

BIBLIOTECA CENTRAL

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO

FACULTAD DE CIENCIAS

"ALGUNAS CARACTERISTICAS DE LOS TEMBLORES ($m < 4.0$)

PRECEDENTES AL TERREMOTO ($M_s = 7.8$) DE OAXACA

DEL 29 DE NOVIEMBRE DE 1978"

T E S I S

que para obtener el titulo de:

FISICO

presenta:

6592

JAIME ROGELIO GONZALEZ RUIZ

México, D.F.

1979

1 ejem.
19



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis 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.

"ALGUNAS CARACTERISTICAS DE LOS TEMBLORES ($m < 4.0$)

PRECEDENTES AL TERREMOTO ($M_s = 7.8$) DE OAXACA

DEL 29 de NOVIEMBRE DE 1978"

INDICE

RESUMEN	1
INTRODUCCION	3
CAPITULO I : ANTECEDENTES	5
- Introduccion	
- La importancia del terremoto de Oaxaca del 29 de Noviembre de 1978.	
- Los "gaps" sísmicos propuestos como precursores.	
- La actividad de los temblores precursores como herramienta de la predicción.	
CAPITULO II : METODOS	14
- Modelo de velocidades para las ondas longitudinales.	
- Programa de computación HYPO 71.	
- Mecanismo focal.	
- Proyección estereográfica.	
- Planos nodales.	
CAPITULO III : DATOS	20
- Localización espacial de eventos.	
- Medida de la razón de máxima amplitud de las ondas P y S .	
- Obtención de los patrones de compresiones y dilataciones de los temblores.	
- Trazo de las líneas nodales.	

- Distribución temporal de los temblores ($m \geq 2.8$) precedentes al evento principal.

CAPITULO IV : CONCLUSIONES	31
BIBLIOGRAFIA	35
APENDICE I	39
APENDICE II	43

RESUMEN.

Una característica notable de los temblores ($m < 4.0$) precedentes más cercanos (a una distancia menor de 30 Kms.) al terremoto ($M_s = 7.8$) de Oaxaca del 29 de Noviembre de 1978, es la uniformidad de sus modelos de dislocación; además, en forma complementaria se observó el hecho de que la razón de la máxima amplitud vertical de las ondas P y S registradas en tres estaciones es bastante estable.

Se encontraron dos tipos de mecanismo focal compuesto para estos temblores, con lo cual es posible dividirlos en dos grupos diferentes; la solución del mecanismo focal compuesto que se sugiere para cada uno de estos grupos es el siguiente:

PRIMER GRUPO	AZIMUT (φ)	BUZAMIENTO (δ)	DESLIZAMIENTO (λ)
PLANO NODAL A (plano de falla)	282 ± 3	80 ± 3	$- 72 \pm 3$
SEGUNDO GRUPO	AZIMUT (φ)	BUZAMIENTO (δ)	DESLIZAMIENTO (λ)
PLANO NODAL B (plano de falla)	177 ± 5	72 ± 5	$- 78 \pm 5$

Para cada una de las posibilidades que se tienen para elegir el plano de falla en cada uno de estos grupos de temblores, se tiene como mecanismo el de falla normal, esto es, el movimiento ocurre en un plano inclinado y el bloque del techo tiene un movimiento aparente hacia abajo.

Además, las distribuciones espacial y temporal de la actividad sísmica precedente sugiere que ella ocurre a lo largo de una dirección con rumbo $N66^{\circ} \pm 6^{\circ}W$ y probablemente a lo largo de otra dirección con rumbo $N39^{\circ} \pm 6^{\circ}E$ (Ponce et. al., 1979), lo cual concuerda aceptablemente con los resultados de mecanismo focal compuesto encontrados en este trabajo.

Por otro lado, es también notable la concentración espacial de estos temblores precedentes, en los alrededores del epicentro del evento principal (59 temblores dentro de un radio menor de 30 Kms. a partir del epicentro del evento principal), así como el aumento de la frecuencia de ocurrencia de los temblores ($m \geq 2.8$) precedentes al evento principal, alrededor de 21 horas antes de la ocurrencia de éste.

Los resultados de este trabajo junto con otros estudios de sismicidad y geofísicos en general, serán de gran utilidad en el reconocimiento de la actividad sísmica precursora de un terremoto fuerte.

INTRODUCCION :

El objetivo del presente trabajo es establecer algunas características en la distribución espacial, temporal, energética y de mecanismo focal de los temblores ($m < 4.0$) precedentes al terremoto ($M_s = 7.8$) de Oaxaca ocurrido el 29 de Noviembre de 1978.

El lineamiento general que se siguió para el desarrollo de este trabajo es el siguiente:

1). Se obtuvo la distribución hipocentral de todos los eventos, posibles de localizar, que ocurrieron anteriores al evento principal. Para esto se contó con tres semanas de registros en papel ahumado en una red local, compuesta de 6 estaciones portátiles, figura 3A.

2). Se eligió un área de trabajo tomando en cuenta solamente la cercanía con el epicentro del evento principal. Se tomó un radio de 30 Kms. a partir del epicentro del evento principal (Ponce et. al.; 1979).

3). Se analizó la razón entre la máxima amplitud vertical de las ondas P y S registradas en tres estaciones (PCO, CPO y GUO), para todos los temblores que ocurrieron dentro del área mencionada.

4). Se analizó el mecanismo focal compuesto de los eventos que ocurrieron dentro de esta área, agrupándolos de acuerdo a la razón de máxima amplitud vertical de las ondas P y S.

5). Se hizo la serie de tiempo de la ocurrencia de los temblores ($m \geq 2.8$) precedentes al evento principal, con el propósito de distinguir algún rasgo característico en ésta.

Desde un punto de vista general, el terremoto de Oaxaca es de particular interés por el hecho de que ocurrió dentro de un gap sísmico previamente identificado (Kelleher et. al. 1973; Ohtake et. al. 1977).

El análisis de los temblores precedentes al evento principal aportará datos muy valiosos al conocimiento de los fenómenos sísmológicos que ocurren en territorio mexicano, particularmente para un evento del tipo de falla inversa asociado a la subducción.

I

ANTECEDENTES

1.1 INTRODUCCION.

En un bosquejo general, la predicción de terremotos incluye las siguientes determinaciones:

- a) Lugar de ocurrencia del terremoto,
- b) magnitud del terremoto que se avecina, y
- c) tiempo de ocurrencia del terremoto.

Los métodos desarrollados para la predicción de terremotos parten de la suposición de que algunos períodos de "preparación" preceden a cualquier terremoto fuerte. Variaciones de diferentes campos geofísicos aparecen como resultado de las variaciones del campo geotectónico de esfuerzos durante este período. La naturaleza de los procesos que causan el cambio de los esfuerzos geotectónicos no es conocida aún.

Los precursores de terremotos son buscados en anomalías (relativas a valores de fondo promedio) de la sismicidad, campo eléctrico, en variaciones de razones pequeñas al movimiento de la corteza de la tierra y un número de otras características, en particular geoquímicas.

Como todos los valores de fondo de los campos geofísicos están sujetos a fluctuaciones considerables, el problema de pronóstico se reduce me

tódicamente a la separación de la señal, del ruido de fondo, con todas las dificultades que esto ocasiona.

Desde el punto de vista sismológico, el problema de la identificación de los precursores reside en distinguir a estos de la sismicidad normal y de los enjambres de temblores.

1.2 LA IMPORTANCIA DEL TERREMOTO DE OAXACA DEL 29 DE NOVIEMBRE DE 1978.

El Estado de Oaxaca, México, se encuentra en una de las regiones de - más alta sismicidad en el mundo.

Grandes terremotos destructivos han tenido lugar ahí durante el presente siglo, como son los terremotos del 17 de Abril de 1928 ($M = 7.7$), el del 23 de Agosto de 1965 ($M = 6.9$) y el del 2 de Agosto de 1968 - - ($M = 6.5$).

El descubrimiento por OHTAKE, LATHAM y MATUMOTO, de la Universidad de Texas, de un gap sísmico muy claramente delineado, que comenzó a mediados de 1973 hasta mediados de 1975, junto con los datos de las fluctuaciones de la sismicidad precedentes a los terremotos de 1965 y 1968 antes mencionados, llevaron al grupo de Texas a concluir que existía una alta probabilidad de que ocurriera un evento grande en esa zona.

Esta fue la primera vez que el anuncio de un terremoto grande inminente fue publicado en una revista científica (Pure and Applied Geophysics, V-115, pag. 375-385).

Las "más probables" características del terremoto predicho por ellos

fueron los siguientes:

$$M = 7 \frac{1}{2} \pm \frac{1}{4}$$

$$\varphi = 16.5^\circ \pm 0.5^\circ \text{N}$$

$$\lambda = 96.5^\circ \pm 0.5^\circ \text{W}$$

La ocurrencia en tiempo no fue predicha, pero los autores consideraron a esta como inminente.

La predicción a largo plazo adelantada por los sismólogos de Texas, luego de la ocurrencia del terremoto del 29 de Noviembre de 1978, hará que los sismólogos presten mayor atención a los fenómenos de fluctuación de la sismicidad como un criterio más a considerar en la formulación de predicciones a largo y mediano plazo.

1.3 LOS "GAPS" SISMICOS PROPUESTOS COMO PRECURSORES.

El término "gap" sísmico se usa para referir a alguna región a lo largo de un límite de placas activo, que experimenta una calma sísmica que puede durar desde unos pocos años hasta una o más decenas de años.

El primer trabajo sobre gaps sísmicos fue hecho por S.A. FEDOTOV (1965). Su estudio comprendió una fracción del margen sísmicamente activo del archipiélago de las Islas Kuriles.

Su estudio de la ocurrencia de terremotos superficiales grandes ($M_s \gg 7 \frac{3}{4}$) lo condujeron a concluir que éstos tienden a ocurrir en zonas en las cuales no hubo terremotos grandes en las últimas décadas.

Este autor propuso que las zonas de ruptura de los eventos grandes

fueran delineadas por la actividad de sus réplicas, y observó que las zonas de réplicas de grandes terremotos cercanos tienden a confinarse sin traslapo.

KELLEHER (1970) concluyó que varias progresiones de terremotos grandes ($M \gg 7.8$) se movieron regularmente en espacio y tiempo en una dirección -- Este-Oeste a lo largo de la zona sísmica Alaska-Aleutianas.

Este autor propuso que los sitios más probables para terremotos futuros fueran aquellos adyacentes a los eventos más recientes.

KELLEHER et. al. (1973) estudiaron la historia sísmica del arco de América Central, que se extiende a lo largo del Oeste de México y de América Central, entre $82^{\circ}W$ y $105^{\circ}W$. Estos autores encontraron que para esta zona sísmica un tiempo de recurrencia de alrededor de 50 años o menos para terremotos grandes ($M \gg 7.0$) es razonable, lo cual concuerda con los estudios hechos en esa región por J. FIGUEROA (1963). También encontraron que había 6 áreas a lo largo del Oeste de México y de América Central que no habían experimentado terremotos de magnitud $M \gg 7.0$ por 45 años o más. Estos autores consideraron a esas 6 áreas como "gaps"; también encontraron 3 áreas que se rompieron por última vez hace entre 30 y 45 años. Estos autores sugirieron que, puesto que el tiempo de recurrencia es relativamente corto ahí, esas 3 áreas fueran consideradas también como regiones de probable potencialidad sísmica.

Dos de estas áreas consideradas previamente como "gaps" sísmicos, fueron el lugar de ocurrencia de los recientes terremotos de Oaxaca (29 de Noviembre de 1978) y de Petatlán (14 de Marzo de 1979).

SYKES (1971) examinó la historia sísmica de la zona Alaska-Aleutianas usando la teoría de la tectónica de placas. Este autor también encontró que las zonas de réplicas de los terremotos grandes ($M \gg 7.0$) no se trasla --

pan, pero tienden a estar adyacentes, y que los eventos grandes tienden a ocurrir en regiones de quietud sísmica que dura varios años antes de la ocurrencia de éstos.

En el contexto de placas tectónicas esto implica que el movimiento relativo de las placas, es acompañado por una serie de rupturas a lo largo del --márgen de la placa, cada una asociada con un terremoto fuerte.

OHTAKE et. al. (1977) encontraron un área de significativa quietud sísmica somera (profundidad menor de 60 Km) de mediana y gran magnitud ($M_b \leq 4.0$) - cerca de Oaxaca, al Suroeste de México, que comenzó a mediados de 1973 y continuó hasta mediados de 1975.

En base a que tal período de calma no es usual en esa región y comparando con los temblores del 23 de Agosto de 1965 y el del 2 de Agosto de 1968, estos autores catalogaron dicha región como un "gap" sísmico y probable precursor de un terremoto grande.

Mc. CANN et. al. (1978), en un estudio más reciente referente a "gaps" sísmicos, concluyeron que cualquier área a lo largo de un límite de placas activo que no ha experimentado un terremoto grande dentro de los últimos 30 años, debería ser considerado un "gap" sísmico. Estos autores clasificaron como "gap" sísmico el área de Petatlán, en el estado de Guerrero México.

Como un resultado de estos estudios, reforzados por la ocurrencia del terremoto ($M_s = 7.8$) de Oaxaca del 29 de Noviembre de 1978 y del terremoto ($M_s = 7.6$) de Petatlán del 14 de Marzo de 1979, el reconocimiento de "gaps" sísmicos en zonas sísmicas activas, es considerado como un método para la predicción a largo y mediano plazo de terremotos grandes.

1.4 LA ACTIVIDAD DE LOS TEMBLORES PRECURSORES COMO HERRAMIENTA DE LA PREDICCIÓN.

La definición de temblor precursor es un tanto arbitraria no sólo en distribución temporal sino también en distribución espacial.

En un sentido bastante general; un temblor se considera un temblor precursor si su localización estuvo dentro del área de ruptura del evento principal y ocurrió dentro de los 40 días anteriores a la ocurrencia de este (Jones y Molnar, 1978).

Los temblores precursores, cuando están presentes, son los fenómenos premonitores más obvios que preceden a los terremotos fuertes. Si ellos pudieran ser reconocidos como tales antes de un evento principal, podrían usarse como una herramienta importante para la predicción de temblores.

Esto fue demostrado por la afortunada predicción del terremoto de Haincheng del 4 de Febrero de 1975, (Wu Kai-Tong et. al. 1976; Zhu Fung Ming 1976; Raleigh et. al. 1977).

Sin embargo, la naturaleza física de los temblores precursores no es del todo clara, y esto se debe principalmente al hecho de que, según MOGI (1963), no son muchos los casos en que están presentes; aunque esta ausencia de los temblores precursores podría deberse simplemente a que no existen en general datos de la actividad sísmica precursora de menor magnitud ($M_b < 4.0$).

MOGI (1966) señaló que hay dos patrones diferentes de secuencias de temblores precursores que fueron observados en experimentos con rocas de laboratorio:

TIPO 1 : La actividad de los temblores precursores crece continuamente hasta el tiempo de ocurrencia del evento principal. Este tipo de actividad es común en muchos tipos de rocas frágiles heterogéneas.

TIPO 2 : Los temblores precursores ocurren más discontinuamente y su actividad decrece antes del evento principal. Este tipo parece ocurrir más frecuentemente que el tipo anterior para clases de rocas más uniformes.

Estos dos tipos de secuencias diferentes de temblores precursores son también los casos para terremotos naturales, aunque es más común el tipo 2.

PAPAZACHOS (1973) estudió el terremoto ($M=6.2$) del Lago Kremasta en Grecia y encontró que la frecuencia de ocurrencia de los precursores creció continuamente hasta el instante de ocurrencia del evento principal, este es un ejemplo típico de la secuencia de precursores del tipo 1.

MOGI cree que el tiempo precursor depende no solamente de la estructura de la corteza, sino también de la distribución de los esfuerzos.

Es por eso que este autor considera casi imposible prever el tiempo de ocurrencia de un evento principal en la sola base de las variaciones temporales de la ocurrencia de los temblores precursores.

JONES Y MOLNAR (1978) estudiaron temblores precursores ($M_b \geq 4.0$) antes de tres grupos de eventos principales. El primero de ellos fueron todos los eventos grandes ($M \geq 7.0$) superficiales (profundidad ≤ 100 Km) que ocurrieron en el mundo desde 1914 hasta 1949 (511 eventos). El segundo grupo fueron todos los eventos grandes superficiales en el mundo desde 1950 hasta --

1964 y desde 1965 hasta 1973 (250 eventos). El tercer grupo de eventos principales estudiado por estos autores es el de los terremotos que ocurrieron en las cercanías de Grecia, con $M \geq 5.6$ entre 1911 y 1965 y $M \geq 5.1$ entre 1966 y 1973.

A partir de estos estudios, estos autores encontraron que el nivel de actividad sísmica en general crece, en el área de ruptura de los eventos principales, alrededor de 3 meses antes de la ocurrencia de ellos. También encontraron que unos pocos días antes de la ocurrencia del evento principal, la actividad sísmica comienza a crecer rápidamente, aparentemente cerca del epicentro de este, culminando con un pico en la actividad del último día.

En el último día la actividad sigue creciendo antes del tiempo de ocurrencia del evento principal, excepto para una posible caída ligera y aparentemente temporal en la actividad para pocas horas antes de él.

Este pico seguido de una disminución es de interés, porque los sismólogos chinos reportaron una caída en la actividad de los temblores -- precursores de 4 a 8 horas antes del terremoto de Haincheng (Wu Kai-Tong et al. 1976).

Sin embargo, se observa también que ocurren períodos de incremento de la actividad sísmica sin que ocurra un temblor de gran magnitud.

Los resultados obtenidos de estos estudios, sugieren que el solo estudio de los temblores precursores no es suficiente para predicción de temblores.

1.5 EL MECANISMO FOCAL COMPUESTO Y LA RAZON DE MAXIMA AMPLITUD VERTICAL DE LAS ONDAS P Y S DE LOS TEMBLORES PRECURSORES COMO POSIBLE HERRAMIENTA PARA IDENTIFICARLOS.

Como se dijo anteriormente, desde el punto de vista sismológico, el problema de la identificación de temblores precursoros reside en distinguir a estos de la sismicidad normal y de los enjambres de temblores.

La afortunada predicción del terremoto ($M=7.3$) de Haincheng, del 4 de Febrero de 1975, estuvo basada principalmente en la identificación de sus temblores precursoros.

YEN CHIN et. al. (1976) estudiaron el mecanismo focal compuesto de estos temblores precursoros y encontraron que la solución del plano de falla de estos y del temblor principal eran similares y sugirieron que ese aspecto podría servir para reconocerlos.

Estos autores sugirieron que la similitud podría ser examinada también por la comparación de las amplitudes de las ondas P y S registradas en cada estación.

La razón de estas amplitudes depende de tres factores, el factor de propagación, la solución del plano de falla y la posición de la estación con respecto al plano de falla.

YEN CHIN et. al. (1976) y JIN YAN et. al. (1976) encontraron que los temblores precursoros del terremoto de Haincheng de 1975 tuvieron razones de amplitud muy similares, como encontraron BOLT et. al. (1977) para los precursoros ($M_L \gg 1.0$) del temblor ($M_L = 4.3$) de Briones Hill del 8 de Enero de 1977.

Sin embargo, ENGDahl y KISSLINGER (1977) encontraron que este no es el caso para los temblores precursoros de un evento de $M=5.0$ en las Aleutianas.

II

METODOS

2.1 MODELO DE VELOCIDADES PARA LAS ONDAS LONGITUDINALES.

El modelo para las velocidades de las ondas longitudinales fue seleccionado por ensayo, ya que no hay estudios disponibles, detallados de la región donde ocurrió el evento principal.

Para la obtención de este modelo se tomaron como referencias los datos de perfiles de refracción sísmicos inversos, de estudios hechos, uno a lo largo de la costa de Guatemala y el otro en la parte continental de México, entre Pinotepa Nacional (alrededor de 150 Km del epicentro del evento principal) y el lago de Alchichica (alrededor de 400 Km tierra adentro perpendicular a la costa) (Shor and Fisher, 1961; Helsley et. al., 1975; Mooney et. al. 1975).

El modelo seleccionado se muestra en la tabla 2.1

TABLA 2.1

CAPA	VELOCIDAD DE LA ONDA LONGITUDINAL, Km/s	PROFUNDIDAD AL NIVEL INFERIOR DE CADA CAPA, Km
1	4.4	5.0
2	5.6	12.0
3	6.4	22.0
4	8.2	

Velocidad de la onda longitudinal = 1.78 Velocidad de la onda transversal.

2.2 PROGRAMA DE COMPUTACION HYPO 71.

HYPO 71 es un programa de computación que sirve para determinar hipocentros, magnitud, y patrones de primeros movimientos de temblores locales.

Es un programa escrito en FORTRAN IV y consiste de un programa principal y 17 subrutinas (Lee and Lahr, 1975).

Trabaja en base a la siguiente información:

- a).- Un modelo de capas planas de la estructura de la corteza y manto,
- b).- información de los tiempos de arribo de las ondas P y S a cada estación,
- c).- tiempo de duración de los eventos, y
- d).- polaridad de los primeros arribos.

Para determinar la localización hipocentral de los temblores, el programa usa el Método de Geiger (Geiger 1912; Manual del HYPO 71 revisado, 1975, pag. 45-47), que es un método iterativo basado en los tiempos observados de arribo a cada estación y los tiempos de arribo computados a partir de la solución de ensayo.

Para calcular la magnitud de los eventos, en cada estación, el programa usa la siguiente fórmula (Lee, Bennett y Meagher, 1972) :

$$M(\zeta) = a + b \log \zeta + c D$$

donde

ζ = duración de la señal en segundos

D = distancia epicentral en kilómetros

los coeficientes a, b y c son constantes que dependen de las características del instrumento que registra la señal y de la región en estudio.

En este trabajo se usaron los valores que obtuvieron Lee et. al. (1972) para el Estado de California, U.S.A.

Sin embargo esta relación podrá ser modificada, adjudicando otros valores a las constantes a, b y c de la ecuación anterior.

Esto permitirá recalcular la magnitud de los eventos precursoros y réplica del terremoto de Oaxaca de 1978, según la fórmula determinada por L. - GONZALEZ (Tesis Profesional, 1979).

2.3 MECANISMO FOCAL.

Uno de los problemas de la sismología es la determinación de los procesos dinámicos que ocurren en el foco de un temblor.

El estudio del mecanismo focal constituye una parte importante en la determinación de dichos procesos.

La representación formal más simplificada del proceso dinámico del foco de un terremoto es la de fuerzas concentradas actuando en un punto.

Originalmente fueron propuestos dos modelos como posibles mecanismos: el modelo de una par de fuerzas paralelas en sentido contrario y con momento, y el modelo de dos pares de fuerzas con momentos iguales y sentidos opuestos.

Estos modelos fueron referidos por HONDA (1957) como Modelo I y Modelo II, respectivamente.

Sin embargo, el Modelo I ha sido abandonado, pues se ha encontrado que una dislocación tiene un equivalente en fuerzas que actúan en la fuente, -- equivalente al Modelo II.

Por otra parte, el Modelo I no está equilibrado, pues tiene un momento diferente de cero, lo cual implicaría que la zona focal rotaría al producirse el terremoto, lo cual no es posible. Por estas razones en la actualidad solo se acepta el Modelo II.

El Modelo II y su patrón de radiación está representado en la fig. - 2.1 .

El problema inverso consiste en analizar la polaridad de los primeros arribos de las ondas P en todas las estaciones para determinar el mecanismo focal de la fuente.

El método analítico para el análisis del mecanismo focal de un temblor fue desarrollado por los sismólogos H. NAKANO (1923) y P. BYERLY (1926, -- 1928). El procedimiento 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 la esfera focal, siendo ésta una esfera arbitraria de radio unitario que rodea al foco en una región donde se puede considerar al medio homogéneo y las trayectorias de las ondas sísmicas como rectas.

Una vez hecho esto se hace una proyección estereográfica para determinar las características de la fuente. Existen varios tipos de proyecciones que los sismólogos usan, en este trabajo se usó una proyección estereográfica de igual área, del hemisferio focal superior.

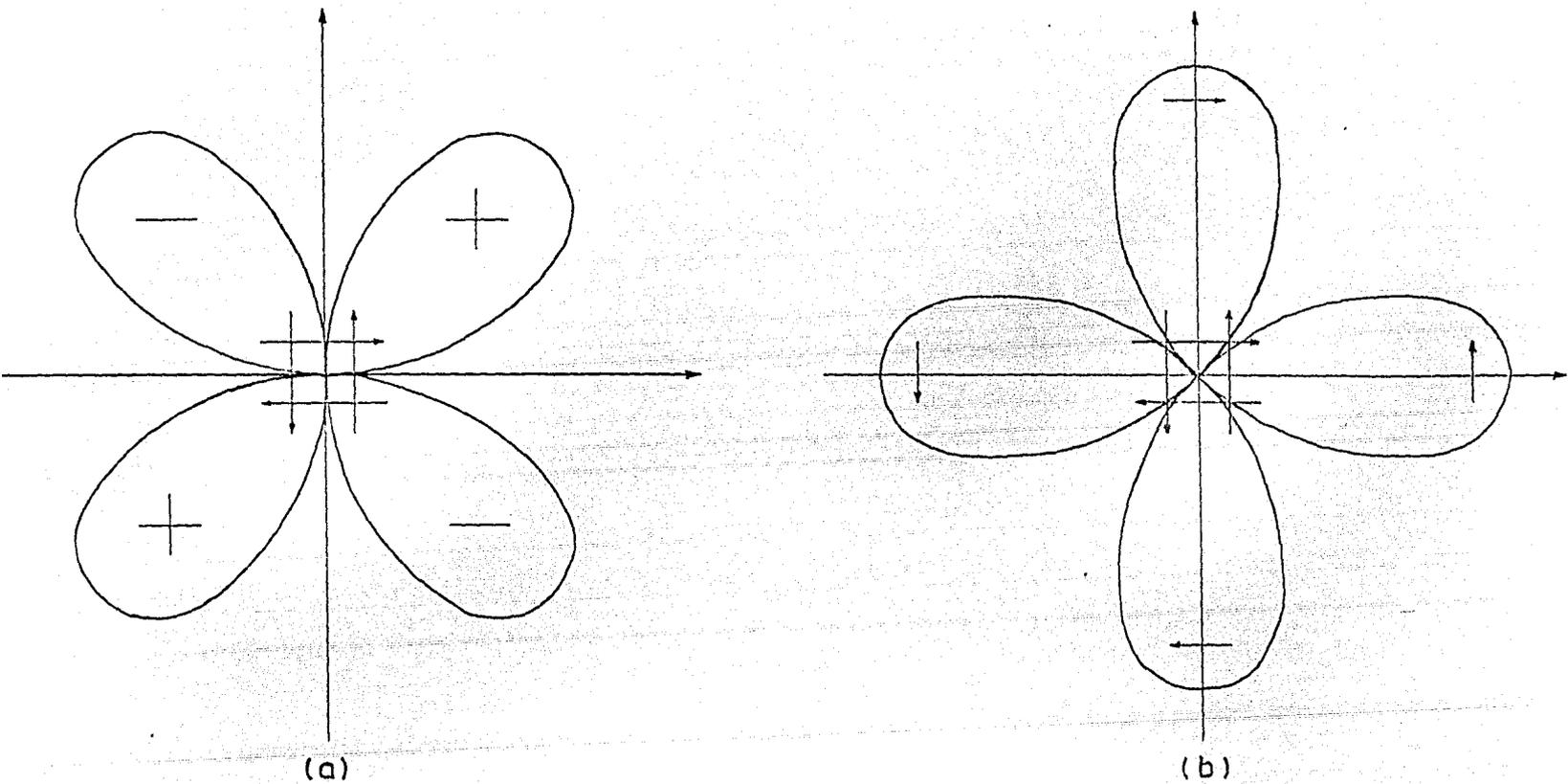


Fig. 2.1 Patrón de Radiación (a) de P y (b) de S para el modelo II

2.4 PROYECCION ESTEREOGRAFICA.

La proyección estereográfica es un método geométrico que permite conocer la orientación de la fuente respecto a las coordenadas geográficas.

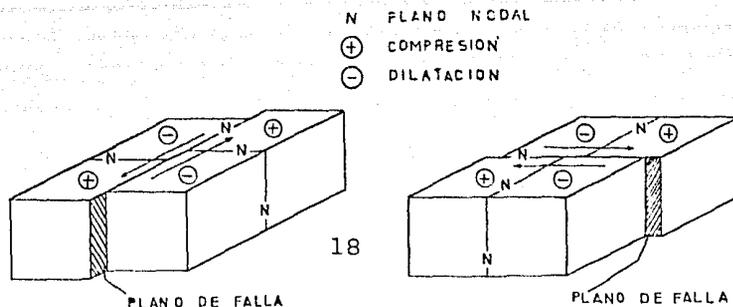
Las proyecciones estereográficas que generalmente se usan en sismología son la de Wulff y la de Schmidt o de igual área.

En este trabajo se usó una proyección estereográfica de igual área, dicha proyección se construye rotando cada punto de intersección de los paralelos y meridianos del hemisferio de una esfera, en el plano ecuatorial de la misma.

La principal característica de la red de Schmidt (Fig. 2.2) es que conserva la relación entre las áreas sobre la esfera y las áreas proyectadas.

2.5 PLANOS NODALES.

Se sabe que los primeros arribos de las ondas P son compresiones o dilataciones de acuerdo a la orientación de la estación que las registra con respecto al movimiento de la falla. Esta idea está representada en la siguiente figura :



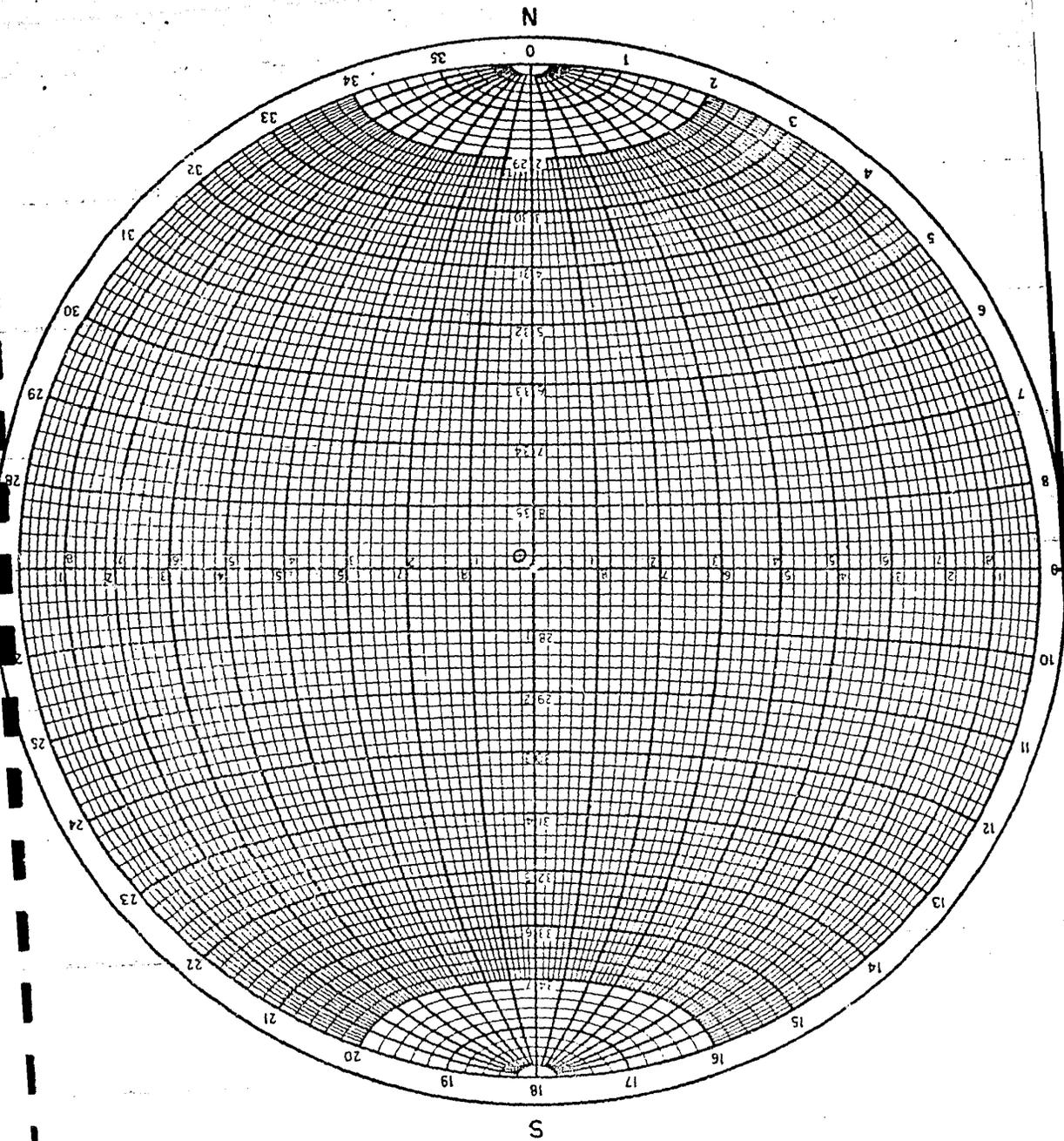


Fig. 2.2 Red de Schmidt

Los planos nodales son aquellos que separan compresiones de dilataciones, y son el plano de falla y un plano auxiliar perpendicular a él. Sin embargo, el método desarrollado para la solución del mecanismo focal es ambiguo en el sentido que no es posible determinar cual de los dos planos nodales es el plano de falla y cual es perpendicular a la dirección de desplazamiento.

Para esto, los sismólogos deben basarse en información geológica de la región donde ocurre el temblor o en información sobre la dependencia azimutal de la radiación de la energía desde la fuente.

III

DATOS

3.1 LOCALIZACION ESPACIAL DE EVENTOS.

La localización espacial de los eventos se obtuvo directamente de las salidas de computadora del programa HYPO 71.

Los eventos con $m \geq 2.8$ están listados en el apéndice I.

El área y los eventos considerados para el estudio de mecanismo focal compuesto y de las razones de amplitud de las ondas P y S se muestran en la figura 3.1

Los eventos que ocurrieron dentro de esta área están listados en el apéndice II.

3.2 MEDIDA DE LA RAZON DE MAXIMA AMPLITUD DE LAS ONDAS P y S.

Para analizar la razón de máxima amplitud de las ondas P y S de los eventos que ocurrieron en el área de la figura 3.1 se escogieron tres estaciones (PGO, CPO y GUO) en las cuales éstas fueron registradas.

Se midió la máxima amplitud de la onda P (denotada por \bar{P}) y de la onda S (denotada por \bar{S}) para cada evento y para cada estación, cuando el registro no estuvo saturado. La manera como se hizo esta medición es la siguiente.

Una vez seleccionado el temblor se identificaron los comienzos de las ondas Pg y Sg y se midió con una regla graduada la distancia vertical en--

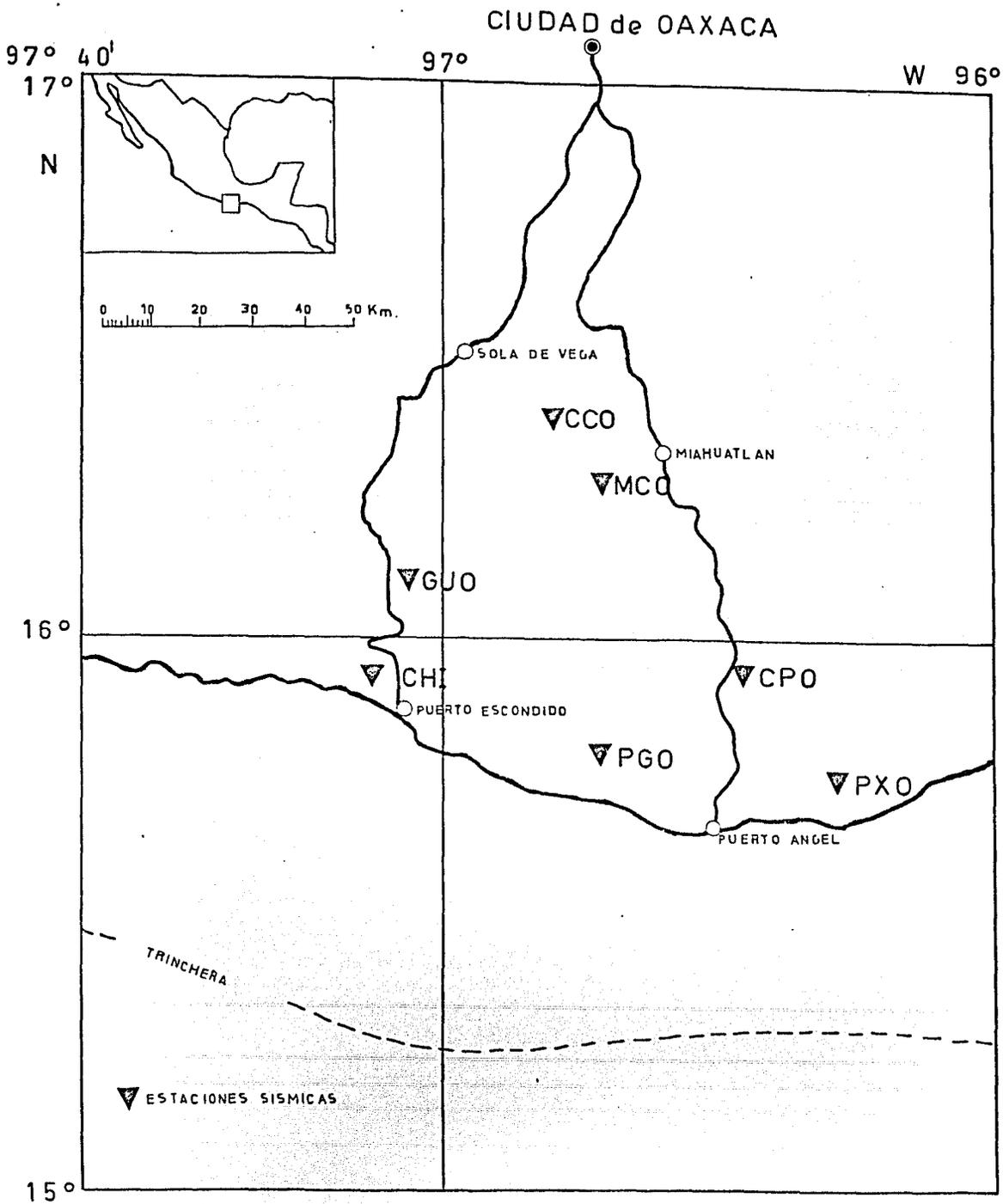
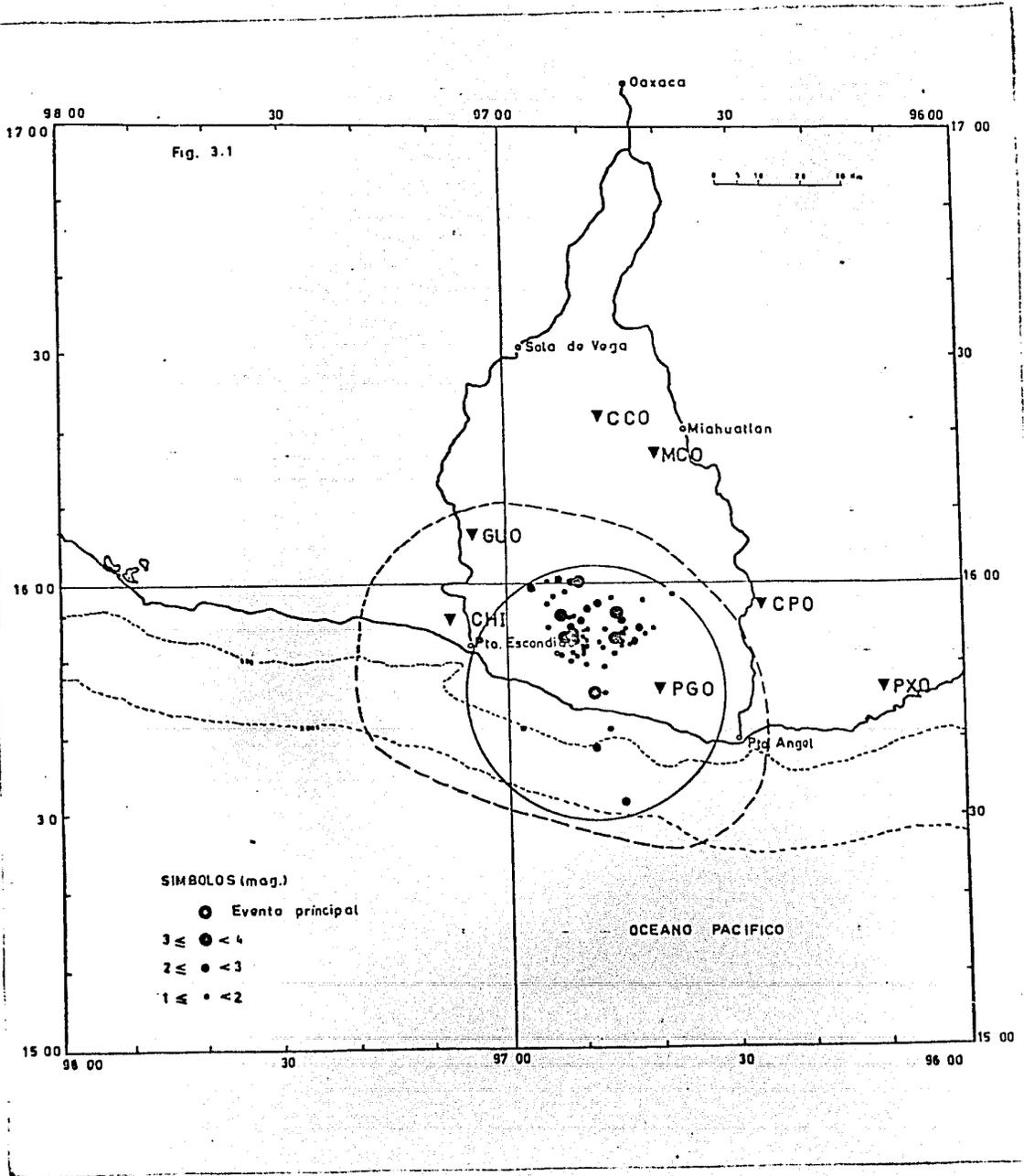
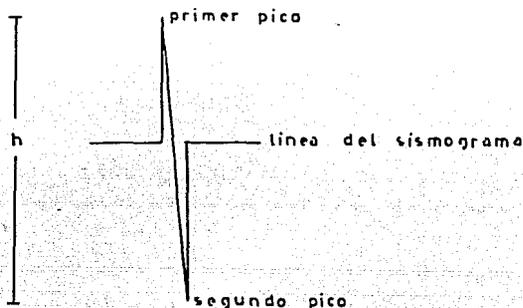


Fig. 3A

MAPA DE ESTACIONES



tre el primer pico después del comienzo de la onda y el segundo pico después de este, como se indica en la siguiente figura:



h = distancia vertical medida

La medida correspondiente a \bar{P} (o a \bar{S}) se obtuvo tomando la mitad de esa distancia h .

Así para cada estación y para cada evento se tuvo una pareja (\bar{P} , \bar{S}) con lo cual fue posible graficar puntos en un sistema coordenado.

La razón de amplitud de las ondas P y S se pudo ver entonces de las gráficas obtenidas al unir dichos puntos.

Estas gráficas se muestran en las figuras 3.2, 3.3 y 3.4.

3.3. OBTENCION DE LOS PATRONES DE COMPRESIONES Y DILATACIONES DE LOS TEMBLORES.

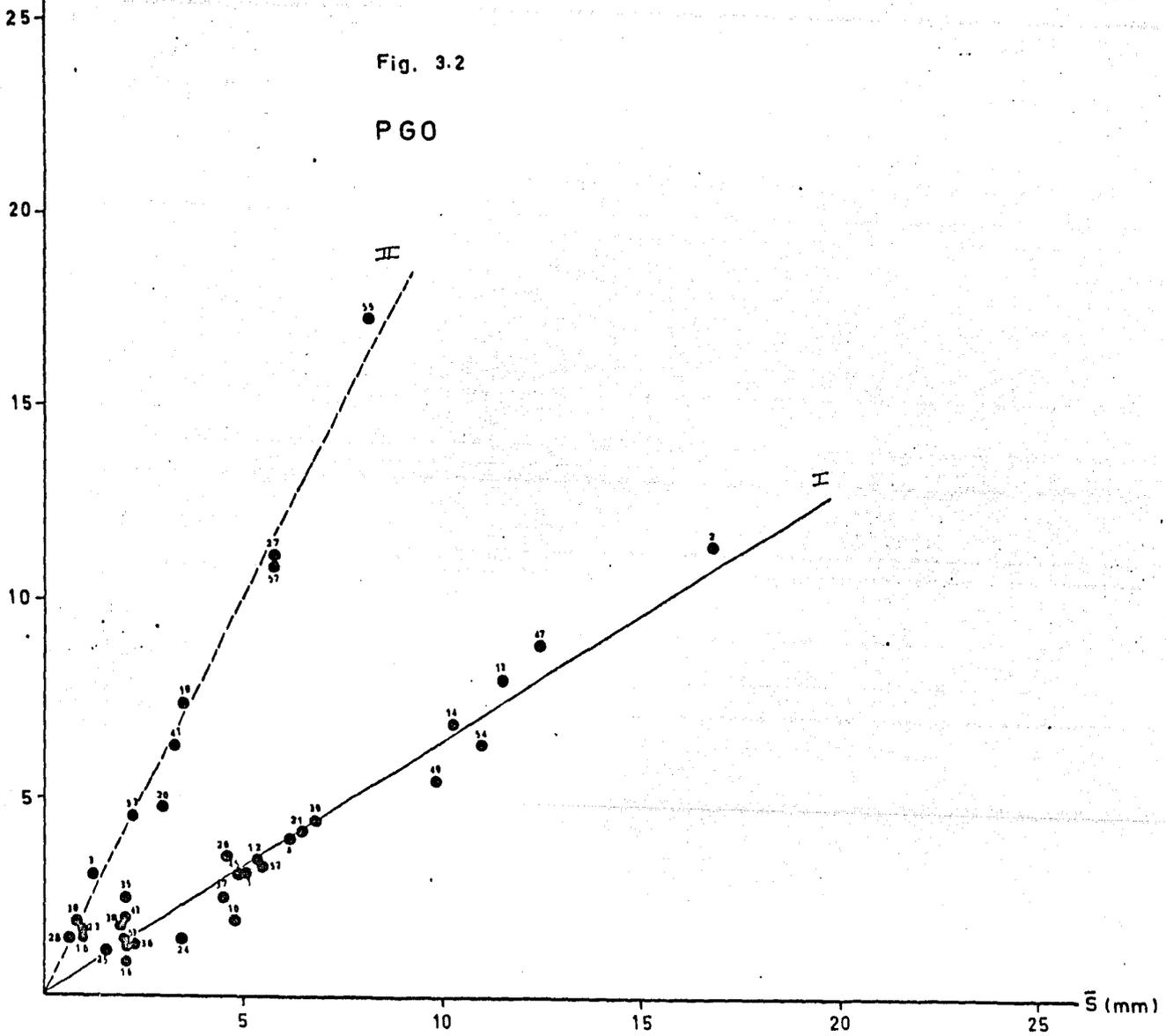
Como se mencionó anteriormente, para el estudio del mecanismo focal de un temblor, se parte de las observaciones de las polaridades de los primeros arribos de las ondas P, registradas en cada estación.

La técnica que se usó en este trabajo consistió en graficar estas pola-

m)

Fig. 3.2

PGO



\bar{P} (mm)

25

20

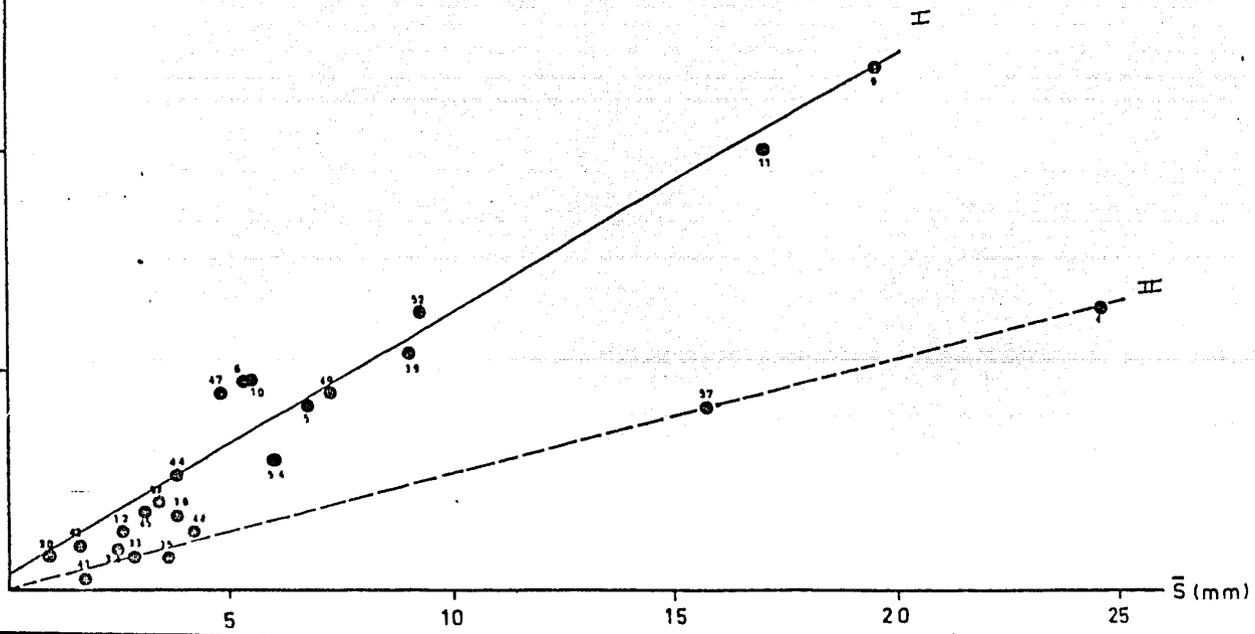
15

10

5

Fig. 3.3

CPO



\bar{S} (mm)

P (mm)

Fig. 3-4

GUO

25

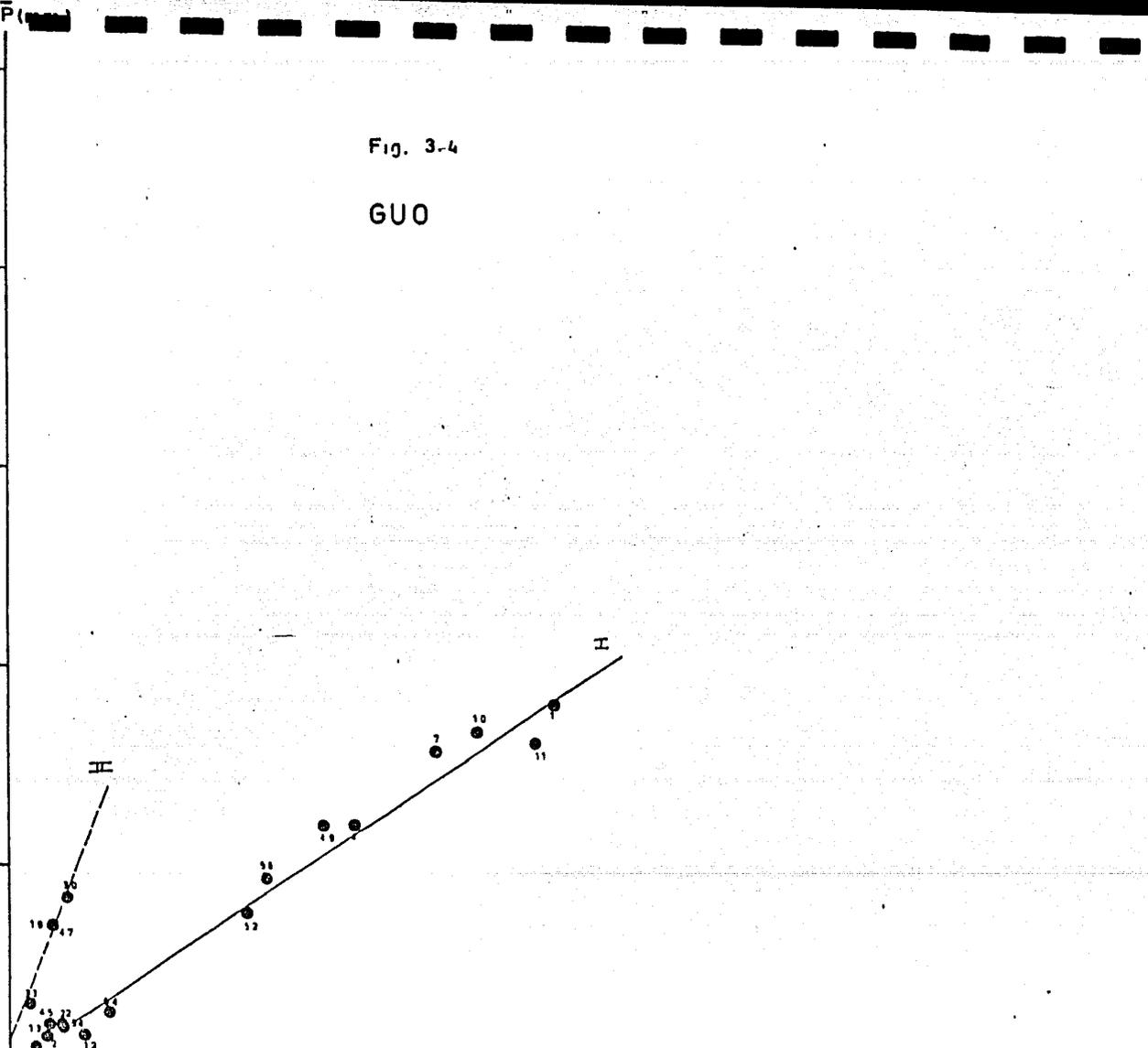
20

15

10

5

\bar{S} (mm)



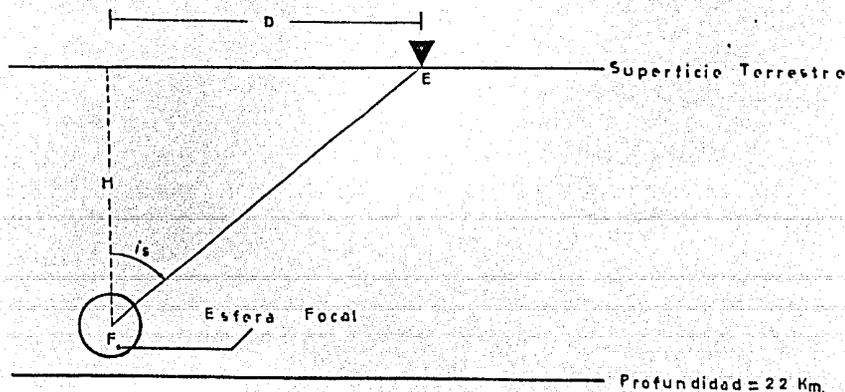
ridades (compresiones o dilataciones) sobre una proyección estereográfica de igual área (red de Schmidt).

Para esto se necesitaron dos coordenadas que son conocidas respecto al foco del temblor, el azimut epicentro-estación (A_z) y el ángulo de salida (i_s) del rayo.

El azimut-estación se tomó directamente de las salidas de computadora del programa HYPO 71.

El ángulo de salida i_s se obtuvo de dos formas diferentes, dependiendo de si el primer arribo a una estación dada correspondía a una onda directa (P_g) o a una onda refractada (P_n).

Para el primer caso, el ángulo de salida i_s se obtuvo según el siguiente diagrama :



F = foco del temblor

E = estación que recibe el primer arribo

D = distancia epicentral

H = profundidad a que ocurre el evento.

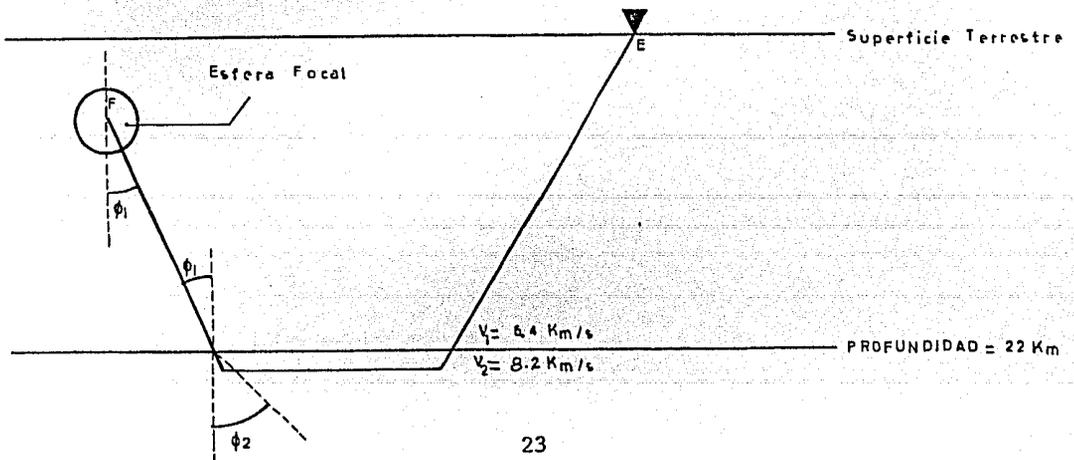
Considerando la trayectoria del rayo como recta, tenemos:

$$\begin{aligned} \tan i_s &= \frac{D}{H} \\ \Rightarrow i_s &= \arctan\left(\frac{D}{H}\right) \end{aligned}$$

donde D y H se obtienen directamente de la salida de la computadora.

Para el caso de que el primer arribo sea una onda refractada tenemos que el ángulo de salida es constante, y corresponde al ángulo crítico para el cual se tiene refracción total en la discontinuidad de Moho, además depende del modelo de velocidades usado.

Esquemáticamente tenemos:



Por la ley de Snell tenemos:

$$V_1 \operatorname{sen} \phi_2 = V_2 \operatorname{sen} \phi_1$$

para que haya refracción total se debe cumplir que:

$$\phi_2 = 90^\circ \Rightarrow \operatorname{sen} \phi_2 = 1$$

por lo tanto el ángulo crítico de salida para tener refracción total está dado por:

$$\operatorname{sen} \phi_c = \frac{V_1}{V_2}$$

$$\Rightarrow \phi_c = \operatorname{arc} \operatorname{sen} (V_1/V_2)$$

$$\Rightarrow i_s = \phi_c = 51.3^\circ$$

Una vez que se tuvieron las parejas (A_z, i_s) para cada estación, se procedió a graficar en la red de Schmidt el patrón de compresiones y dilataciones para cada evento.

En la práctica las polaridades observadas en las diferentes estaciones se graficaron en un papel transparente puesto sobre la red de Schmidt, tomando como origen el epicentro O, en el centro de la red.

El azimut se midió directamente sobre la escala en la periferia de la red, del norte hacia el este, en el sentido de las manecillas del reloj y el ángulo i_s se midió del centro de la red hacia afuera, según la escala ON u OE de la red de Schmidt.

Sobre el punto localizado para cada par (A_z, i_s) se graficó la polaridad del primer arribo observado.

Cuando se trató de una onda refractada, se sumó 180° al azimut dado por la computadora, ya que se hizo una proyección del hemisferio focal superior.

Los patrones de compresiones y dilataciones que se obtuvieron para cada uno de los temblores analizados están mostrados en las figuras 3a - 3s

El patrón de compresiones y dilataciones compuesto se obtuvo superponiendo todos los patrones individuales que fueron consistentes, para formar uno solo; en este trabajo la consistencia fue analizada a partir de la razón de máxima amplitud de las ondas P y S de cada temblor.

Dicha razón de amplitudes puede verse a partir de las gráficas (\bar{P} v. \bar{S}) mostradas en las figuras 3.2, 3.3 y 3.4, para las estaciones PGO, CPO y GUO.

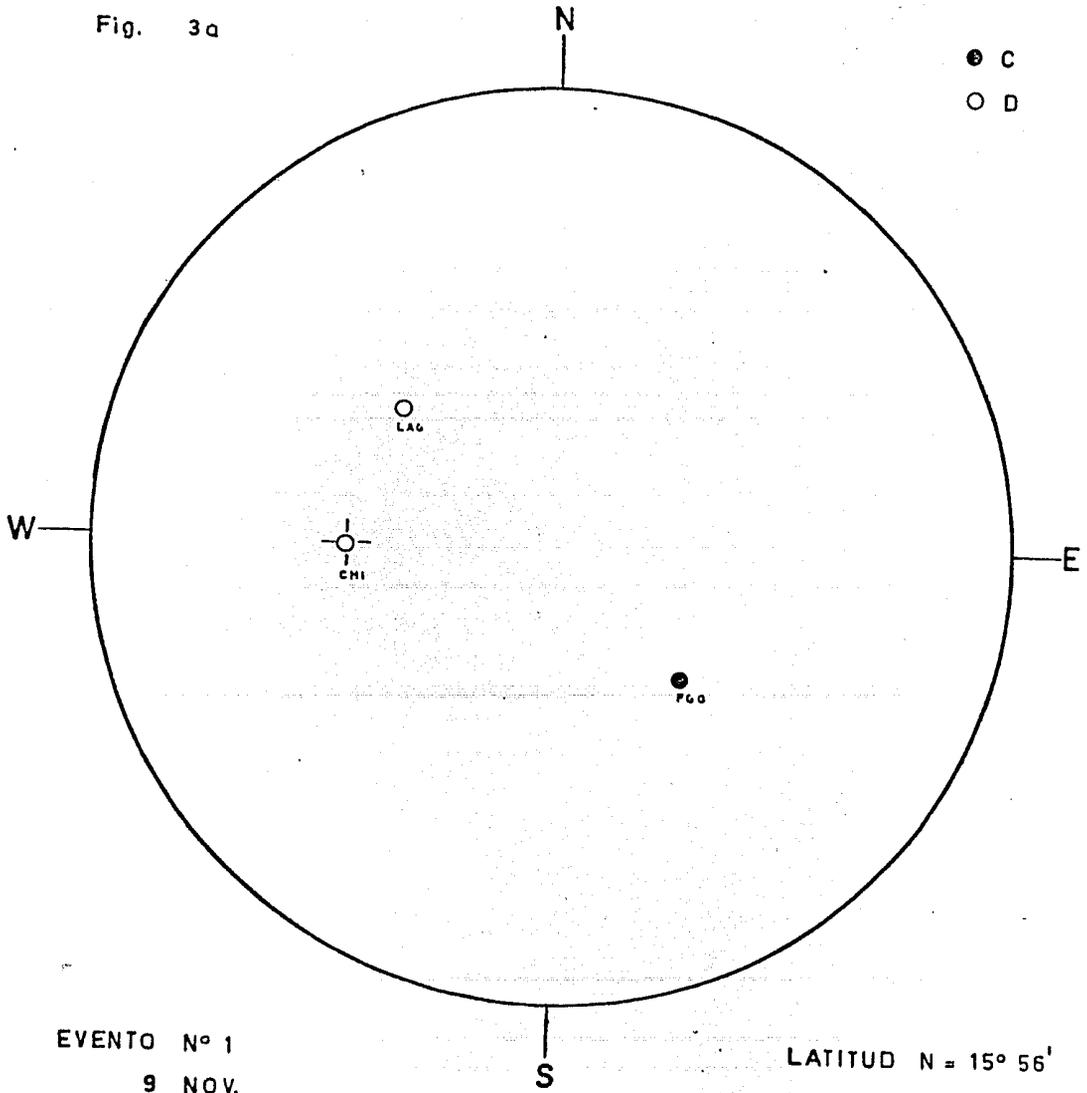
De esas figuras se puede ver que hubo dos grupos de temblores que tuvieron diferente razón de máxima amplitud de sus ondas P y S, lo cual indica -- que hubo dos clases de mecanismo focal para los eventos que ocurrieron en el área considerada.

3.4. TRAZO DE LAS LINEAS NODALES.

Una vez que se tuvieron los patrones de compresiones y dilataciones -- compuestos para cada uno de los grupos de temblores definidos a partir de la razón de máxima amplitud de las ondas P y S, se procedió al trazo de las líneas nodales.

El problema consiste en separar regiones de compresión de aquellas de dilatación; en la práctica esto se hizo girando el papel transparente sobre el cual estaban graficadas las polaridades, sobre la red de Schmidt, hasta encontrar un meridiano (o gran círculo) que haga esta separación. Este me-

Fig. 3a



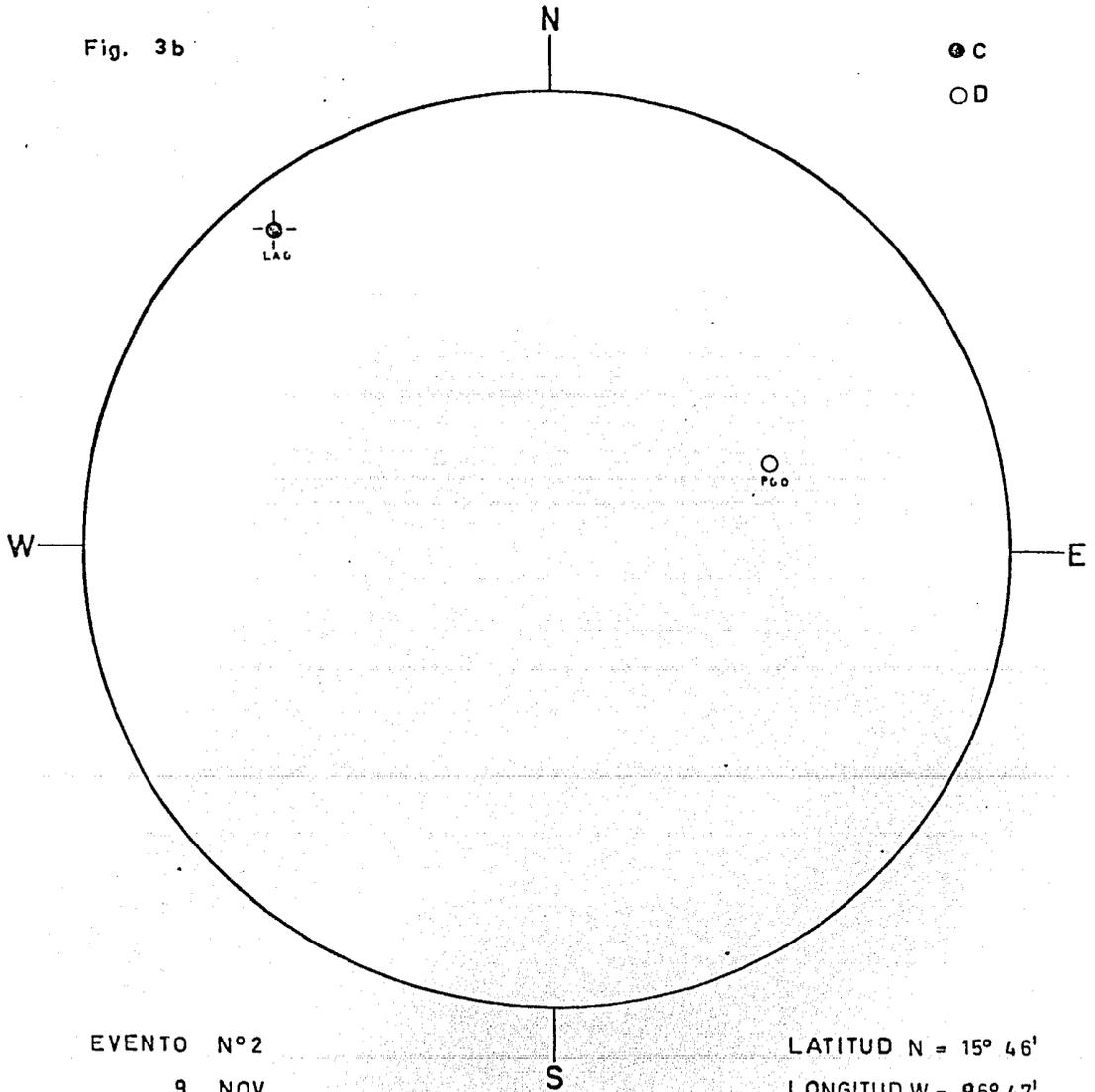
● C
○ D

EVENTO N° 1
9 NOV.
H=11: 48:51.0

m = 3.0

LATITUD N = 15° 56'
LONGITUD W = 96° 53'
PROFUNDIDAD = 36 Km

Fig. 3b



EVENTO N°2

9 NOV.

H=12:32:39.4

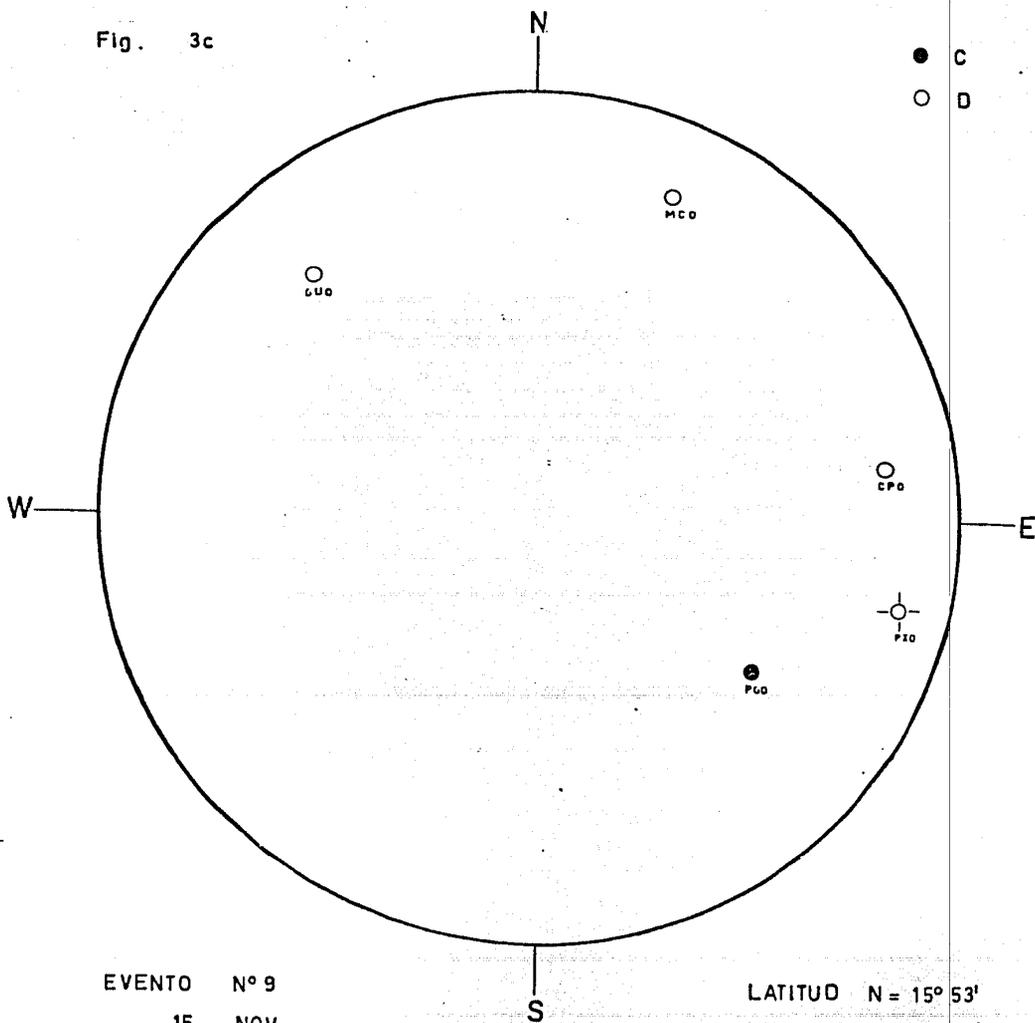
m = 2.0

LATITUD N = 15° 46'

LONGITUD W = 96° 47'

PROFUNDIDA= 8 Km

Fig. 3c

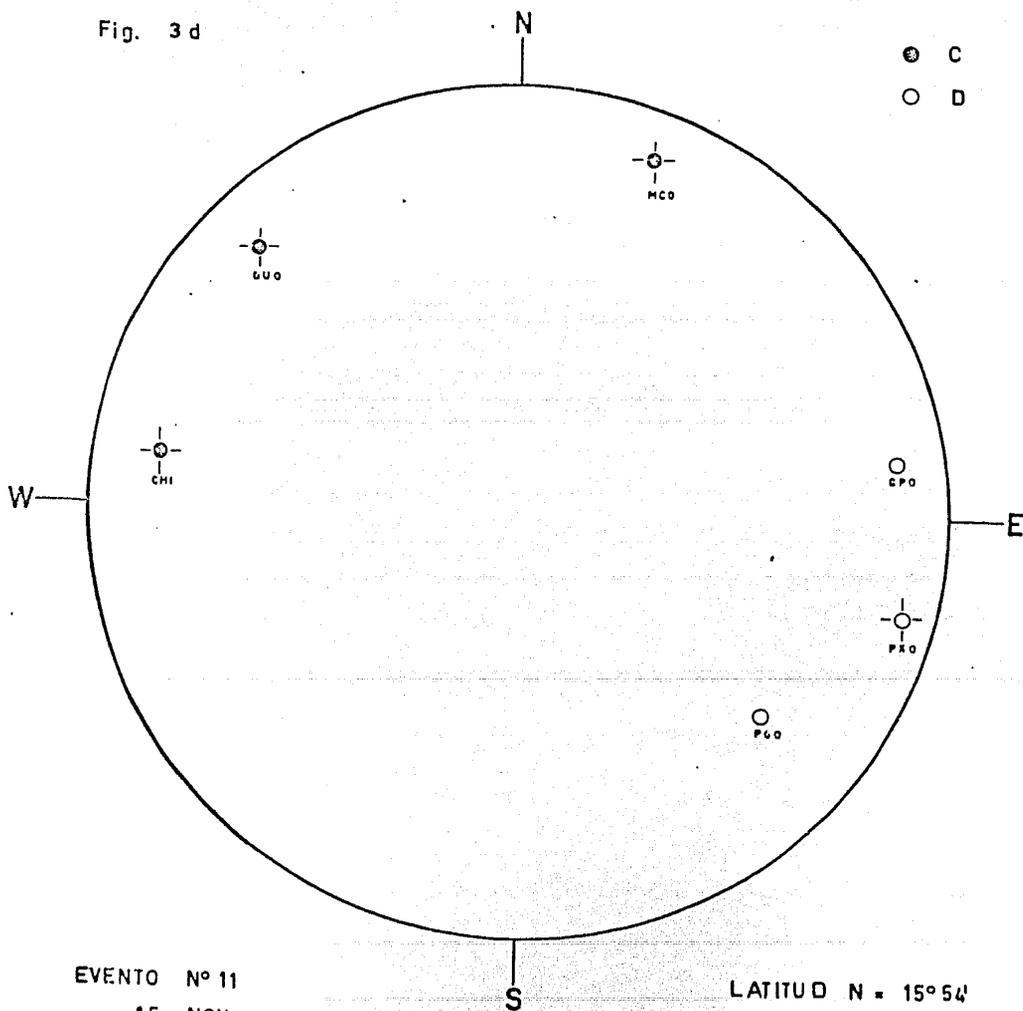


EVENTO N° 9
15 NOV.
H= 08:03:41.2

m=3.2

LATITUD N = 15° 53'
LONGITUD W = 96° 52'
PROFUNDIDAD=15 Km

Fig. 3 d

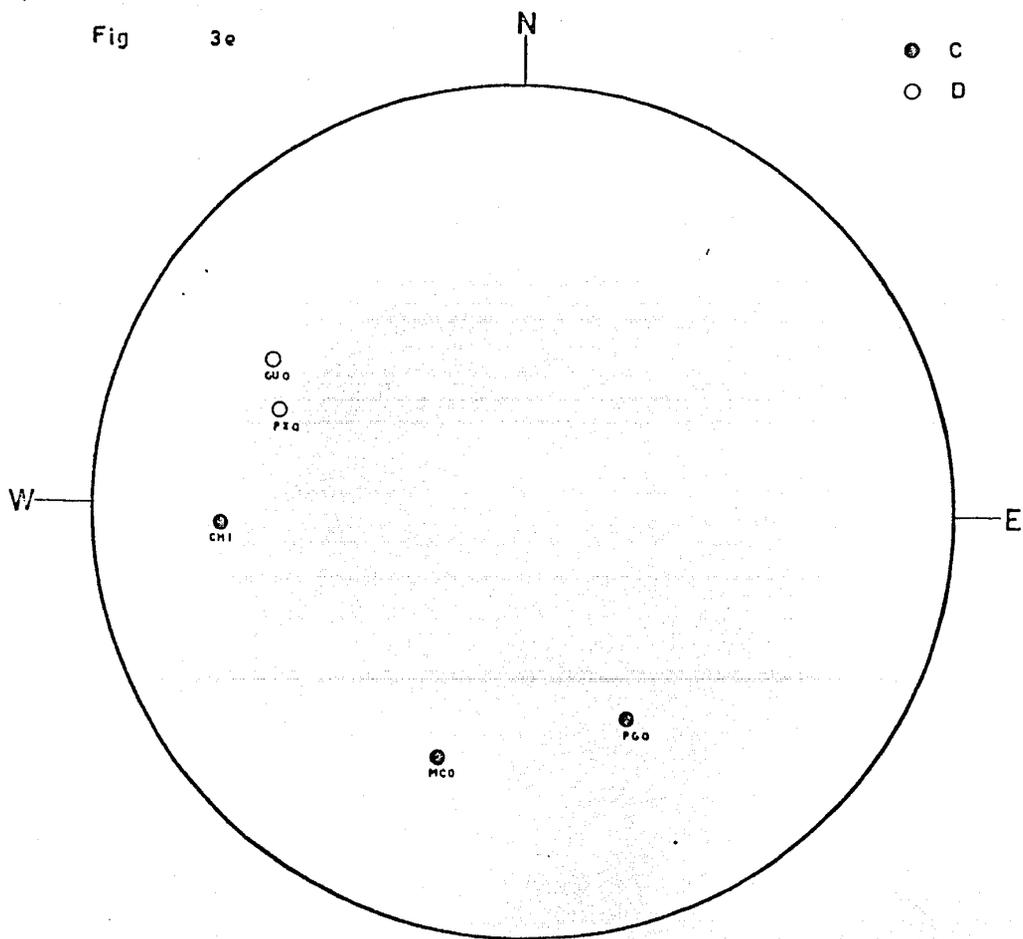


EVENTO N° 11
15 NOV.
H= 11:50 : 10.5

m=2.9

LATITUD N = 15° 54'
LONGITUD W = 96° 51'
PROFUNDIDAD = 9 Km

Fig 3e

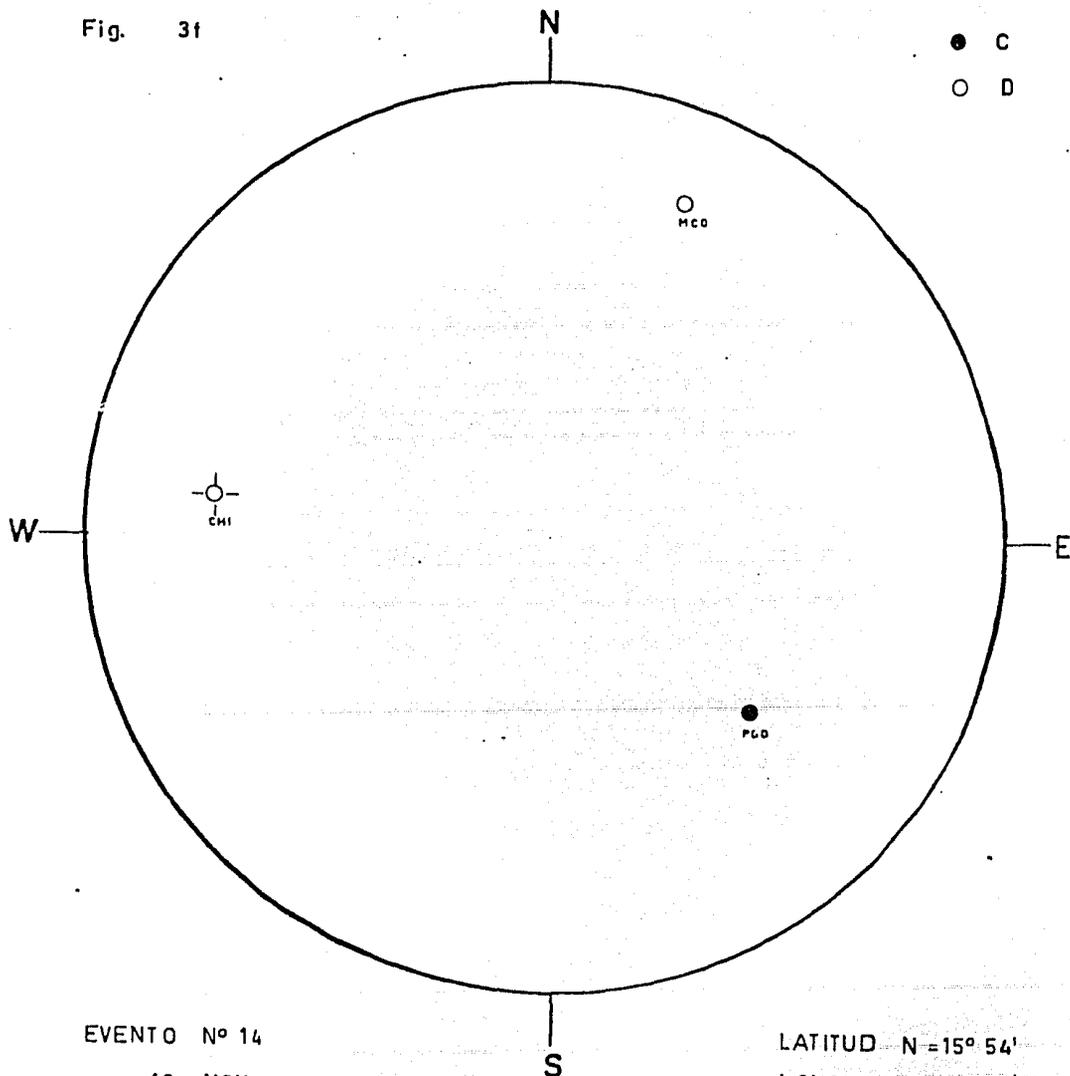


EVENTO N° 13
16 NOV.
H = 12:26:01.6

$m = 2.8$

LATITUD N = $15^{\circ} 57'$
LONGITUD W = $96^{\circ} 49'$
PROFUNDIDAD = 15 Km

Fig. 3f



EVENTO Nº 14

16 NOV.

H= 23:04:41.2

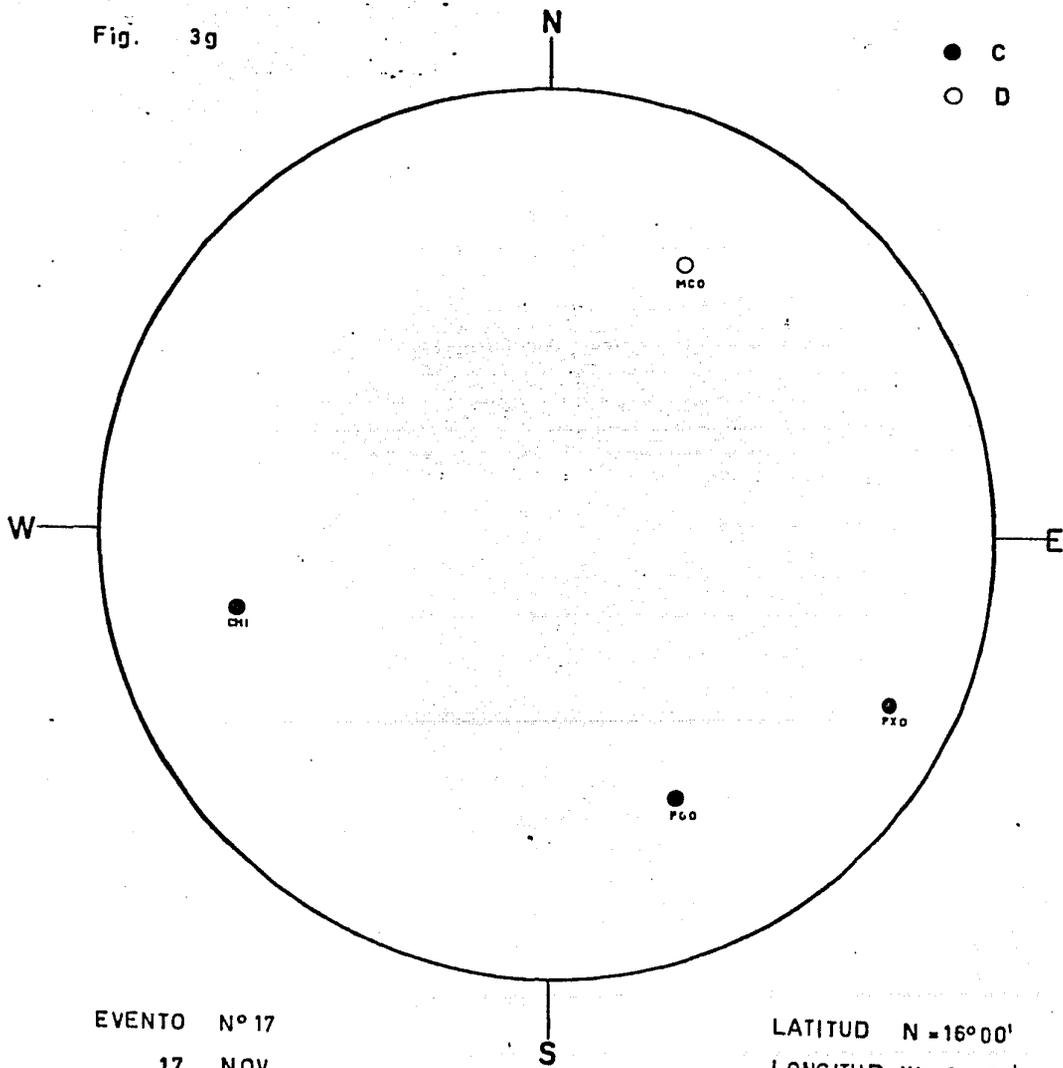
m= 2.8

LATITUD N = 15° 54'

LONGITUD W = 96° 51'

PROFUNDIDAD = 15 Km

Fig. 3g

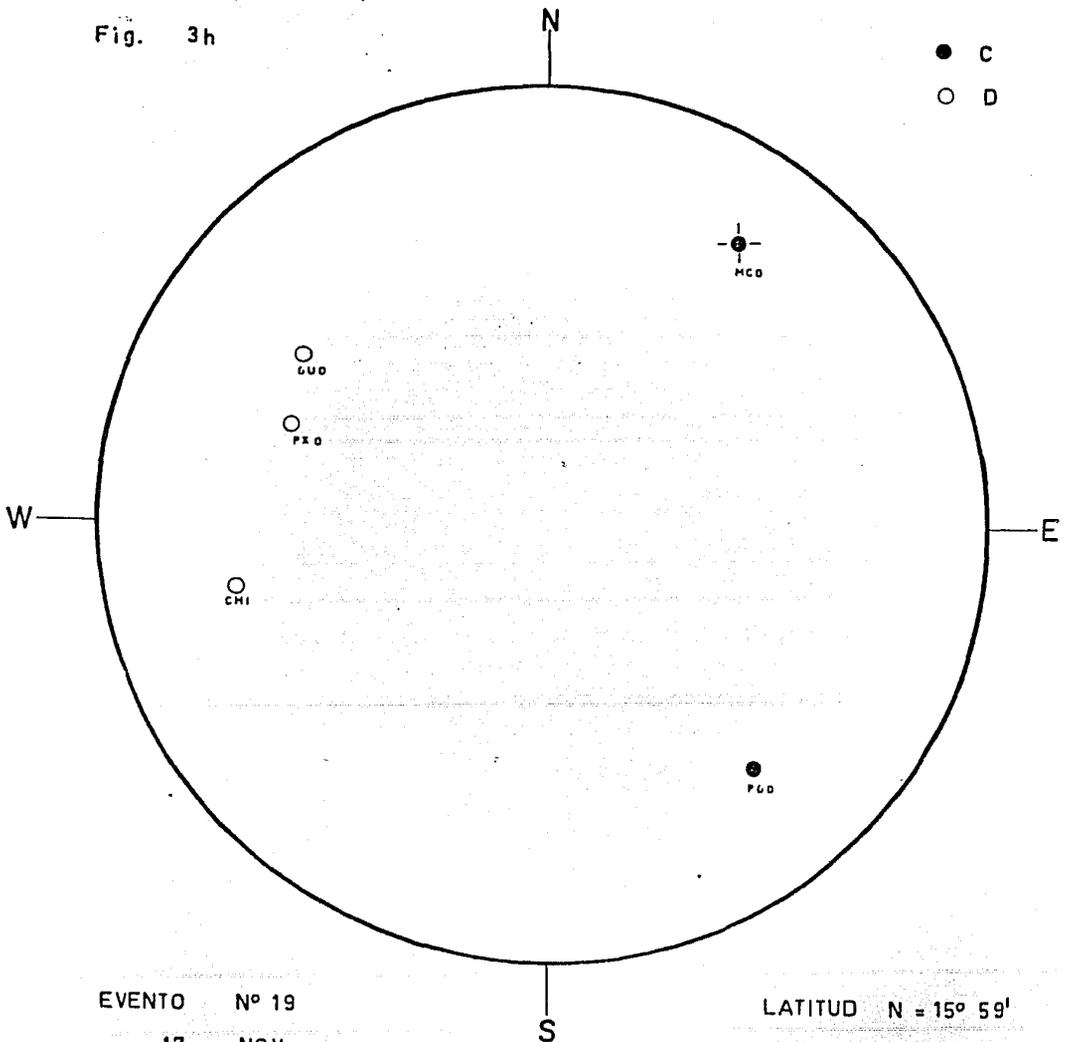


EVENTO N° 17
17 NOV.
H= 00:22:45.6

m=33

LATITUD N = 16°00'
LONGITUD W = 96°50'
PROFUNDIDAD = 18 Km

Fig. 3h

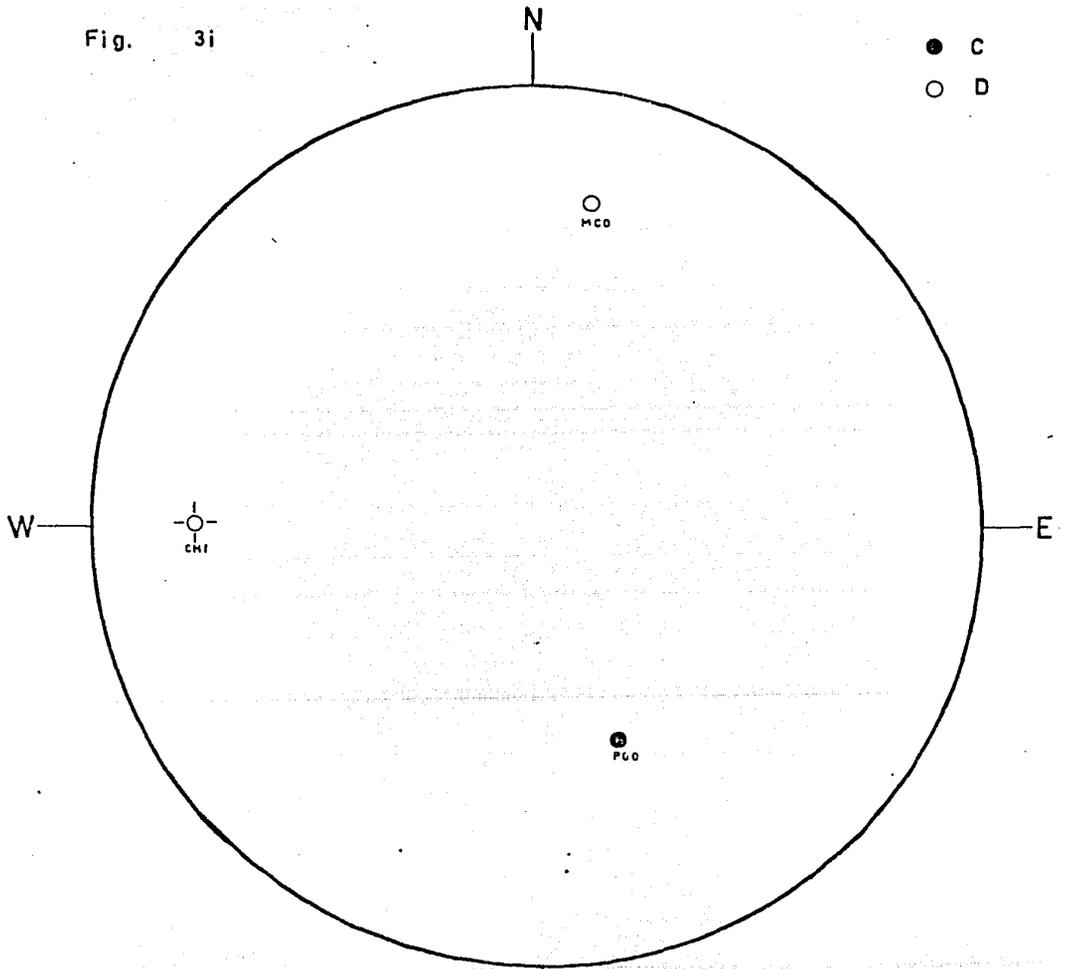


EVENTO N° 19
17 NOV.
H= 20:05:44

m=1.8

LATITUD N = 15° 59'
LONGITUD W = 96° 54'
PROFUNDIDAD = 15 Km

Fig. 3i



EVENTO Nº 25

18 NOV.

H= 12:48:24.7

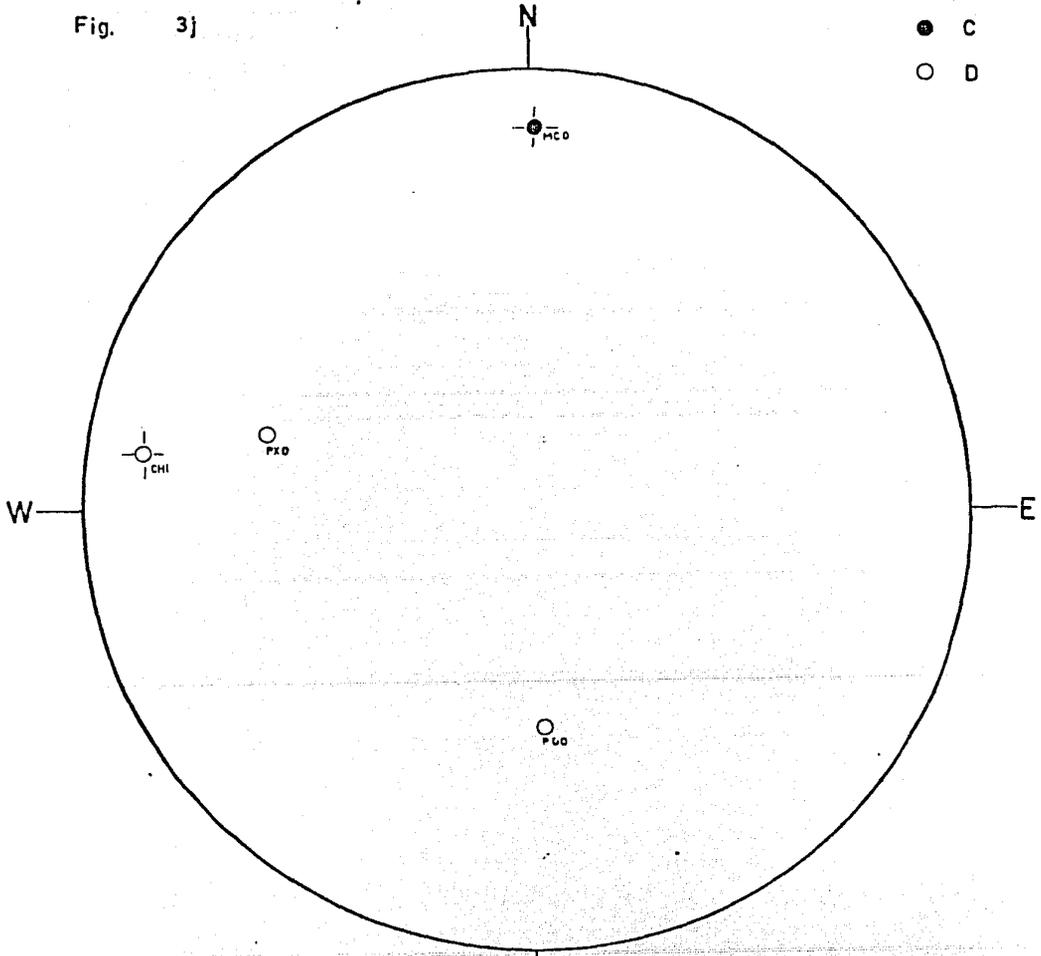
m = 2.1

LATITUD N = 15° 56'

LONGITUD W = 96° 46'

PROFUNDIDAD = 18 Km

Fig. 3j



EVENTO N° 27

18 NOV.

H= 20:27:53.8

S

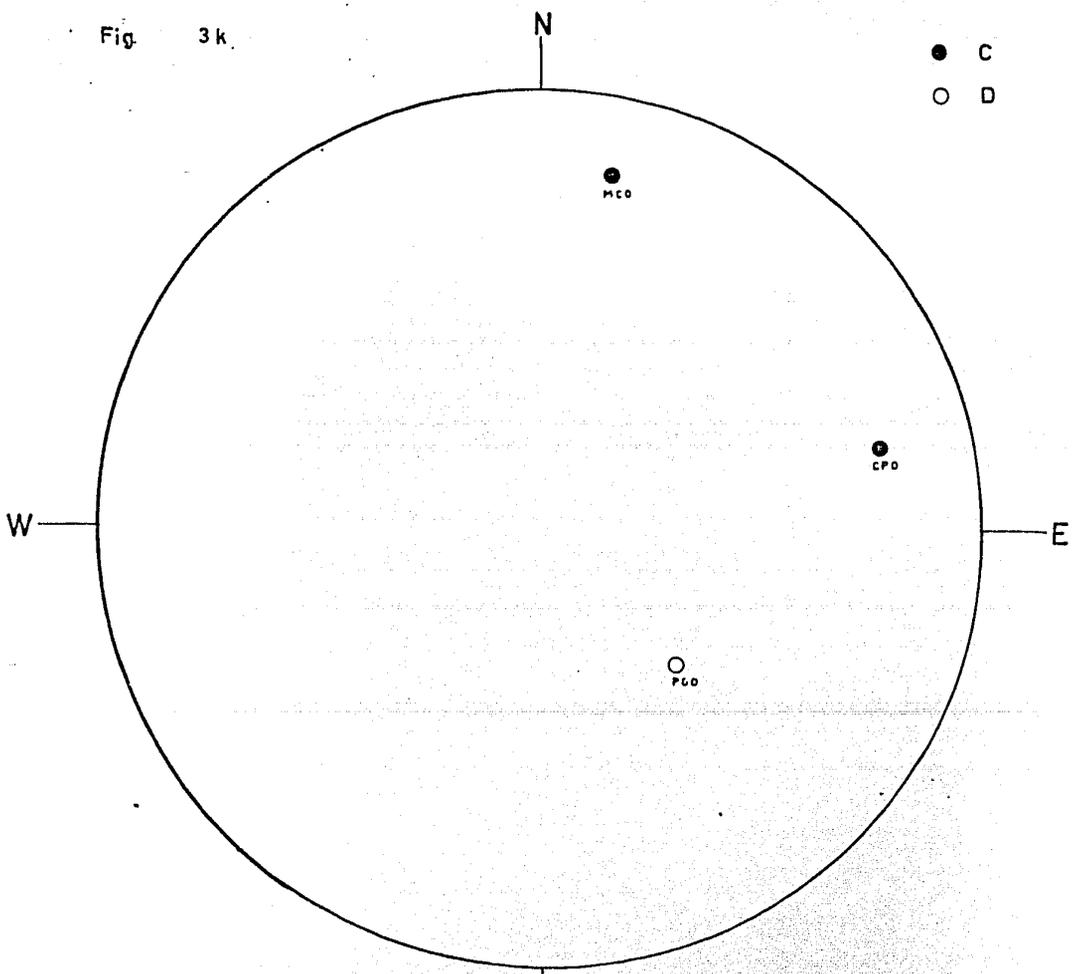
m = 2.2

LATITUD N=15° 53'

LONGITUD W=96° 44'

PROFUNDIDAD=11Km

Fig. 3k.



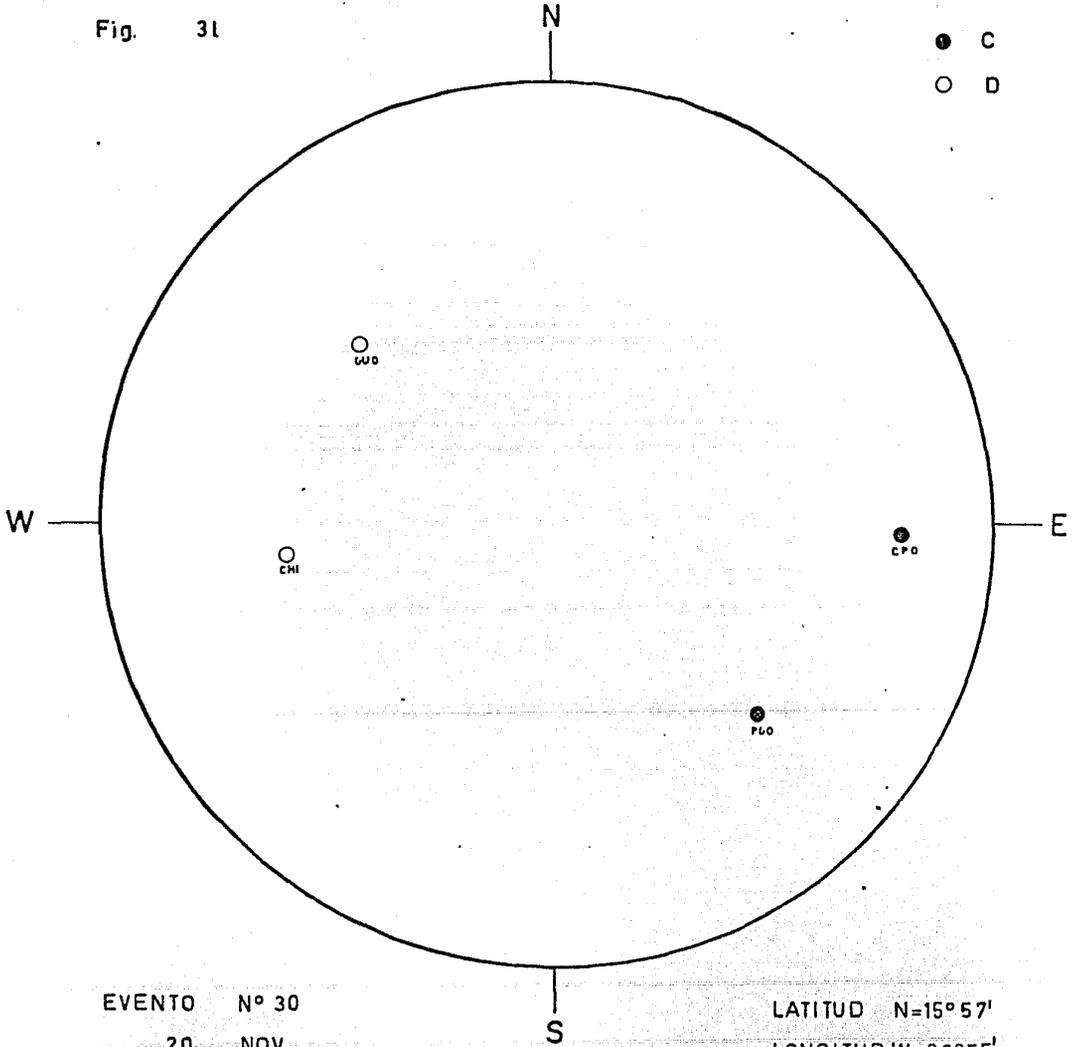
EVENTO N° 28
18 NOV.

H= 20:29:05.5

m = 1.3

LATITUD N = 15°52'
LONGITUD W = 96°48'
PROFUNDIDAD=16 Km

Fig. 31



EVENTO N° 30

20 NOV.

H= 02:08:44.7

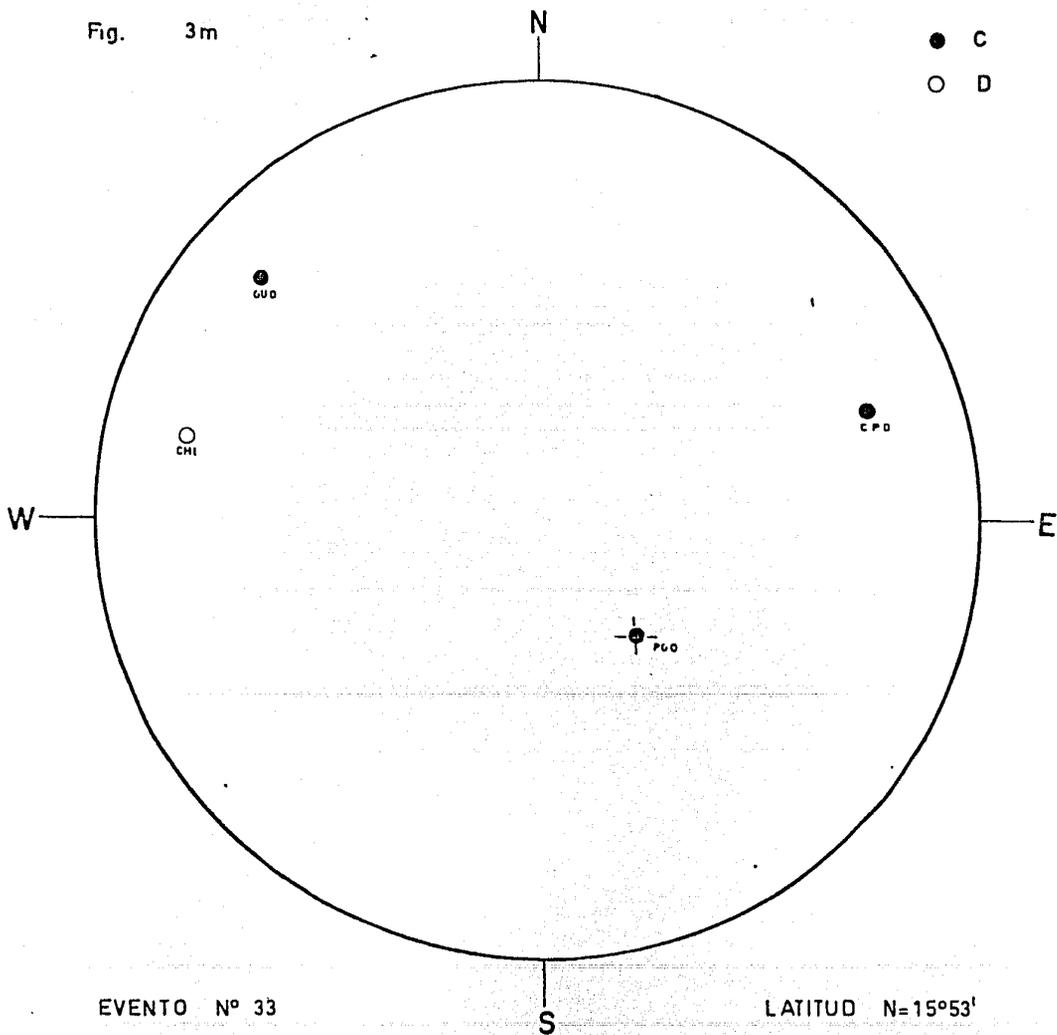
m = 1.3

LATITUD N=15°57'

LONGITUD W=96°55'

PROFUNDIDAD= 20 Km

Fig. 3m



EVENTO N° 33

20 NOV.

H= 08:38 : 05.6

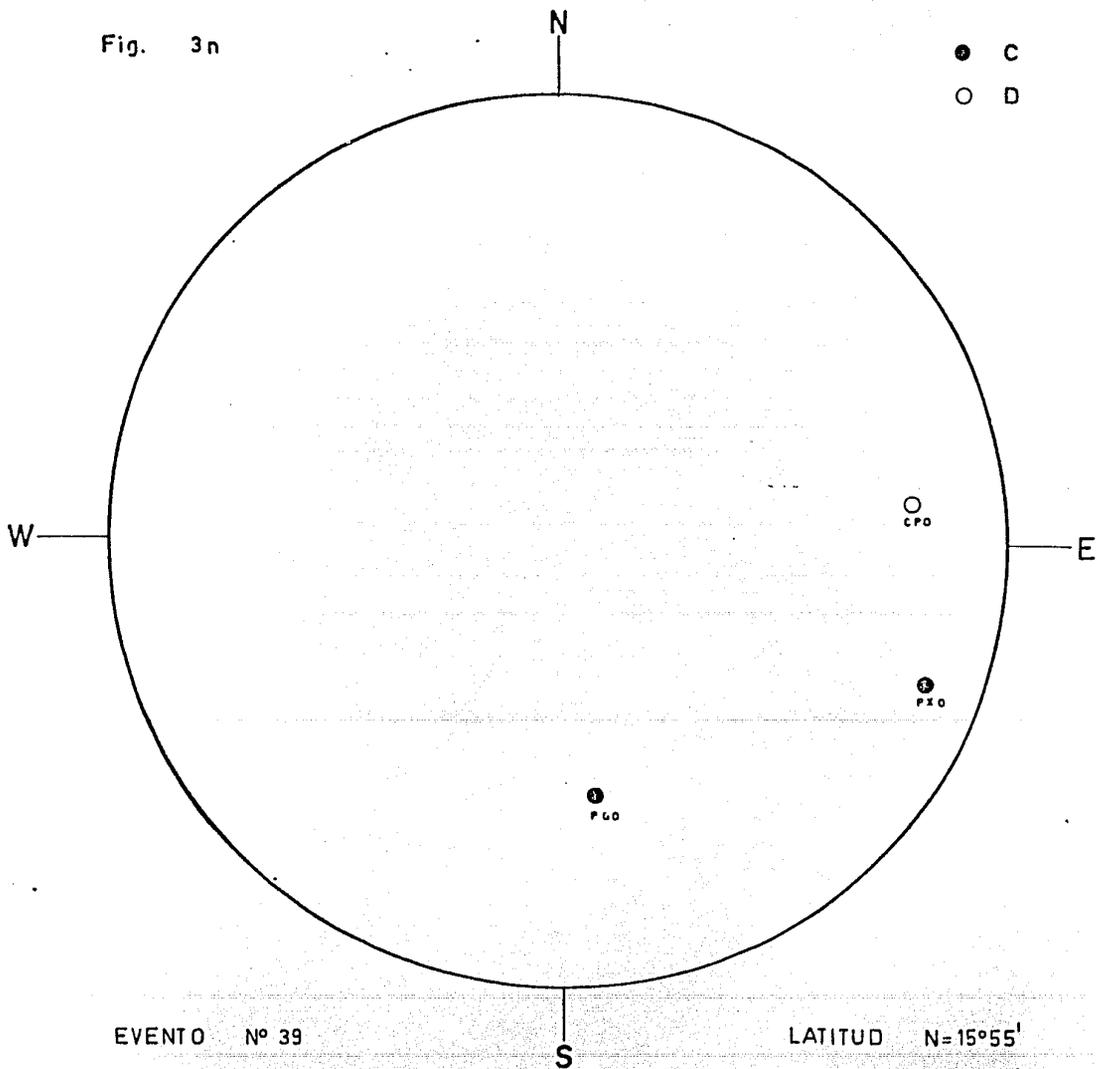
m=1.6

LATITUD N=15°53'

LONGITUD W=96°46'

PROFUNDIDAD =15 Km

Fig. 3n



EVENTO Nº 39

22 NOV.

H= 14: 49: 17,8

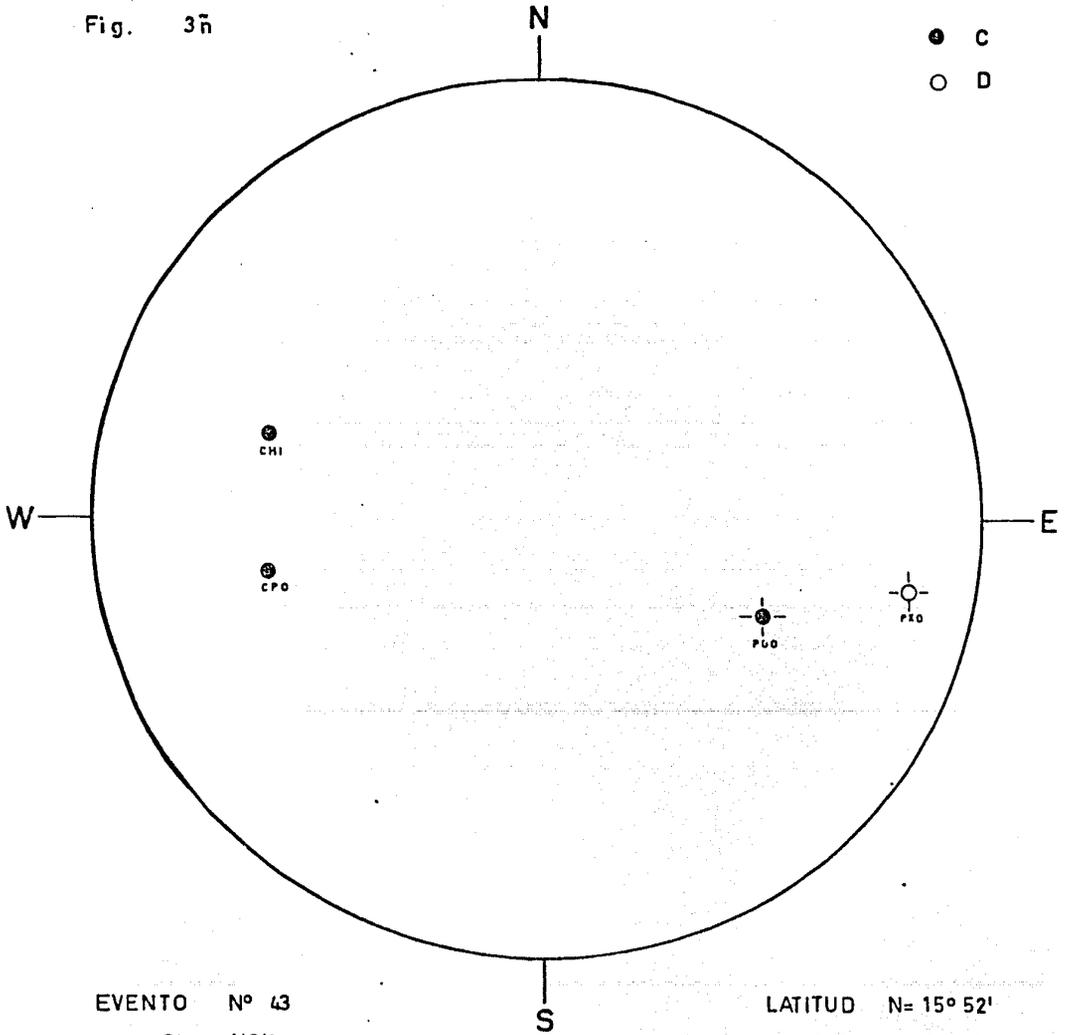
m=2.2

LATITUD N=15°55'

LONGITUD W= 96°44'

PROFUNDIDAD =13 Km

Fig. 3ñ

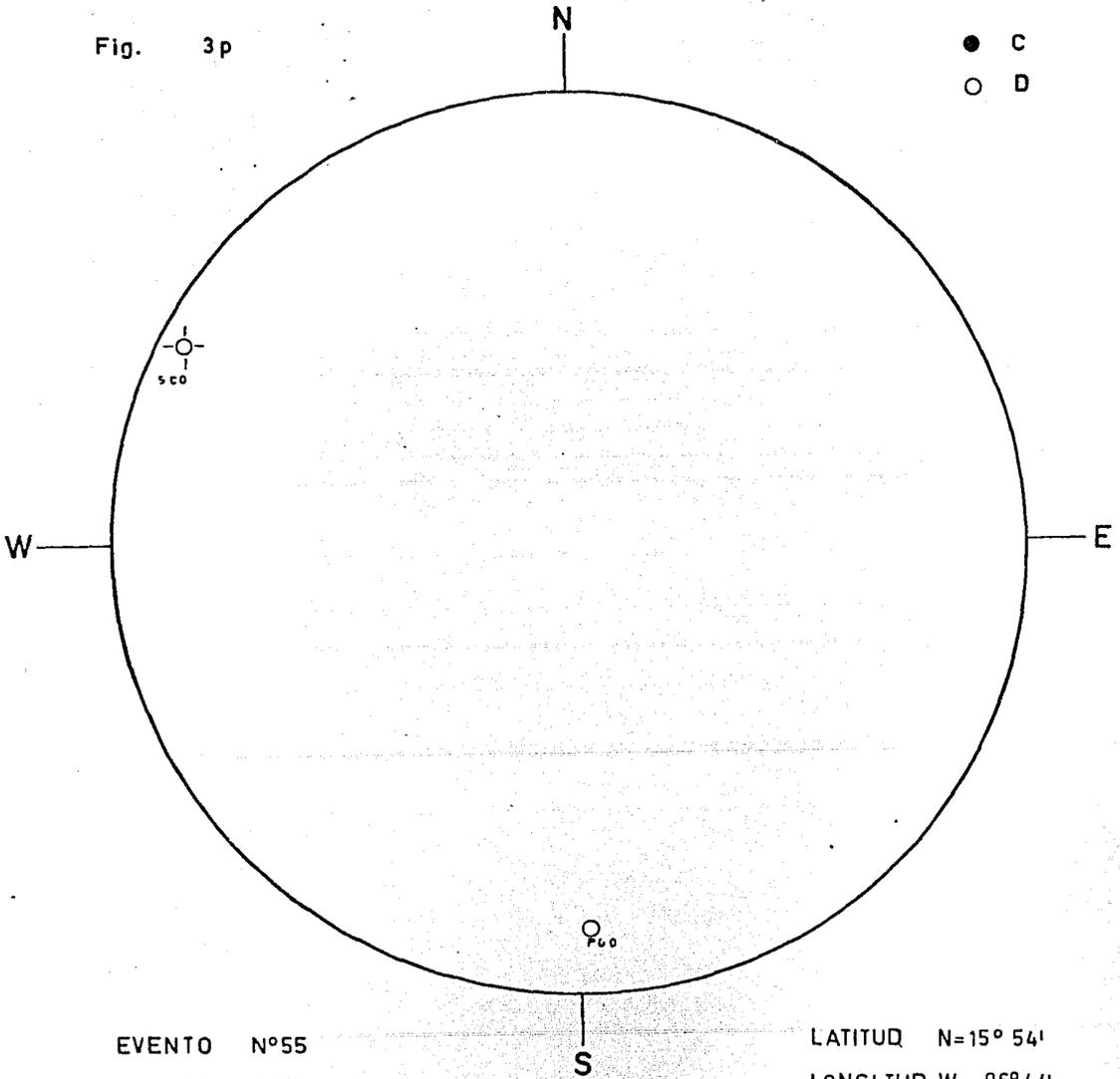


EVENTO N° 43
24 NOV.
H= 02:05:55,8

m = 2.0

LATITUD N= 15° 52'
LONGITUD W= 96° 54'
PROFUNDIDAD = 20 Km

Fig. 3p

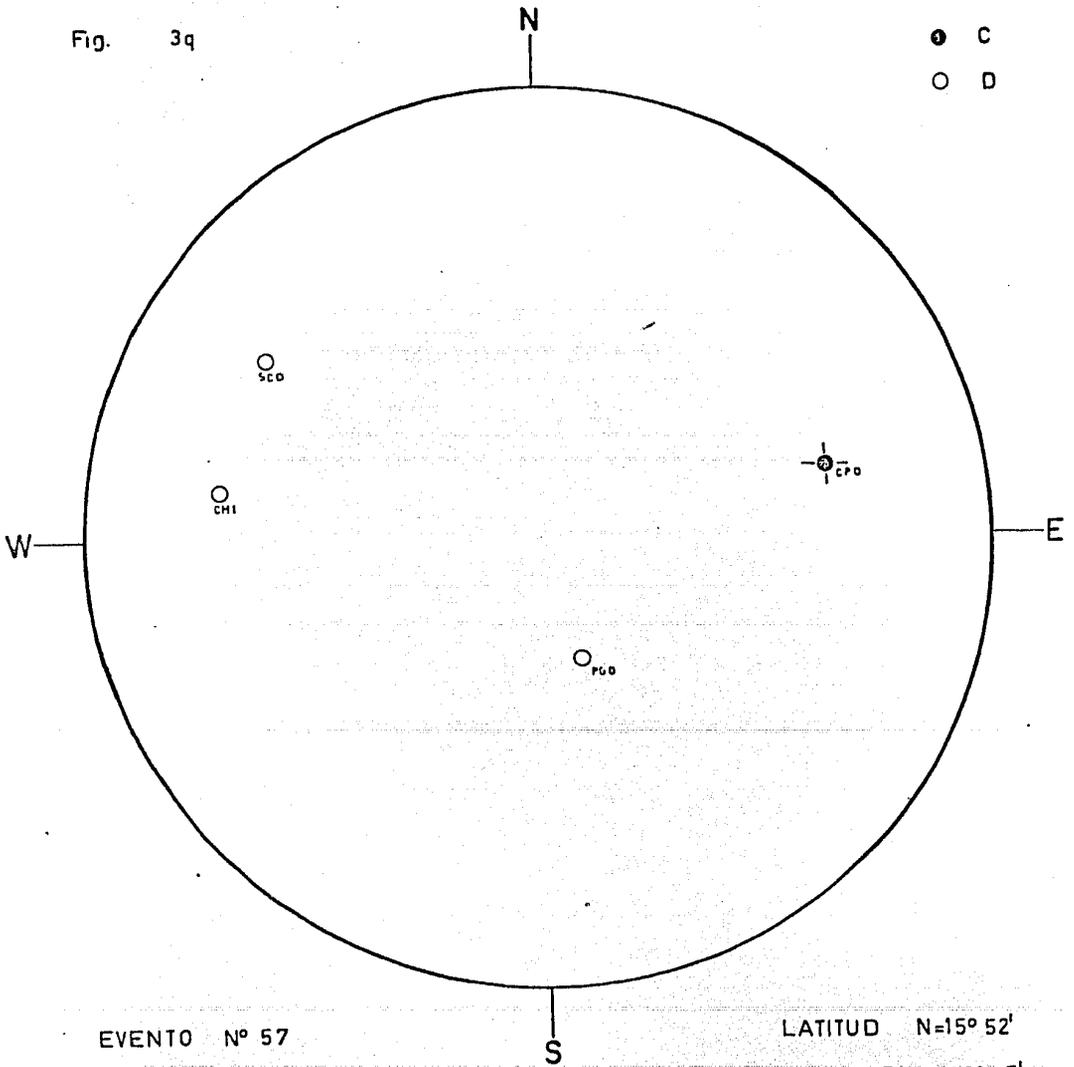


EVENTO N°55
28 NOV.
H= 19:33:45.3

m = 2.3

LATITUD N=15° 54'
LONGITUD W= 96° 44'
PROFUNDIDAD= 4 Km

Fig. 3q



EVENTO Nº 57

28 NOV.

H= 19:38:43.2

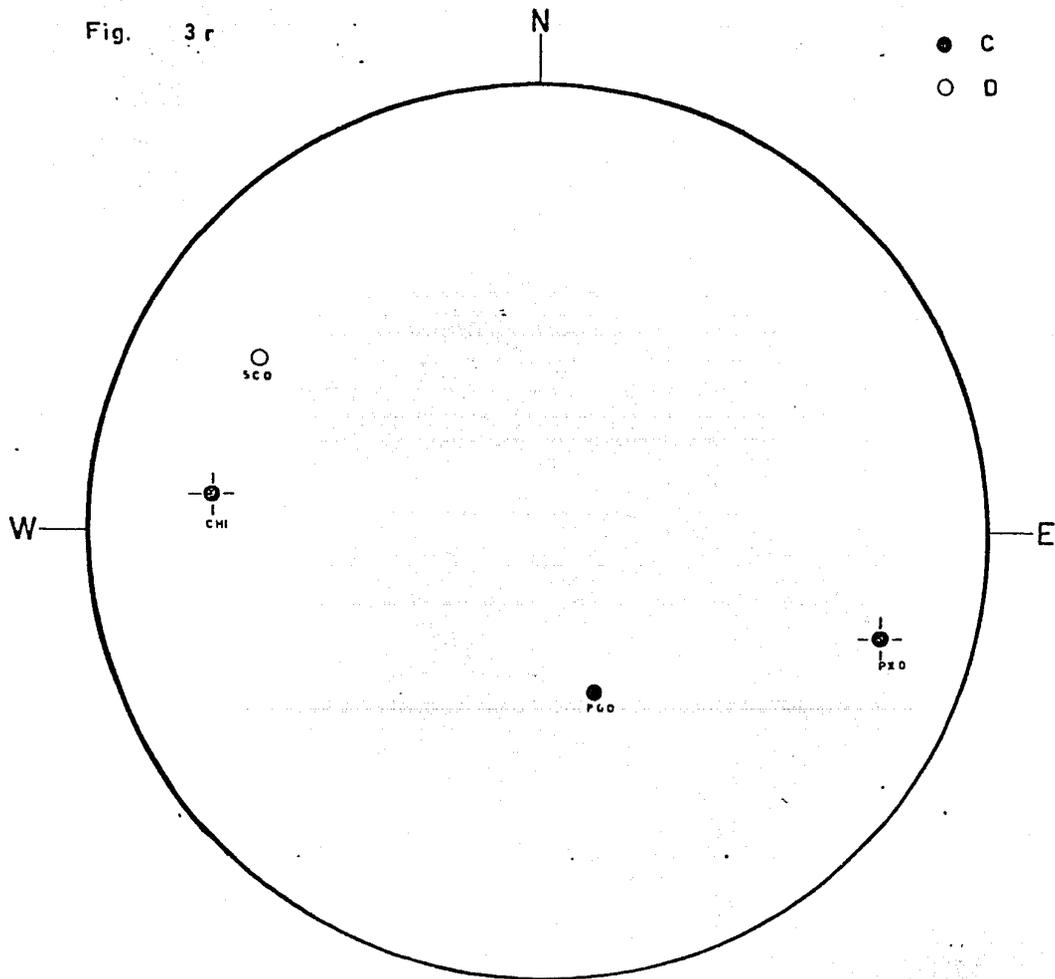
m = 1.7

LATITUD N=15° 52'

LONGITUD W=96° 45'

PROFUNDIDAD = 23 Km

Fig. 3 r



EVENTO N° 58

28 NOV.

H= 23:15:28.7

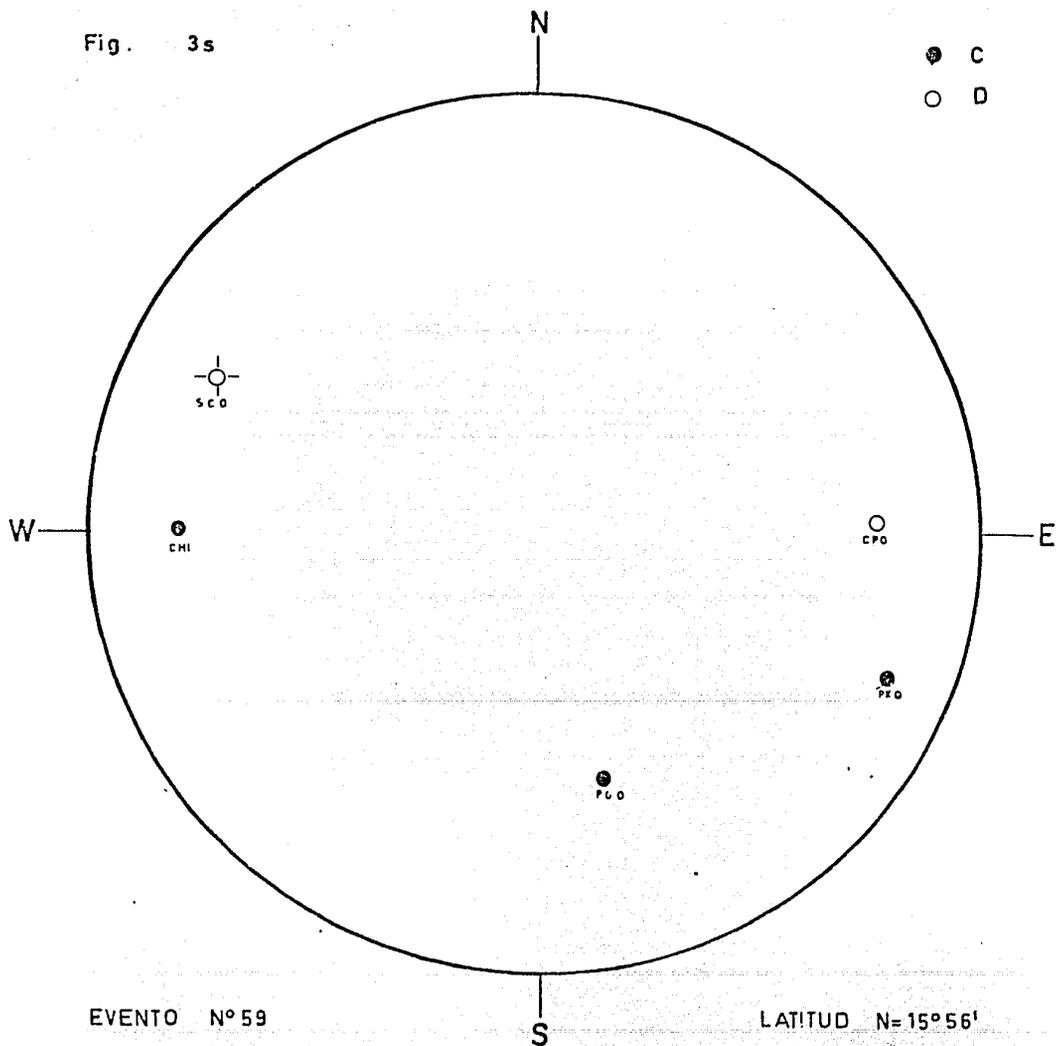
m = 3.3

LATITUD N=15° 54'

LONGITUD W=96° 46'

PROFUNDIDA D=21 Km

Fig. 3s



EVENTO N° 59

29 NOV.

H= 02:52:48.2

m= 3.3

LATITUD N= 15° 56'

LONGITUD W= 96° 46'

PROFUNDIDAD= 15 Km

ridiano representa un plano nodal que pasa por el centro de la fuente.

Después de esto se encontró el polo de este plano, esto se hizo midiendo 90° a partir de este en la escala de la red.

Una vez hecho esto, se gira nuevamente el papel transparente sobre la red y se encuentra otro plano que pasando por el polo del primer plano separe también regiones de compresión y dilatación en forma de cuadrantes alternados.

En este trabajo la selección de los planos nodales quedó determinada por el carácter nodal de algunos de los primeros arribos, los resultados se muestran en las figuras 3.5 y 3.6.

Los resultados obtenidos para la solución del mecanismo focal compuesto fueron los siguientes :

PRIMER GRUPO	AZIMUT(φ)	BUZAMIENTO(δ)	DESLIZAMIENTO(λ)
PLANO NODAL A (plano de falla)	282 ± 3	80 ± 3	- 72 ± 3
SEGUNDO GRUPO	AZIMUT(φ)	BUZAMIENTO(δ)	DESLIZAMIENTO(λ)
PLANO NODAL B (plano de falla)	177 ± 5	72 ± 5	- 78 ± 5

Donde el error en esas medidas se debió principalmente al error de escala de la red más un error de apreciación debido al trazo del plano nodal promedio.

La forma como se miden φ , δ y λ está representada en la siguiente figura.

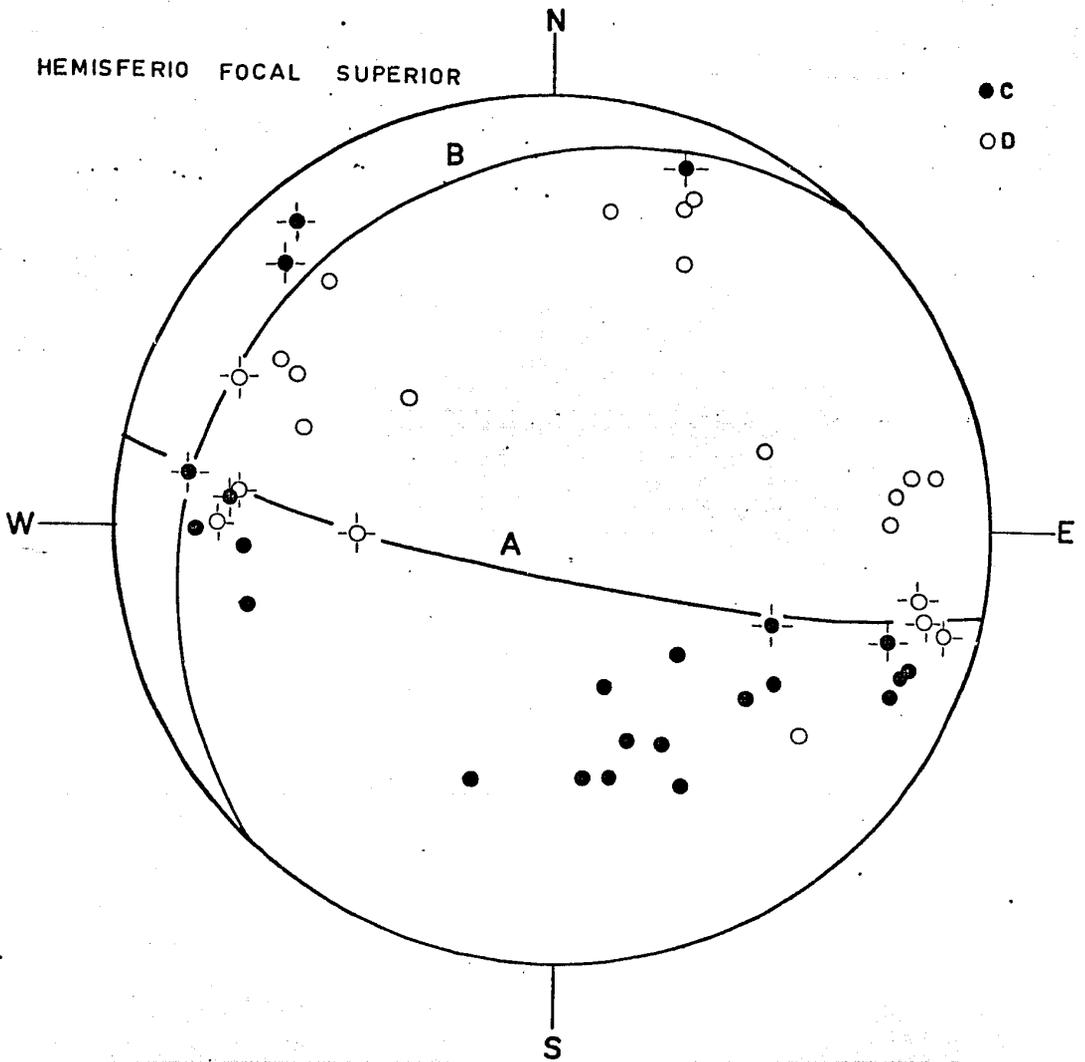


Fig. 3.5 Solución del mecanismo focal compuesto por los eventos de la tendencia I

HEMISFERIO FOCAL SUPERIOR

● C
○ D

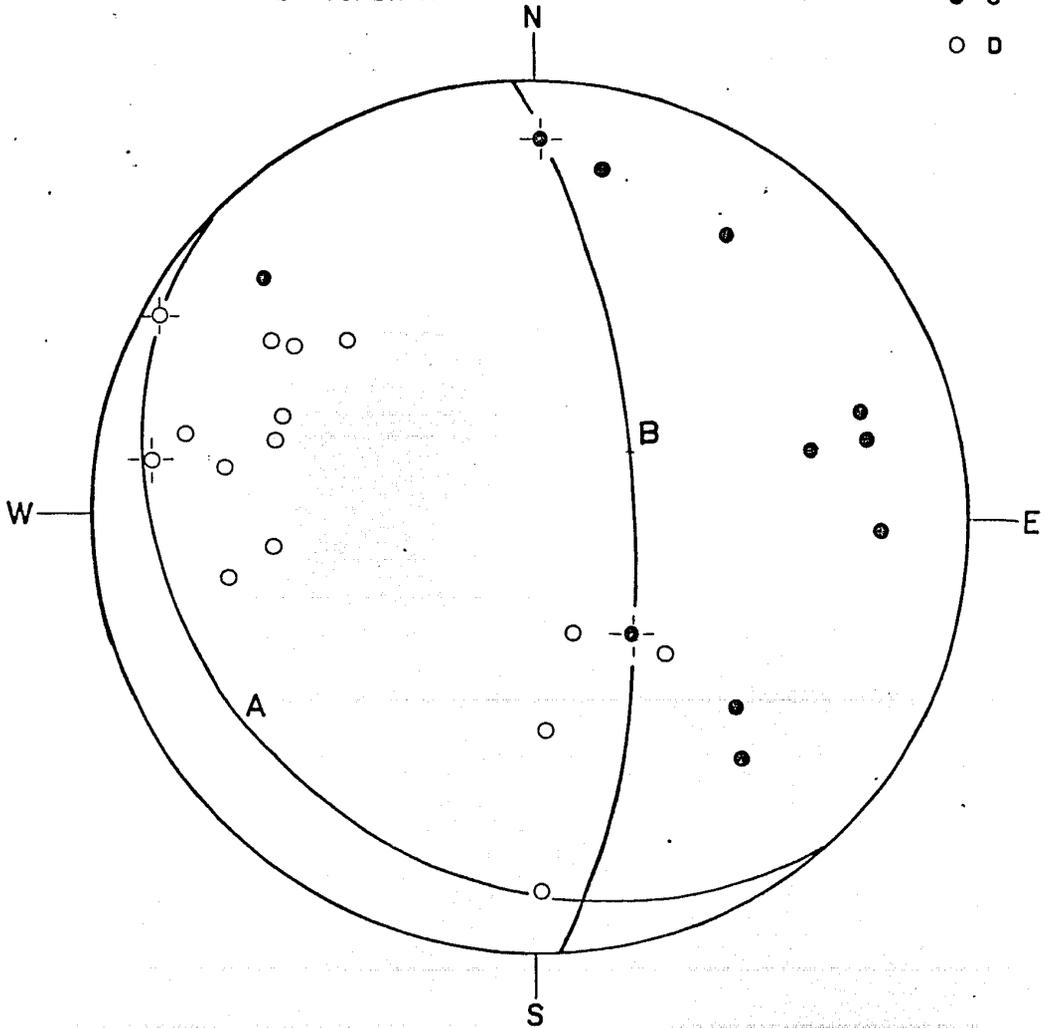


Fig. 3.6 Solución del mecanismo focal compuesto para los eventos de la tendencia II

HEMISFERIO FOCAL INFERIOR

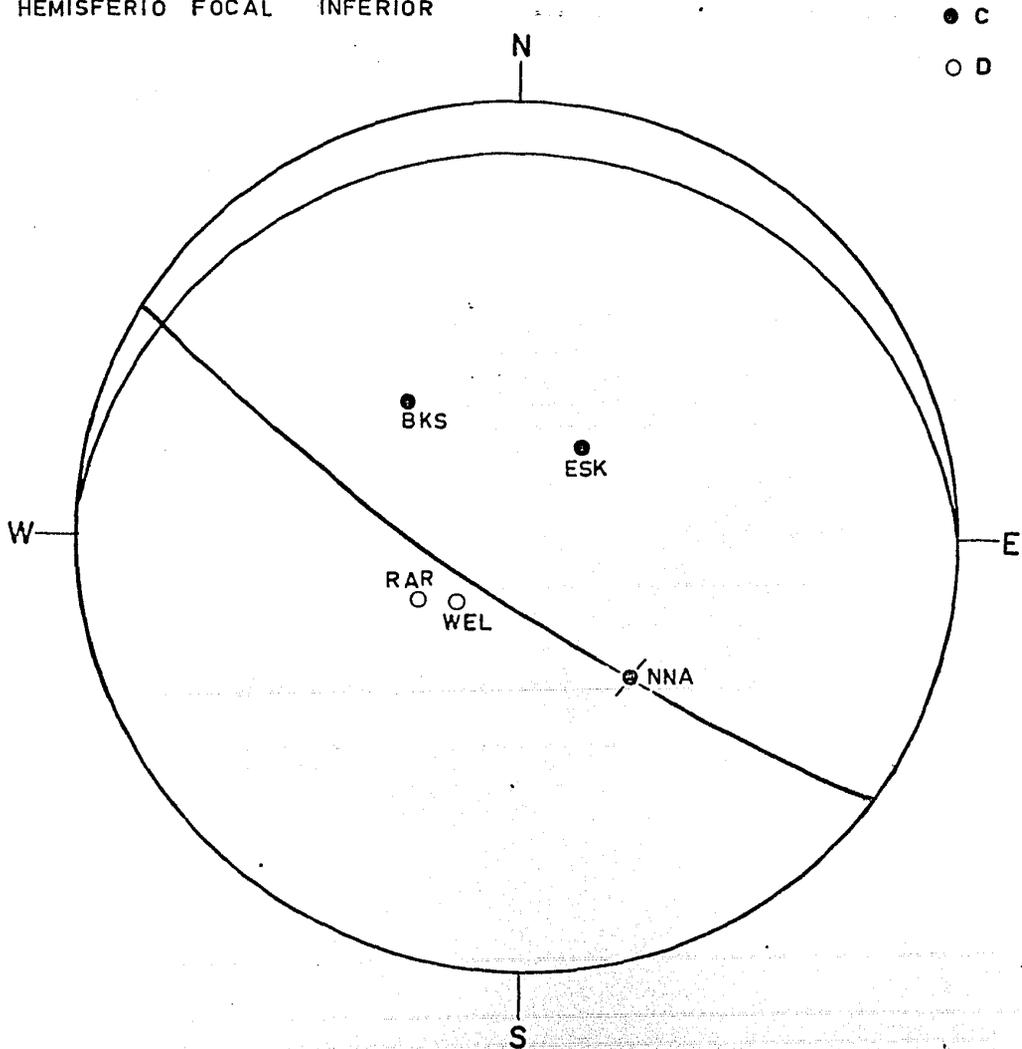
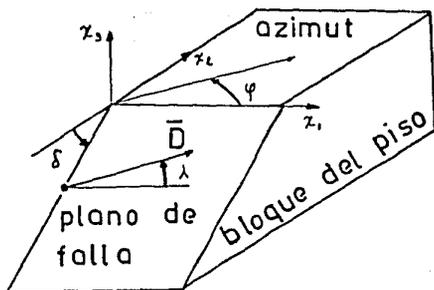


Fig. 3-7 Solución del mecanismo focal para el evento principal (Stewart, G and E. Chael, 1979)



El vector \bar{D} es el vector de deslizamiento y da el desplazamiento del bloque del techo.
 El ángulo λ de deslizamiento se mide en sentido contrario a las manecillas del reloj a partir de la dirección positiva de X_1 .
 El ángulo de buzamiento δ se mide a partir de la dirección negativa del eje X_2 .
 El azimut φ se mide en sentido contrario a las manecillas del reloj a partir del eje X_1 .

3.5 DISTRIBUCION TEMPORAL DE LOS TEMBLORES ($m > 2.8$) PRECEDENTES AL EVENTO PRINCIPAL.

Una exhibición típica de la actividad sísmica es un histograma del número de eventos por unidad de tiempo, como una función del tiempo.

Este tipo de gráfica tiene dos limitaciones:

- 1) los rasgos que se ven son dependientes de la unidad de tiempo seleccionada, y
- 2) los rasgos detallados de la actividad en escalas de tiempo más pequeñas que la seleccionada, no son visibles.

Otra alternativa es una gráfica donde se presente la ocurrencia de cada evento, como un punto en el tiempo.

En este caso la densidad de puntos exhibe las fluctuaciones en las razones de actividad.

Si se muestra cada punto como una línea de altura dada, se puede incluir información adicional, tal como la magnitud del temblor, variando - -

la altura de la línea. En este trabajo se hizo una gráfica de este tipo, don de la altura de la línea representa y cuantifica el agrupamiento temporal de los temblores.

La ocurrencia de los temblores en el tiempo puede ser comparada con un proceso aleatorio puntual usando la distribución de Poisson.

En los estudios de sismicidad estamos particularmente interesados en rasgos que no son aleatorios o independientes, tales como precursores, secuencias de eventos principales y réplicas, y enjambres de temblores.

El principal rasgo de estos tipos de actividad es el agrupamiento de los eventos en el tiempo.

Estas desviaciones de la aleatoridad pueden seleccionarse cuantitativamente de un catálogo de temblores por medio de una comparación de las series de tiempo de la ocurrencia de los temblores con una distribución de Poisson.

La probabilidad $f(x, \lambda)$ de que X eventos ocurran en un intervalo de tiempo específico está dado por la función de probabilidad de Poisson:

$$(1) \dots \dots f(x, \lambda) = \frac{\lambda^x}{x!} e^{-\lambda}, \quad x = 0, 1, 2, \dots; \quad \lambda > 0$$

donde el parámetro λ es la razón media de ocurrencia.

La probabilidad de dos eventos consecutivos que están separados por un intervalo de longitud t es $f(t) dt$, donde:

$$f(t) = \lambda e^{-\lambda t} \dots (2)$$

La probabilidad de dos eventos consecutivos que están separados por un intervalo de tiempo menor o igual que cualquier tiempo t , se encuentra por integración de la ecuación (2):

$$F(t_j) = \int_0^{t_j} \lambda e^{-\lambda t} dt = 1 - e^{-\lambda t_j} \dots (3)$$

Si se conoce la razón media de ocurrencia λ de los temblores, entonces se puede calcular la separación temporal t_j , de eventos consecutivos, para cualquier probabilidad deseada:

$$t_j = \frac{\ln [1 - F(t_j)]}{-\lambda} \dots (4)$$

Como un ejemplo, la razón de precursores ($m \gg 2.8$) observado en Oaxaca fue de 2.28 temblores por día.

Para una probabilidad de 0.1 podemos calcular:

$$t_j = \frac{\ln(1 - 0.1)}{-2.28} = 0.046 \text{ días} = 1.10 \text{ hrs.}$$

Por consiguiente, la probabilidad de que ocurran dos temblores al azar separados por un intervalo de 1.10 horas, es 0.1.

Es usual por consiguiente, graficar cada línea que represente la ocurrencia de un temblor, en una de altura proporcional al tiempo de separación del temblor siguiente (o del previo).

Otra línea que represente el nivel de probabilidad deseada puede ser sobrepuesta para identificar los grupos de temblores. La interpretación visual se facilita por el uso del inverso del tiempo, y i.e., $1/T \propto$ frecuencia, así que los valores pico representan los intervalos de tiempo más pequeños, o agrupamientos de temblores.

La gráfica de este tipo para los eventos ($m \geq 2.8$) precedentes al terremoto ($M_s = 7.8$) de Oaxaca del 29 de Noviembre de 1978, se muestra en la figura 3.8, con probabilidad 0.1 para dos razones de ocurrencia diferentes.

En un caso $\lambda = 48$ temblores/3 semanas que fue la razón de ocurrencia observada en Noviembre de 1978.

En el segundo caso $\lambda = 20$ temblores/ 3 semanas.

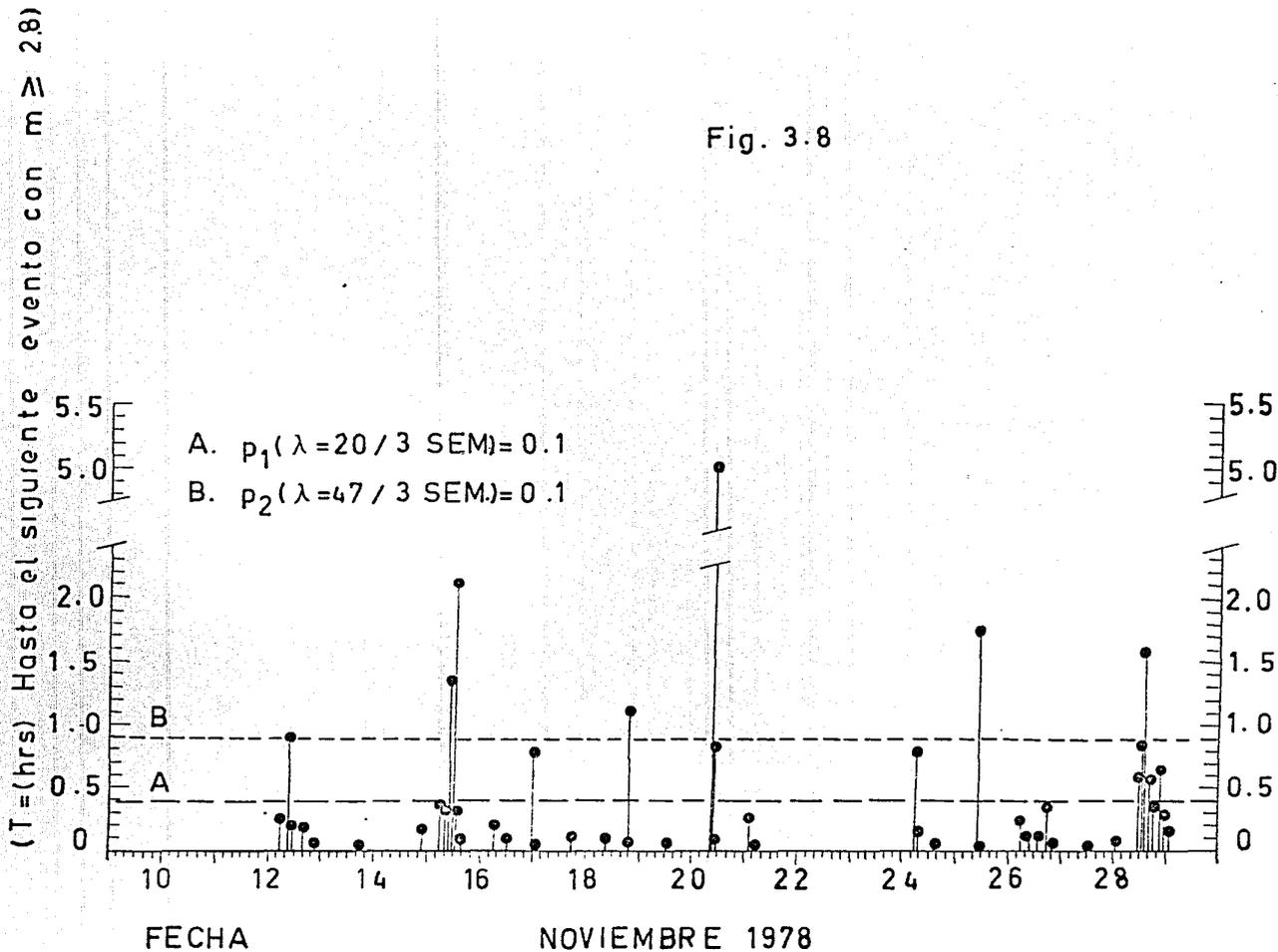
Esta razón fue encontrada extrapolando el número de temblores más grandes en México, al número correspondiente de temblores más pequeños ($M_L \geq 2.8$) usando la relación de magnitud y frecuencia de Gutenberg y Richter.

Aparentemente, la razón observada en Noviembre de 1978 fue alrededor de dos veces la razón de "fondo", basada en este cálculo.

A una probabilidad de 0.1 para la razón de "fondo", un agrupamiento -- temporal de temblores es discernible claramente en las horas precedentes al evento principal.

El episodio final de agrupamiento es distinto de toda la actividad previa.

Fig. 3.8



IV

CONCLUSIONES

De los resultados obtenidos en el presente trabajo podemos emitir las siguientes conclusiones:

1) No se especifica un criterio espacial definitivo para definir a los temblores precusores.

En general, se observó una alta concentración de temblores pequeños - - ($m < 4.0$) en una región (aproximadamente 30 Kms alrededor del epicentro del temblor principal) antes de la ocurrencia del evento principal.

2) Todos los eventos en la definición general de precusores fueron de menor magnitud ($m < 4.0$) que los umbrales de definición acostumbrados ($m = 4.0$)

3) La razón de máxima amplitud de las ondas P y S de los temblores precedentes cercanos ($\Delta = 30$ Km) al temblor principal fue bastante estable y se encontraron dos tendencias claramente delineadas, que dependieron de la estación donde estas ondas fueron registradas (Figuras 3.2, 3.3 y 3.4)

Esto sugirió que hubo dos clases de mecanismo de falla de estos temblores, y que es el mismo para temblores que ocurren en cada una de estas tendencias.

4) Los mecanismos de falla compuestos de cada tendencia se muestran en las Figuras 3.5 y 3.6; y el mecanismo focal del evento principal (Stewart y Chael, 1979) se muestra en la Figura 3.7. De ahí se concluye que los mecanismos de los temblores precedentes y el del temblor principal son diferentes.

Los diferentes mecanismos de los temblores precedentes sugieren dos dife-

rentes sistemas de afallamiento, que concuerdan aceptablemente con los lineamientos $N66^{\circ} \pm 6^{\circ}W$ y $N39^{\circ} \pm 6^{\circ}E$ encontrados por Ponce et. al. (1979).

5) Los cortes verticales esquemáticos para la solución de mecanismo focal de cada grupo de temblores son los siguientes :

PRIMER GRUPO :

SEGUNDO GRUPO :

De estos esquemas se concluye que el mecanismo de falla de los temblores precedentes es del tipo de falla inversa para cualquiera que sea el plano que se tom como el plano de falla.

6) La secuencia de tiempo de los temblores ($m \geq 2.8$) precedentes, en la región entera se muestra en la Figura 3.9.

De ahí se puede concluir que tuvo lugar un aumento en la frecuencia de ocurrencia de estos temblores precedentes, aproximadamente 21 horas antes de la ocurrencia del evento principal.

Este comportamiento de la actividad sísmica en el tiempo, es similar a otros casos observados mundialmente.

Desafortunadamente, el período de observación fue corto y no se puede decir que estas características sean únicas.

Por otro lado, no se tienen registros de temblores pequeños anteriores, a los temblores precedentes al evento principal, en la misma localidad con lo cual establecer niveles de fondo "normales"; ni se compararon las características de los temblores precedentes más cercanos ($\Delta = 30$ Km) al evento principal con los otros que ocurrieron en otras localidades.

Por consiguiente, no es posible estimar si las características de los temblores precedentes encontrados en este trabajo, podrían usarse para identificar los temblores precursores como un adelanto de predicción. Sin embargo, los resultados de este trabajo servirán como base para futuras investigaciones de fenómenos premonitores asociados a regiones asignadas como "gaps" sísmicos.

Esto aumentaría indudablemente la probabilidad para "atrapar" los cambios pre-sísmicos asociados con los terremotos grandes.

REFERENCIA BIBLIOGRAFICAS

- (1) Chin, Y., Y. Chao, Y. Chen, C. Yen and Y. Cho (1978).
" A characteristic feature of the dislocation model of the foreshocks of the Haicheng earthquake, Liaoning Province".
Chinese Geophysics, 1, 1, pp. 55 - 65. (English translation of Acta Geophys. Sinica, 19, pp. 156 - 164, 1976).
- (2) Garza, T. and C. Lomnitz (1978). "The Oaxaca Gap: a Case History"
Methodology for identifying Seismics Gaps and Soon-to-Break Gaps. (U.S. Geol. Surv., Open-File Report 78-943) pp. 173-188.
- (3) Helsley, C.E., J.B. Nation and R.P. Mayer (1975). "Seismic refraction observations in southern Mexico". EOS, 56, 6, p 452.
- (4) Herrmann, R.B. (1975). "A student's guide to the use of P and S wave data for focal mechanism determination". Earthquake notes - - October-December 1975, 46, 4.
- (5) Jones, L.M. and P. Molnar (1978). "Some characteristics of foreshocks".
Methodology for identifying Seismics Gaps and Soon-to-Break Gaps (U.S. Geol. Surv., Open-File Repot 78-943) pp. 211 - 266.
- (6) Jiménez, Z. "Mecanismo focal de siete temblores ($m_b \geq 5.5$) ocurridos en la región de Orizaba, México, en el periodo de 1928 a 1973.
Tesis Profesional, Fac. de Ciencias, U.N.A.M.

- (7) Kelleher, J., L. Sykes and J. Oliver (1973). "Possible criteria for predicting earthquake locations and their application to major plate boundaries of the Pacific and the Caribbean". J. Geophys. Res., 78, 14, pp 2547 - 2585.
- (8) Lee, W.H.K., and J.C. Lahr (1975). "Hypo 71 (Revised): A computer program for determining hypocenter, magnitude, and first motion pattern of local earthquakes. (U.S. Geological Survey, Open-File Report, 75 - 3111) pp 1 - 113.
- (9) Mc Cann, W., S. Nishenko, L. Sykes, and J. Krause (1978). "Seismics gaps and plate tectonics: seismic potential for major plate - boundaries". Methodology for Identifying Seismics Gaps and Soon-to-break Gaps. (U.S. Geol. Surv., Open-File Report 78-943) pp. 441 - 584.
- (10) Mc Nally, K. "Spatial, Temporal, and mechanistic character in earthquake occurrence: a segment of the San Andreas fault in Central California". Dissertation submitted in partial - - - satisfaction of the requirements for the degree of Doctor of Philosophy in Geophysics in the Graduate Division of the - - - University of California, BERKELEY.
- (11) Mooney, W.M., R.P. Meyer, C.R. Helsley, C. Lomnitz and B.T.R. Lewis (1975). "Refracted waves across a leading edge: Observations of Pacific shots in southern Mexico". EOS, 56, 6 p. 452.

- (12) Ohtake, M., T. Matumoto, and G. V. Latham (1977). "Seismicity gap near Oaxaca, Southern Mexico as a probable precursor to a large - - - earthquake." *Pure and Applied Geophysics*, 115, pp. 375-385.
- (13) Ponce, L., K.C. McNally, J. González, A. del Castillo, E. Chael (1979) "The 29 November, 1978, Oaxaca earthquake: Foreshock activity". *Geofísica Internacional*, in press.
- (14) Raleigh, B., G. Bennett, H. Craig, T. Hanks, P. Molnar, A. Nur, J. Savage, C. Scholtz, R. Turner and F. Wu (1977). "Predicting of the Haicheng earthquake". *EOS*, 58, 5, pp. 236 - 272.
- (15) Rikitake, R. (1976). "Earthquake Prediction" Elsevier, Amsterdam, pp. 166 - 177
- (16) Sadovsky, M.A., I.L. Nersesov, S.K. Nigmatullaev, L.A. Latynina, A.A. Lukk, A.N. Semenov, I.G. Simbireva and V.I. Ulomov (1972). "The processes preceding strong earthquakes in some regions of Middle Asia" *Tectonophysics*, 14, pp. 295 - 307.
- (17) Sadovsky, M.A., and I.L. Nersesov (1974). "Forecasts of earthquakes on the basis of complex geophysical features". *Tectonophysics*, 23, pp 247 - 255.
- (18) Shor, G.G., and R.L. Fisher (1961). "Middle America Trench: seismic-refraction studies". *Geol. Soc. Am. Bull.*, 72, pp 721 - 730

(19) Singh, S.K., J. Havskov, K. Mc Nally, L. Ponce, T. Hearn and M. - - -
Vassilious (1979). "The Oaxaca, México, earthquake of 29 - - -
November 1978: A preliminary report on aftershocks". Science, in
press.

(20) Stewart, G.S., and E.P. Chael (1979). "Source mechanism of the - -
November 29, 1978, Oaxaca, Mexico earthquake - a large simple
event". Geofisica Internacional, in press.

APRENDICE I

TEMBLORES PRECEDENTES ($m \geq 2.8$)

No.	TIEMPO ORIGEN	LATITUD N	LONGITUD W	PROFUNDIDAD (Km.)	MAGNITUD m	DESVIACION STANDARD (seg.)	NUMERO DE DATOS
1	9 NOV. 11:48:51.0.	15° 56'	96° 53'	36	3.0	0.09	6
2	12 NOV 05:03:58.2	16° 10'	95° 59'	5	3.2	0.16	9
3	12 NOV. 09:17:41.1	15° 11'	96° 09'	6	2.9	0.25	9
4	12 NOV. 10:24:18.6	15° 45'	97° 25'	20	3.1	0.20	8
5	12 NOV. 15:42:17.2	16° 11'	97° 01'	27	2.9	0.19	10
6	12 NOV. 21:25:02.7	16° 04'	97° 04'	11	3.1	0.28	10
7	13 NOV. 18:47:37.9	15° 48'	95° 51'	38	2.9	0.20	8
8	14 NOV. 22:49:58.7	16° 06'	96° 54'	12	3.0	0.37	12
9	15 NOV 05:09:28.4	16° 13'	97° 27'	12	3.1	0.26	9
10	15 NOV 08:03:41.2	15° 53'	96° 52'	15	3.2	0.17	9
11	15 NOV. 11:04:47.6	15° 40'	96° 24'	8	3.8	0.34	9

No.	TIEMPO ORIGEN	LATITUD N	LONGITUD W	PROFUNDIAD (km)	MAGNITUD \bar{m}	DESVIACION STANDARD (seg)	NUMERO DE DATOS DA
12	15 NOV 11:50:10.5	15° 54'	96° 51'	9	2.9	0.28	11
13	15 NOV. 12:18:25.2	15° 18'	96° 11'	46	2.9	0.11	8
14	15 NOV. 15:24:19.5	16° 05'	97° 05'	19	3.1	0.24	12
15	16 NOV. 06:41:23.9	16° 02'	96° 16'	13	2.8	0.20	10
16	16 NOV. 12:26:01.6	15° 57'	96° 49'	20	2.8	0.18	9
17	16 NOV 23:04:41.2	15° 54'	96° 51'	16	2.8	0.30	6
18	17 NOV 00:22:45.6	16° 00'	96° 50'	18	3.3	0.12	5
19	17 NOV 21:58:08.1	16° 11'	97° 00'	9	3.1	0.37	8
20	18 NOV 09:19:21.7	15° 59'	97° 09'	16	3.2	0.25	8
21	18 NOV 19:07:49.5	16° 15'	97° 28'	52	3.1	0.27	10
22	18 NOV 20:01:42.3	16° 13'	96° 03'	53	2.8	0.07	8
23	19 NOV 12:43:09.2	15° 52'	95° 48'	22	2.9	0.23	7
24	20 NOV 08:59:55.7	15° 49'	97° 08'	18	2.9	0.29	7

No.	TIEMPO ORIGEN	LATITUD N	LONGITUD W	PROFUNDIDAD (Km)	MAGNITUD m	DESVIACION STANDARD (seg)	NUMERO DE DATOS
25	20 NOV 09:11:22.1	15° 46'	97° 13'	14	3.2	0.16	7
26	20 NOV 10:23:06.3	16° 08'	97° 31'	5	3.4	0.30	8
27	21 NOV 02:24:55.1	16° 10'	97° 24'	9	2.9	0.17	6
28	21 NOV 06:13:13.7	16° 06'	96° 58'	18	2.9	0.14	6
29	24 NOV 06:06:00.4	15° 33'	96° 02'	8	3.4	0.27	10
30	24 NOV 07:23:18.8	15° 40'	95° 56'	8	3.8	0.16	7
31	24 NOV 14:47:03.7	15° 26'	96° 08'	17	2.9	0.14	8
32	25 NOV 10:47:23.1	15° 40'	96° 32'	16	3.4	0.13	8
33	25 NOV 11:21:48.2	16° 42'	96° 48'	54	3.4	0.09	9
34	26 NOV 05:36:09.0	15° 59'	96° 34'	26	2.9	0.13	10
35	26 NOV 09:56:09.2	15° 58'	96° 11'	15	3.1	0.25	10
36	26 NOV 17:38:55.7	15° 12'	96° 42'	13	3.9	0.19	6
37	26 NOV 20:34:48.1	15° 49'	96° 25'	22	3.0	0.11	10

No.	TIEMPO ORIGEN	LATITUD N	LONGITUD W	PROFUNDIDAD (Km)	MAGNITUD \bar{m}	DESVIACION STANDARD (Seg)	NUMERO DE DATOS
38	27 NOV 12:57:02.6	16° 00'	96° 18'	21	3.0	0.30	12
39	28 NOV 12:39:47.1	16° 04'	96° 07'	28	3.0	0.19	10
40	28 NOV 14:22:43.7	16° 14'	97° 18'	16	3.4	0.19	6
41	28 NOV 15:34:22.5	16° 10'	96° 57'	13	3.7	0.21	7
42	28 NOV 16:12:52.2	15° 57'	96° 29'	25	3.5	0.17	8
43	28 NOV 18:05:23.1	15° 59'	96° 36'	27	3.1	0.23	10
44	28 NOV 21:45:50.1	16° 10'	97° 24'	8	3.7	0.16	8
45	28 NOV 23:15:28.7	15° 54'	96° 46'	21	3.3	0.45	7
46	29 NOV 02:52:48.2	15° 56'	96° 46'	15	3.3	0.40	10
47	29 NOV 07:50:17.8	16° 10'	96° 03'	47	2.8	0.22	8
48	29 NOV 10:05:48.2	16° 21'	96° 13'	58	3.4	0.13	10

APENDICE II

TEMBLORES PRECEDENTES ($\Delta = 30$ Km)

No.	TIEMPO ORIGEN	LATITUD N	LONGITUD W	PROFUNDIDAD (km)	MAGNITUD \bar{m}	DESVIACION STANDARD (Seg).	NUMERO DE DATOS
1	9 NOV 11:48:51.0	15° 56'	96° 53'	36	3.0	0.09	6
2	9 NOV 12:32:39.4	15° 46'	96° 47'	8	2.0	0.22	6
3	9 NOV 12:46:17.6	15° 51'	96° 52'	5	1.7	0.24	6
4	11 NOV 04:31:40.9	15° 39'	96° 48'	39	2.6	0.10	5
5	11 NOV 12:35:24.5	15° 00'	96° 56'	8	2.0	0.18	6
6	12 NOV 11:15:21.8	15° 53'	96° 48'	6	1.9	0.39	6
7	13 NOV 01:34:10.8	16° 00'	96° 50'	18	2.5	0.12	8
8	13 NOV 05:36:23.6	16° 00'	96° 53'	18	2.0	0.22	7
9	15 NOV 08:03:41.2	15° 53'	96° 52'	15	3.2	0.17	9
10	15 NOV 10:07:56.4	15° 55'	96° 50'	14	2.0	0.31	12
11	15 NOV 11:50:10.5	15° 54'	96° 51'	9	2.9	0.28	11

No.	TIEMPO ORIGEN	LATITUD N	LONGITUD W	PROFUNDIDAD (Km)	MAGNITUD m	DESVIACION STANDARD (seg)	NUMERO DE DATOS.
12	15 NOV 14:44:00.3	15° 54'	96° 47'	3	1.5	0.17	8
13	16 NOV 12:26:01.6	15° 57'	96° 49'	20	2.8	0.18	9
14	16 NOV 23:04:41.2	15° 54'	96° 51'	16	2.8	0.30	6
15	16 NOV 23:08:02.0	15° 56'	96° 51'	4	1.6	0.18	7
16	16 NOV 23:17:35.6	15° 54'	96° 51'	17	1.6	0.17	7
17	17 NOV 00:22:45.6	16° 00'	96° 50'	18	3.3	0.12	5
18	17 NOV 07:50:11.3	15° 57'	96° 49'	19	1.6	0.21	6
19	17 NOV 20:05:45.4	15° 59'	96° 54'	15	1.8	0.29	9
20	17 NOV 21:34:39.0	15° 51'	96° 50'	17	1.6	0.31	7
21	18 NOV 02:17:10.1	15° 32'	96° 44'	15	2.5	0.13	8
22	18 NOV 04:15:21.1	15° 57'	96° 56'	4	1.7	0.29	6
23	18 NOV 09:51:36.2	15° 52'	96° 49'	16	1.4	0.26	7
24	18 NOV 11:56:02.9	15° 50'	96° 49'	6	1.5	0.11	5

No.	TIEMPO ORIGEN	LATITUD N	LONGITUD W =	PROFUNDIDAD (Km)	MAGNITUD \bar{m}	DESVIACION STANDARD (seg)	NUMERO DE DATOS
25	18 NOV 12:48:24.7	15° 56'	96° 46'	18	2.1	0.23	8
26	18 NOV 13:48:01.3	15° 53'	96° 41'	5	1.9	0.04	5
27	18 NOV 20:27:53.8	15° 53'	96° 44'	11	2.2	0.04	8
28	18 NOV 20:29:05.5	15° 52'	96° 48'	16	1.3	0.21	7
29	19 NOV 08:25:22.9	15° 41'	96° 46'	16	2.0	0.35	10
30	20 NOV 02:08:44.7	15° 57'	96° 55'	20	1.3	0.26	7
31	20 NOV 08:32:39.8	15° 52'	96° 49'	26	1.4	0.31	7
32	20 NOV 08:36:22.2	15° 58'	96° 47'	11	1.3	0.20	6
33	20 NOV 08:38:05.6	15° 51'	96° 46'	15	1.6	0.26	7
34	20 NOV 17:04:19.9	15° 51'	96° 50'	13	2.0	0.33	8
35	20 NOV 19:43:20.3	15° 51'	96° 49'	16	1.6	0.30	8
36	21 NOV 03:20:31.3	15° 56'	96° 52'	16	1.7	0.28	8
37	21 NOV 08:12:02.8	15° 52'	96° 44'	24	1.7	0.24	7

No.	TIEMPO ORIGEN	LATITUD N	LONGITUD W	PROFUNDIDAD (Km)	MAGNITUD \bar{m}	DESVIACION STANDARD (seg.)	NUMERO DE DATOS
38	21 NOV 12:38:55.3	15° 53'	96° 51'	16	1.5	0.33	6
39	22 NOV 14:49:17.8	15° 55'	96° 44'	13	2.2	0.08	6
40	23 NOV 02:27:10.0	15° 55'	96° 41'	19	1.7	0.16	5
41	23 NOV 23:59:04.0	15° 51'	96° 46'	7	1.6	0.09	6
42	24 NOV 00:25:11.4	15° 54'	96° 44'	9	1.5	0.13	6
43	24 NOV 02:05:55.8	15° 52'	96° 54'	20	2.0	0.43	10
44	25 NOV 00:09:07.2	15° 50'	96° 47'	14	1.9	0.29	12
45	25 NOV 02:11:17.7	15° 51'	96° 50'	12	1.7	0.26	12
46	25 NOV 11:53:33.0	15° 53'	96° 53'	11	1.3	0.34	8
47	25 NOV 13:24:49.2	15° 52'	96° 49'	14	1.8	0.30	12
48	25 NOV 16:41:28.0	15° 53'	96° 49'	14	1.8	0.21	10
49	25 NOV 22:05:23.3	15° 53'	96° 52'	15	2.6	0.41	12
50	26 NOV 00:07:51.6	15° 52'	96° 53'	16	1.4	0.28	8

No.	TIEMPO ORIGEN	LATITUD N	LONGITUD W	PROFUNDIDAD (Km)	MAGNITUD \bar{m}	DESVIACION STANDARD (seg).	NUMERO DE DATOS
51	26 NOV 21:45:43.7	15° 54'	96° 55'	5	1.7	0.14	6
52	27 NOV 04:37:16.3	15° 54'	96° 51'	16	2.5	0.30	12
53	27 NOV 10:16:51.0	15° 53'	96° 49'	8	1.6	0.19	10
54	28 NOV 11:26:36.0	15° 54'	96° 50'	11	1.9	0.39	10
55	28 NOV 19:33:45.3	15° 54'	96° 44'	4	2.3	0.21	6
56	28 NOV 19:37:26.6	15° 54'	96° 46'	19	2.7	0.23	9
57	28 NOV 19:38:43.2	15° 52'	96° 45'	23	1.7	0.39	8
58	28 NOV 23:15:28.7	15° 54'	96° 46'	21	3.3	0.45	7
59	29 NOV 02:52:48.2	15° 56'	96° 46'	15	3.3	0.40	10