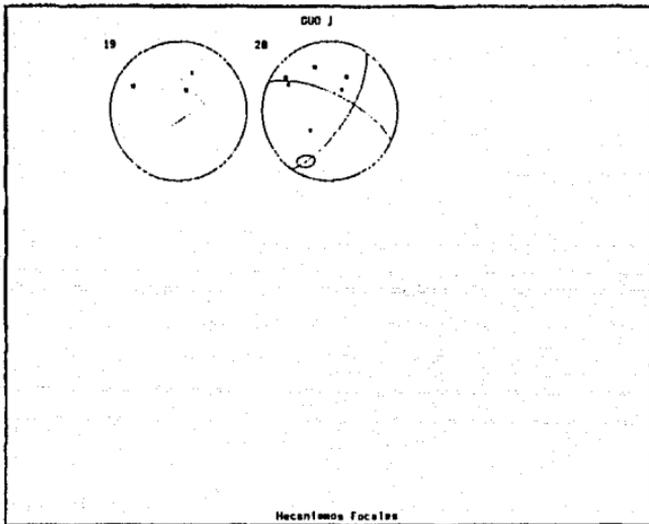
Tensor de esfuerzos: Forma y Orientacion

Factor de forma: $R = 0.5 \pm 0.3$

Orientacion: $\phi = 184.9 \pm 50.0$
 $\theta = 30.5 \pm 18.3$
 $\psi = 64.0 \pm 42.2$

Calidad: Verosimilitud = 0.010
Score = 0.883





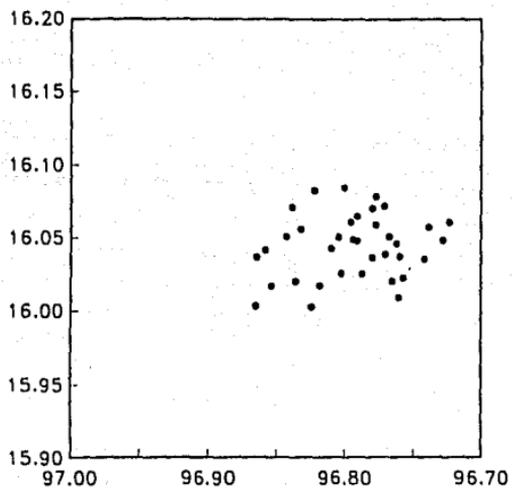


Fig. III.10 Ubicación en planta de los sismos que componen al nido I que aparece en la etapa de réplicas y del que se intenta determinar el estado de esfuerzos.

I

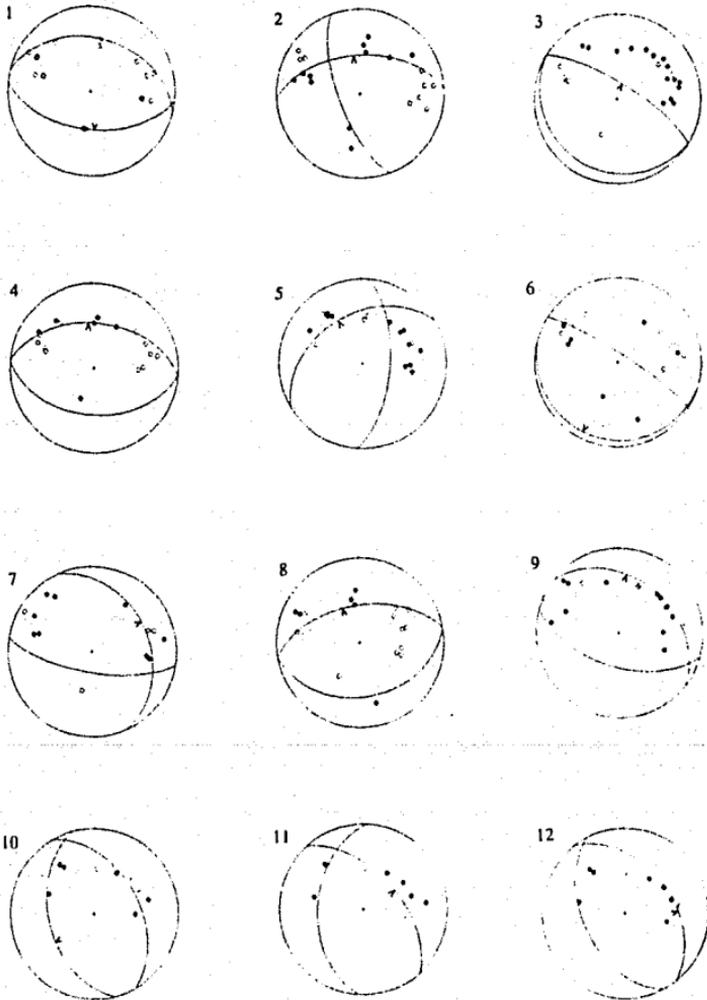
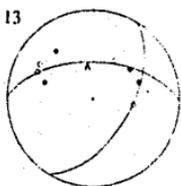


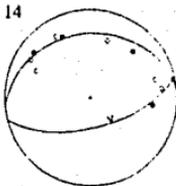
Fig. III.6 Mecanismos compuestos para el nudo 1, en una proyección de igual área del hemisferio interior. Las compresiones y dilataciones son respectivamente círculos negros y blancos. El signo v indica el plano elegido para dar como información a priori para el cálculo del tensor de esfuerzos.

I

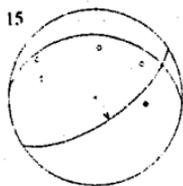
13



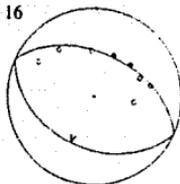
14



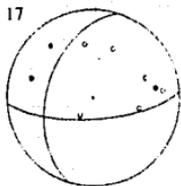
15



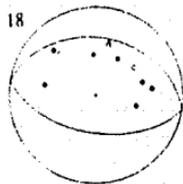
16



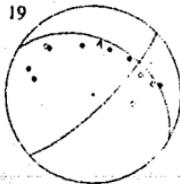
17



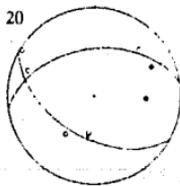
18



19



20



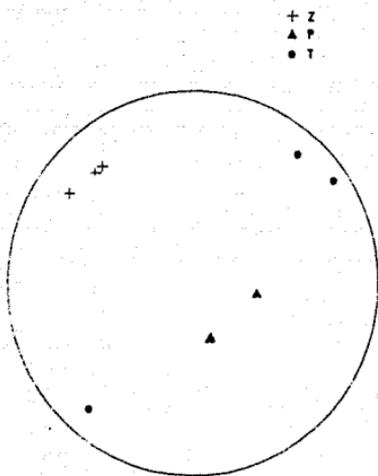
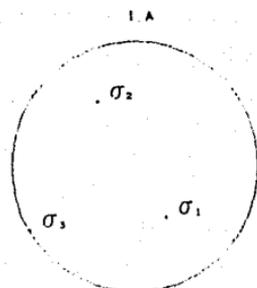


Fig. III.12 Representación estereográfica de los valores de los ejes T, P y Z de las diferentes soluciones obtenidas, para el nido 1.

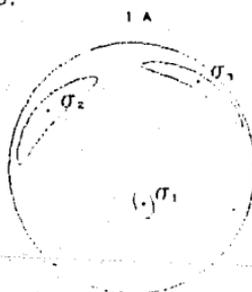
Tensor inicial.



Tensor de esfuerzos Forma y Orientacion

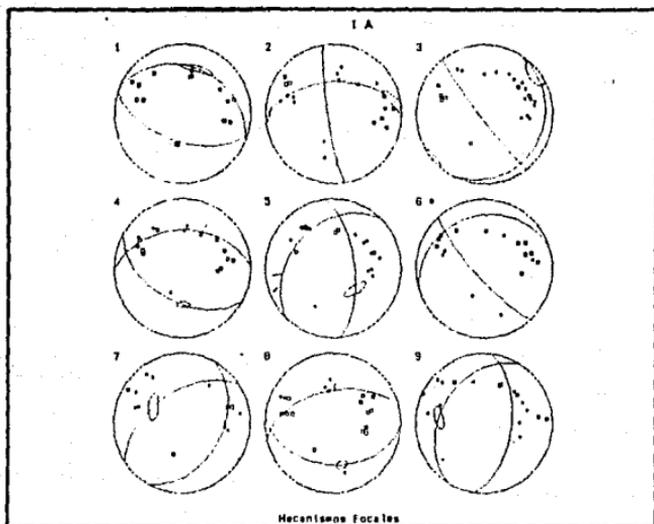
Factor de forma $K = 05 \pm 00$
Orientacion $\phi_1 = 90.0 \pm 0.0$
 $\phi_2 = 50.0 \pm 0.0$
 $\phi_3 = 172.0 \pm 0.0$
Calidad: Verosimilitud = 0.000
Score = 0.553

Tensor calculado.

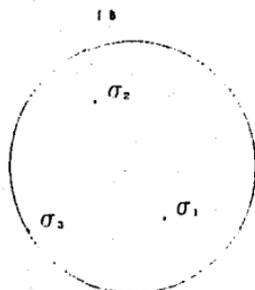


Tensor de esfuerzos Forma y Orientacion

Factor de forma $K = 02 \pm 01$
Orientacion $\phi_1 = 33.5 \pm 31.8$
 $\phi_2 = 70.4 \pm 11.8$
 $\phi_3 = 14.8 \pm 2.0$
Calidad: Verosimilitud = 0.845
Score = 0.821



Tensor inicial.



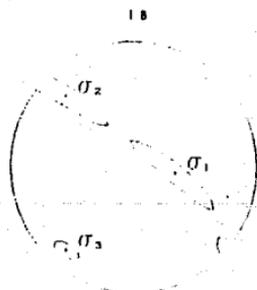
Tensor de esfuerzos Forma y Orientacion

Factor de forma: $R = 0.5 \pm 0.0$

Orientacion: $\phi = 80.0 \pm 0.0$
 $\theta = 50.0 \pm 0.0$
 $\psi = 179.0 \pm 0.0$

Calidad: Verosimilitud = 0.000
Score = 0.540

Tensor calculado.

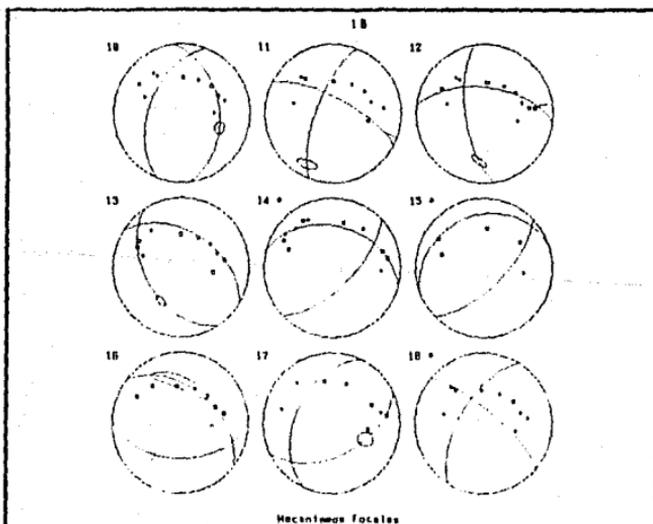
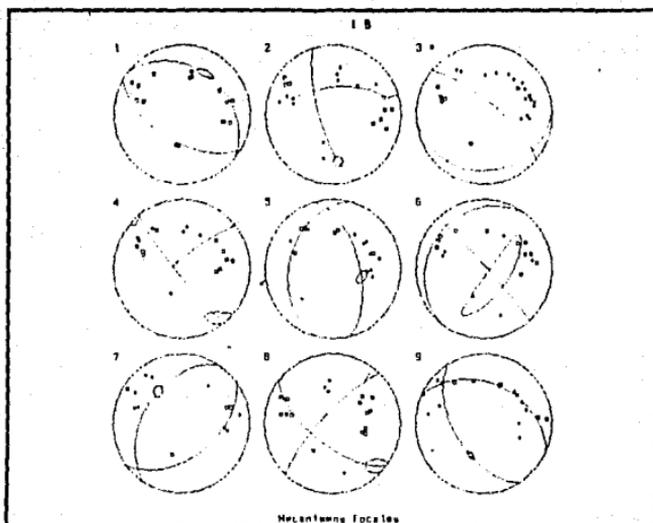


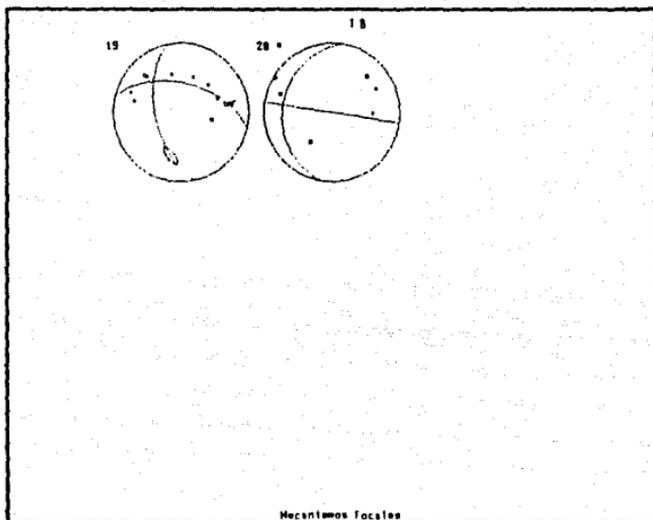
Tensor de esfuerzos Forma y Orientacion

Factor de forma: $R = 0.8 \pm 0.1$

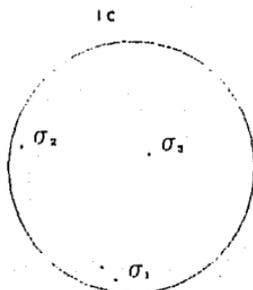
Orientacion: $\phi = 45.8 \pm 8.8$
 $\theta = 67.1 \pm 33.3$
 $\psi = 163.8 \pm 8.1$

Calidad: Verosimilitud = 0.843
Score = 0.794





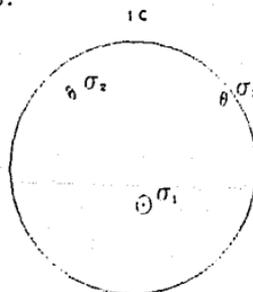
Tensor inicial.



Tensor de esfuerzos: Forma y Orientacion

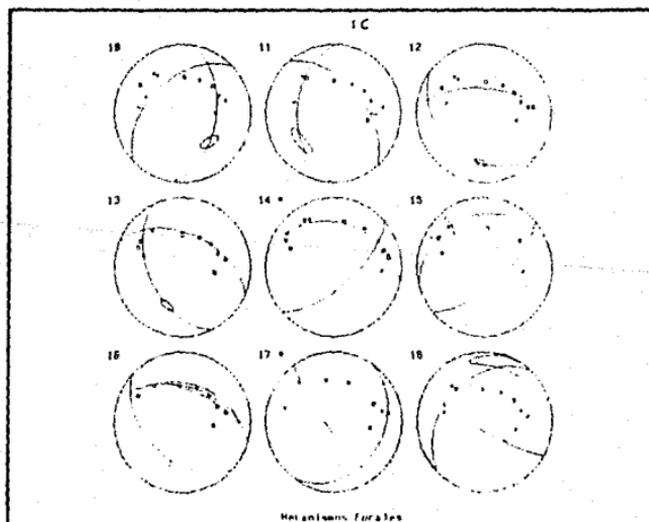
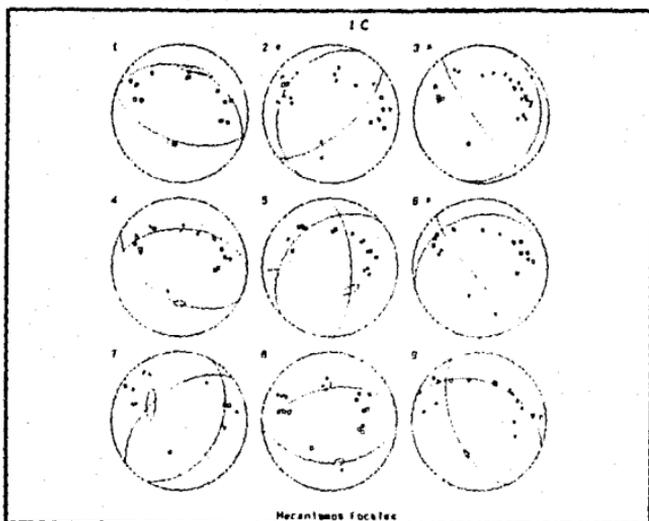
Factor de forma: $R = 0.5 \pm 0.0$
Orientacion: $\phi = 10.0 \pm 0.0$
 $\theta = 80.0 \pm 0.0$
 $\psi = 80.0 \pm 0.0$
Calidad: Verosimilitud = 0.000
Score = 0.463

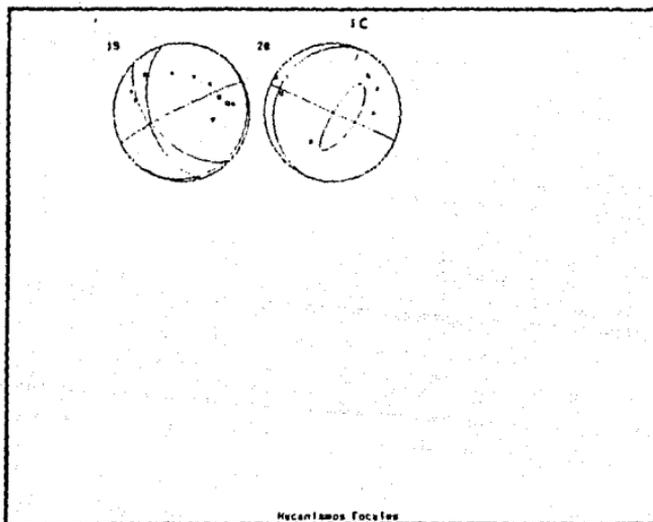
Tensor calculado.



Tensor de esfuerzos: Forma y Orientacion

Factor de forma: $R = 0.1 \pm 0.1$
Orientacion: $\phi = 42.5 \pm 1.2$
 $\theta = 67.0 \pm 5.4$
 $\psi = 2.9 \pm 5.4$
Calidad: Verosimilitud = 0.874
Score = 0.757





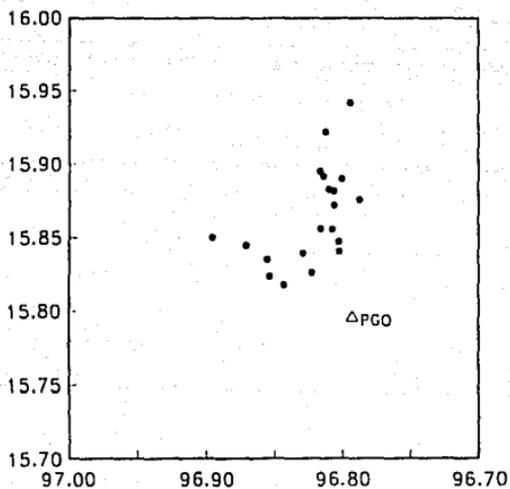


Fig. III.13 Ubicación en planta de los sismos que componen al nido II que aparece en la etapa de réplicas y del que se intenta determinar el estado de esfuerzos.

ESTA TESIS NO DEBE
SALIR DE LA BIBLIOTECA

II

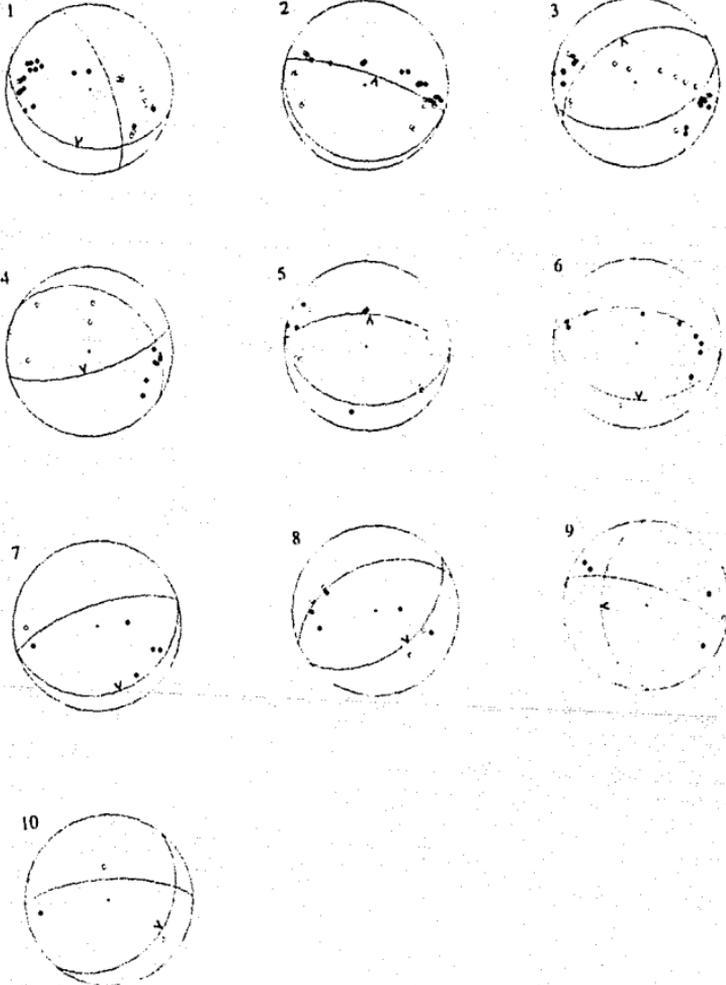


Fig. III.14 Mecanismos compuestos para el nido II, en una proyección de igual área del hemisferio inferior. Las compresiones y dilataciones son respectivamente círculos negros y blancos. El signo v indica el plano elegido para dar como información a priori para el cálculo del tensor de esfuerzos.

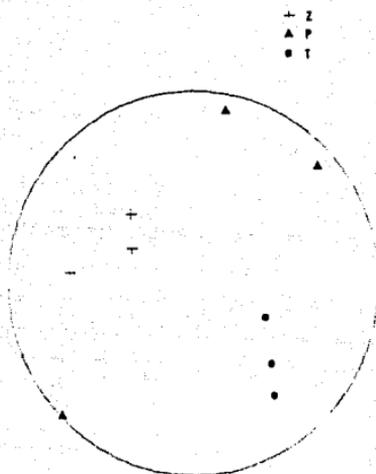
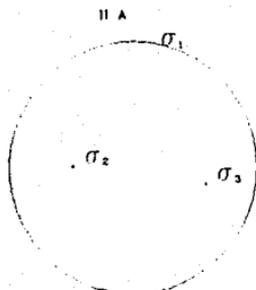


Fig. III.15 Representación estereográfica de los valores de los ejes T, P y Z de las diferentes soluciones obtenidas, para el nido II.

Tensor inicial.



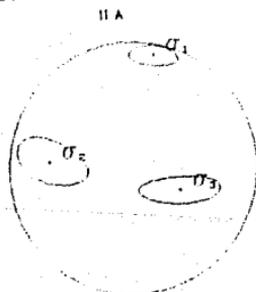
Tensor de esfuerzos: Forma y Orientacion

Factor de forma: $R = 0.3 \quad +/- \quad 0.0$

Orientacion: $\phi_1 = 0.0 \quad +/- \quad 0.0$
 $\phi_2 = 40.0 \quad +/- \quad 0.0$
 $\phi_3 = 100.0 \quad +/- \quad 0.0$

Calidad: Verosimilitud = 0.000
Score = 0.569

Tensor calculado.

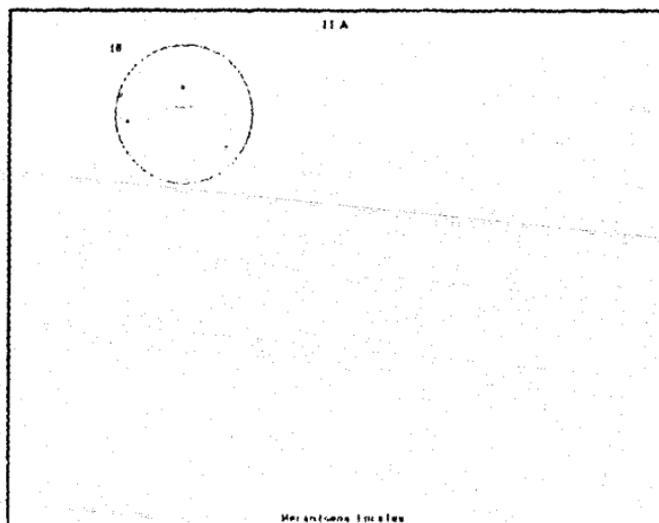
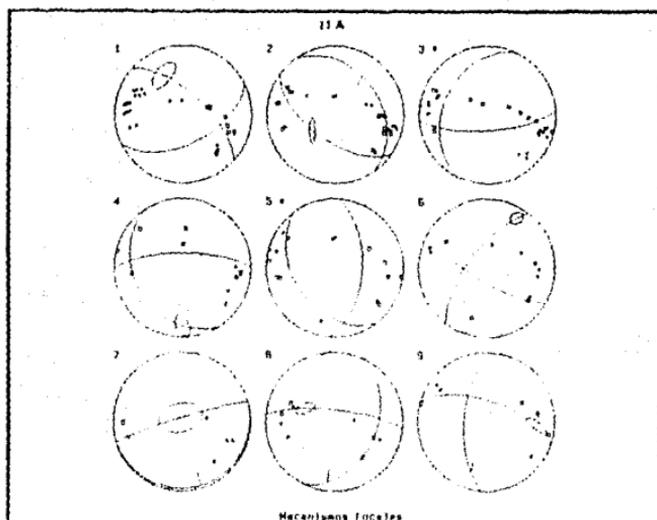


Tensor de esfuerzos: Forma y Orientacion

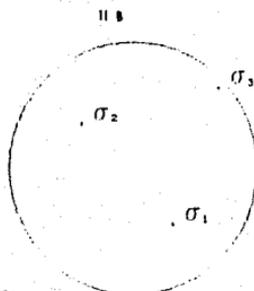
Factor de forma: $R = 0.2 \quad +/- \quad 0.2$

Orientacion: $\phi_1 = 3.9 \quad +/- \quad 15.5$
 $\phi_2 = 59.7 \quad +/- \quad 29.2$
 $\phi_3 = 101.7 \quad +/- \quad 9.8$

Calidad: Verosimilitud = 0.849
Score = 0.739



Tensor inicial.



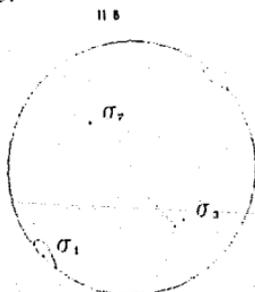
Tensor de esfuerzos: Forma y Orientacion

Factor de forma: $R = 0.5 \pm 0.0$

Orientacion: $\phi_{12} = 40.0 \pm 0.0$
 $\phi_{13} = 45.0 \pm 0.0$
 $\phi_{23} = 10.0 \pm 0.0$

Calidad: Verosimilitud = 0.000
Score = 0.484

Tensor calculado.

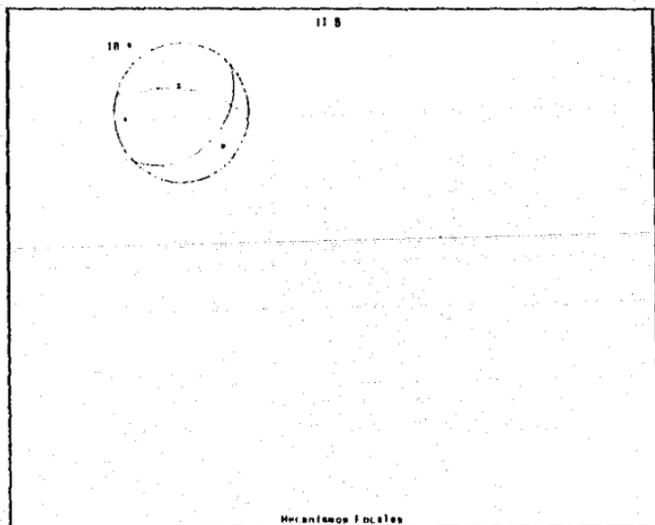
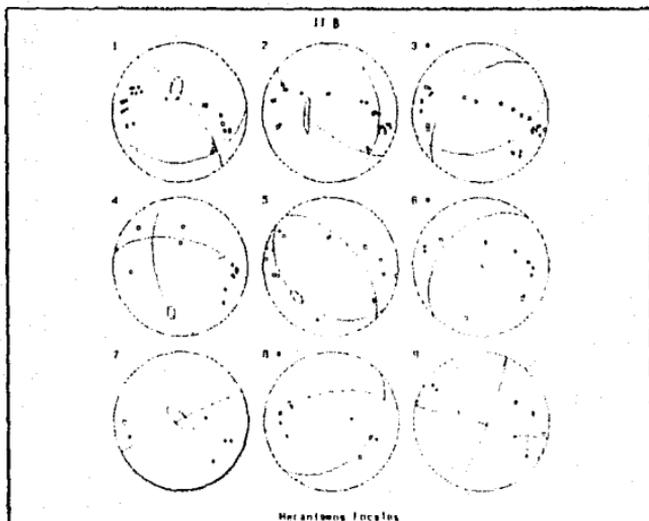


Tensor de esfuerzos: Forma y Orientacion

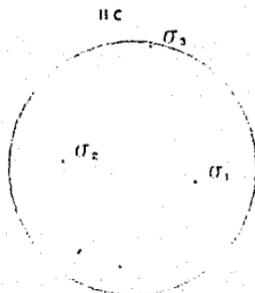
Factor de forma: $R = 0.0 \pm 0.3$

Orientacion: $\phi_{12} = 40.1 \pm 20.5$
 $\phi_{13} = 40.0 \pm 204.4$
 $\phi_{23} = 89.0 \pm 10.0$

Calidad: Verosimilitud = 0.054
score = 0.752



Tensor inicial.



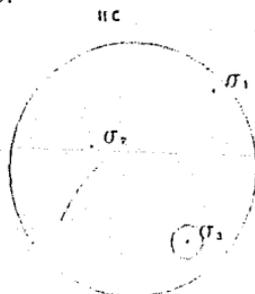
Tensor de esfuerzos: Forma y Orientacion

Factor de forma: $E = 0.4 \pm 0.0$

Orientacion: $\phi = 5.0 \pm 0.0$
 $\psi = 47.0 \pm 0.0$
 $\psi = 5.0 \pm 0.0$

Calidad: Verosimilitud = 0.000
Score = 0.484

Tensor calculado.



Tensor de esfuerzos: Forma y Orientacion

Factor de forma: $E = 1.0 \pm 0.7$

Orientacion: $\phi = 27.8 \pm 911.4$
 $\psi = 30.9 \pm 125.0$
 $\psi = 111.9 \pm 522.8$

Calidad: Verosimilitud = 0.855
Score = 0.758

