

1A  
2 Ejem



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA  
DE MEXICO

FACULTAD DE INGENIERIA

SISMICIDAD Y MECANISMOS FOCALES  
DE LA BRECHA (GAP) DE GUERRERO:  
MORFOLOGIA DE UNA PLACA JOVEN

**T E S I S**

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



MEXICO, D. F.

TESIS CON  
FALLA DE ORIGEN



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

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

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

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



UNIVERSIDAD NACIONAL  
AUTÓNOMA DE  
MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERIA  
DIRECCION  
60-1-073

SR. ABEL ARAUJO CALDERON  
Presente

En atención a su solicitud, me es grato hacer de su conocimiento el tema que propuso el profesor Dr. Gerardo Suárez Reynoso, y que aprobó esta Dirección, para que lo desarrolle usted como tesis de su examen profesional de ingeniero geofísico:

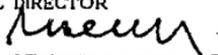
**SISMICIDAD Y MECANISMOS FOCALES DE LA BRECHA (Gap) DE  
GUERRERO: MORFOLOGÍA DE UNA PLACA JOVEN**

- I INTRODUCCION
- II UBICACION GEOGRAFICA Y TECTONICA DEL LUGAR
- III METODOS UTILIZADOS: DESCRIPCION Y FUNDAMENTOS  
TEORICOS
- IV SISMICIDAD Y MECANISMOS FOCALES DE LA BRECHA  
DE GUERRERO
- V ANALISIS DE RESULTADOS
- VI CONCLUSIONES  
BIBLIOGRAFIA

Ruego a usted cumplir con la disposición de la Coordinación de la Administración Escolar en el sentido de que se imprima en lugar visible de cada ejemplar de la tesis el título de ésta.

Asimismo le recuerdo que la Ley de Profesiones estipula que se deberá prestar servicio social durante un tiempo mínimo de seis meses como requisito para sustentar examen profesional.

Atentamente  
"POR MI RAZA HABLARA EL ESPIRITU"  
Ciudad Universitaria, a 12 de julio de 1990  
EL DIRECTOR

  
DANIEL RESENDIZ NUÑEZ

DRN'RJPYS'gtg  


**Sismicidad y Mecanismos Focales  
de la Brecha (Gap) de Guerrero:  
Morfología de una Placa Joven.**

**Abel Araujo C.**

## AGRADECIMIENTOS.

Quiero agradecer al Dr. Gerardo Suárez por su apreciable asesoría en la realización de este trabajo, asimismo expresar mi gratitud a los profesores; Dr. Sri Krishna Singh, Dr. Lautaro Ponce, Dr. Ramón Zuñiga y Dr. Miguel Bravo por sus acertados comentarios en la revisión de la tesis.

También hay gente detrás que cooperó con sugerencias y comentarios para enriquecer este trabajo (Mario Pardo, Tony Monfret, Jaime Domínguez) a todos ellos. Gracias.

**A mi padre:**

*Abel Araujo Rodríguez, por su apoyo incondicional y los buenos consejos.*

**A mi madre:**

*María de Jesús Calderón Nuñez, por haberme otorgado la oportunidad de vivir.*

**A mis hermanos:**

*Patricia, Felipe, Rosalía e Isabel.*

**A mi familia:**

*Alicia y Axel, Por el empuje, las ganas de vivir y sobre todo por su paciencia. A quienes dedico este trabajo.*

# SISMICIDAD Y MECANISMOS FOCALES DE LA BRECHA (GAP) DE GUERRERO: MORFOLOGIA DE UNA PLACA JOVEN.

## INDICE

	Página.
RESUMEN.	1
I.- INTRODUCCION.	3
II.- UBICACION GEOGRAFICA Y TECTONICA DEL LUGAR.	7
III.- METODOS UTILIZADOS: DESCRIPCION Y FUNDAMENTOS TEORICOS.	13
III.1 PROCEDIMIENTO DE LOCALIZACION DE EPICENTROS.	15
III.2 RELOCALIOZACION RELATIVA CON EL METODO DEL EVENTO MAESTRO.	18
III.3 MECANISMOS FOCALES SIMPLES.	23
III.4 PERFILES Y ORIENTACION DE LOS EJES DE CADA MECANISMO.	28
IV.- SISMICIDAD Y MECANISMOS FOCALES EN LA BRECHA DE GUERRERO.	30
V.- ANALISIS DE RESULTADOS.	39
V.1 ISLAS MARIANAS.	50
V.2 JAPON.	52
V.3 LAS ALEUTIANAS.	54
V.4 LA BRECHA DE GUERRERO.	55
VI.- CONCLUSIONES.	56
BIBLIOGRAFIA.	59
APENDICE.	63

**Resumen.**

La Brecha de Guerrero en el sur de México, es quizás el gap sísmico mas claramente identificado en el Cinturón Circumpacífico, con un período de recurrencia agotado y cuya probabilidad de producir un evento fuerte durante el período 1986-1996 es de 56 a 79% (Nishenko y Singh, 1987).

Es por ello, que surge el interés de estudiar en forma detallada la geometría de las placas y el estado de esfuerzos que predomina en la zona. Haciendo uso de la red telemétrica de monitoreo sísmico, ubicada sobre el gap, se analiza la microsismicidad que se presenta en la zona, para obtener un modelo que pueda dar una explicación convincente de la geometría que guardan las placas involucradas en la zona (Placa de Cocos y Placa Norteamericana), así como el estado de esfuerzos predominante.

Obtenemos que en la Brecha de Guerrero existen dos bandas de sismicidad (en localización epicentral), la primera sobre la línea de costa y la segunda paralela a la primera pero 15 a 20 km dentro del continente. La primer banda muestra eventos con profundidades menores a 25 km con mecanismos focales de falla inversa de bajo ángulo, típicos de una zona de subducción. La segunda banda se divide en dos grupos: el primer grupo con profundidades entre 32 y 38 km con mecanismos de falla inversa y el segundo grupo ubicado abajo del primero, con profundidades entre 40 y 45 km, con mecanismos de falla normal, lo que refleja que la placa de Cocos, lleva una subducción de bajo ángulo (10 a 15°) hasta una profundidad aproximada de 30 km, donde surge una flexión abrupta mostrada por los mecanismos de falla inversa arriba y de falla normal abajo, llevando posteriormente una subducción casi horizontal hasta mas allá de 200 km de la trinchera.

## **I. Introducción.**

La Brecha de Guerrero es uno de las brechas sísmicas del Cinturón Circumpacífico y de la Trinchera Centroamericana mejor identificados por los sismólogos de todo el mundo (McCann, et. al., 1979; Le Fevre y McNally, 1985) Es una región con el potencial suficiente para producir un terremoto de magnitud similar al que ocurrió en Michoacán en 1985, ( $M_s=8.1$ ) (Nishenko y Singh, 1987; Suárez, et. al., 1990) El último evento fuerte ( $M_s>7.5$ ) ocurrió en esa zona en 1908 con una magnitud aproximada de  $M_s = 7.6$ , (Singh et. al., 1983)

Con el fin de conocer mejor la actividad sísmica de la zona y monitorear su evolución, en septiembre de 1987 se instaló una red sismológica telemétrica en forma permanente en la región (Solís, 1987). La red consta de 9 estaciones: una de tres componentes y las ocho restantes de componente vertical (Figura 1). Esta red se instaló con el objetivo de monitorear la actividad sísmica y estudiar las características de la zona de subducción.

El objetivo de este trabajo en particular, es determinar el estado de esfuerzos y la geometría de las placas que se involucran en la zona: Placa de Cocos (subducente), y la Placa Norteamericana (cabalgante), utilizando la microsismicidad que se manifiesta en la región monitoreada en el período septiembre 1987 a diciembre de 1989.

Las técnicas empleadas tienen por objeto obtener una visión clara del estado de esfuerzos predominante y la geometría de subducción haciendo uso de los datos microsísmicos obtenidos con la red telemétrica.

Se consideran las siguientes condiciones:

- 1) Tener confianza de que se tiene un buen control hipocentral de los eventos utilizados, en lo referente a localización y profundidad.

Por ello se hace uso de la localización inicial y posteriormente el uso del método de evento maestro.

2) Construir mecanismos compuestos con un número mínimo de inconsistencias. Para ello, primero se construyen uno a uno y posteriormente en forma compuesta.

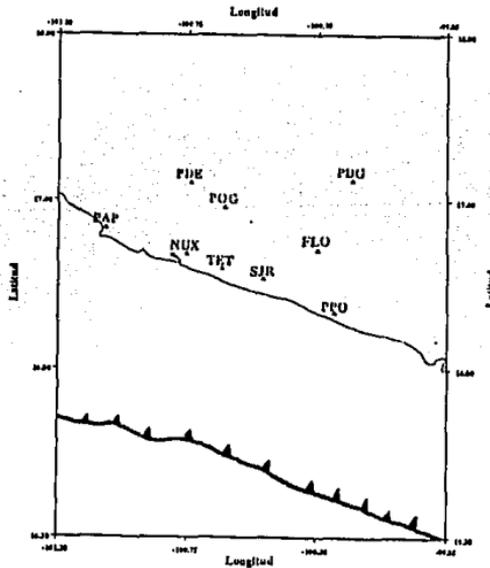
3) Al obtener los perfiles, se tenga una idea de la interacción y geometría de las placas de Cocos y Norteamericana, así como la distribución de hipocentros.

Desde el inicio del trabajo se observó una característica poco usual con respecto a otras zonas de subducción. La sismicidad se alinea en dos bandas al proyectarse sobre la superficie. La primera coincide con la línea de costa y es paralela a ella siendo definida por los epicentros de sismos con profundidades menores a 25 km. La segunda banda es también paralela a la costa pero ubicada tierra adentro. En este último caso los sismos muestran profundidades hipocentrales entre los 32 km y 45 km (Suárez et. al, 1990).

Diversos autores (v.g. Burbach et. al., 1984; Bevis e Isacks, 1984), que han estudiado la zona sugieren un ángulo de buzamiento bajo para este segmento de la zona de subducción (entre  $10^\circ$  y  $15^\circ$ ). Se ha argumentado que este bajo ángulo de subducción se debe a que la placa Cocos es relativamente joven y no tiene el peso ni la densidad suficiente para penetrar a un alto ángulo en el manto.

La costa de Guerrero presenta el mismo fenómeno de subducción observado en el Perú, es decir un bajo ángulo de subducción cerca de la costa y luego horizontal dentro del continente, solo que el espesor de la placa superior para el estado de Guerrero es aproximadamente la mitad del espesor de la placa superior que se presenta en Perú (Suárez et. al., 1990).

Esto la hace aún más interesante y un laboratorio atractivo para los investigadores. Más aún considerando que es un gap que puede ser estudiado en detalle, porque las estaciones de monitoreo están sobre él y no a distancia como en otras partes del mundo.



*Figura 1.-* Ubicación de las estaciones de la red telemétrica de monitoreo sísmico en la Brecha de Guerrero (triángulos); la estación Tetitlán (TET), es de tres componentes y es también la central donde se almacenan en cinta y computadora las señales registradas de cada estación.

## **II.- Ubicación Geográfica y Tectónica del lugar.**

Diversos autores definen un gap sísmico como aquella región ubicada en una falla geológica sísmicamente activa que presenta una ausencia de sismos de magnitud importante ( $M > 7.5$ ), en un tiempo considerablemente grande (decenas de años) y donde además han ocurrido en ella grandes terremotos en el pasado (McCann et. al., 1979).

Esta ausencia de grandes sismos indica que se está acumulando energía elástica que finalmente tendrá que liberarse en forma de sismos de magnitud considerable. Estas zonas de calma aparente constituyen los indicios más claros para identificar sitios con alto potencial sísmico.

La zona mexicana de subducción se extiende a lo largo de la costa oeste de México entre los  $92^\circ$  y los  $106^\circ$  de longitud oeste y forma parte del Cinturón Circumpacífico. Con una longitud de aproximadamente 1350 km, en esta zona de subducción interaccionan las placas de Cocos y Rivera con las placas Norteamericana y Caribe (Figura 4).

La Brecha de Guerrero está ubicada en lo que se conoce como la Costa Grande, al noroeste de Acapulco, entre los  $100^\circ$  y  $101^\circ$  de longitud oeste y los  $16.8^\circ$  y  $17.5^\circ$  de latitud norte (McCann et. al., 1979), (figuras 2 y 3). En esta región se lleva a cabo la subducción de la placa de Cocos bajo la placa Norteamericana con una velocidad de convergencia que varía de 6.2 cm/año a 6.5 cm/año (Minster y Jordan, 1978), (Figura 4), y un ángulo inicial bajo de subducción que varía de  $10^\circ$  a  $15^\circ$  con una dirección aproximada de N  $37^\circ$  E. En la zona de subducción la placa de Cocos es relativamente joven con una edad que oscila entre los 12 y los 15 millones de años (Mammerickx y Klitgord, 1982; Jarrard, 1986).

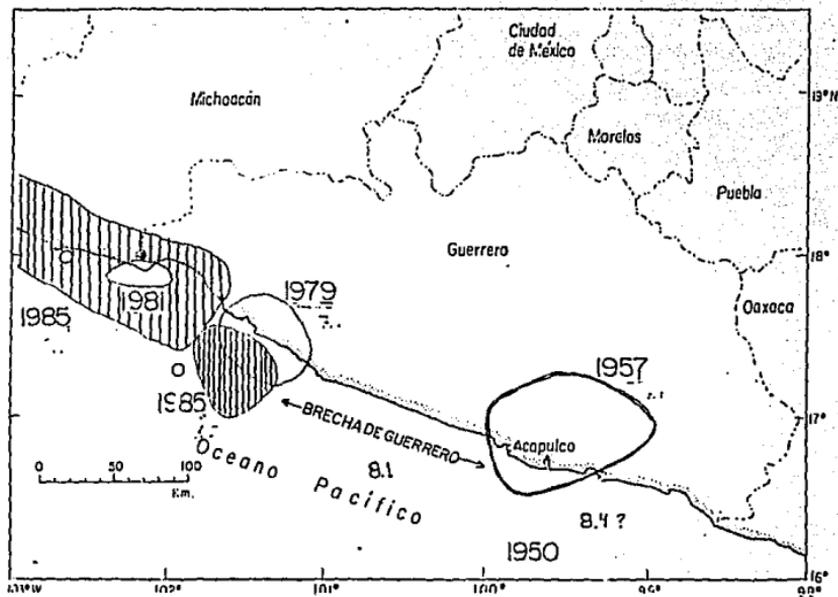


Figura 2.- El mapa muestra la ubicación del gap central o brecha de Guerrero. Los ovalos representan las zonas de ruptura de los sismos más importantes ocurridos recientemente.

## Brecha Central de Guerrero

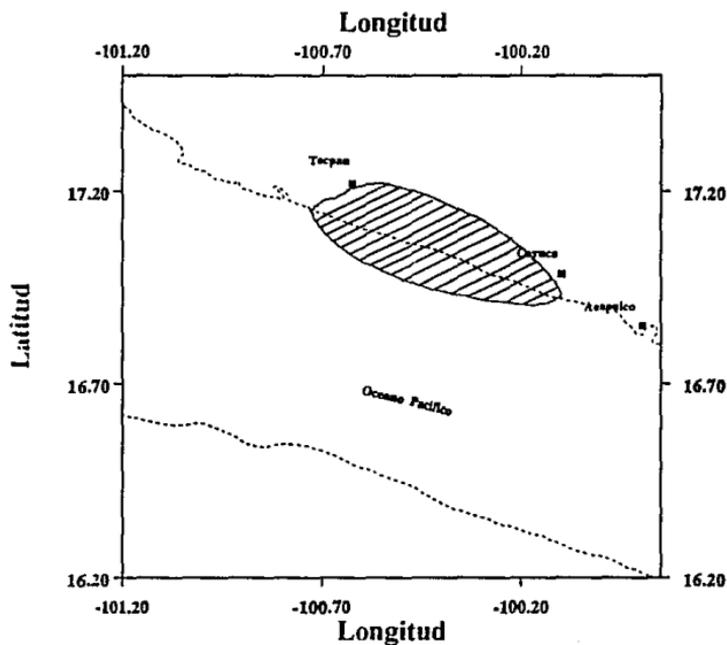


Figura 3.- Mapa que define la ubicación aproximada del gap de Guerrero dentro de lo que se conoce como "La Costa Grande de Guerrero"

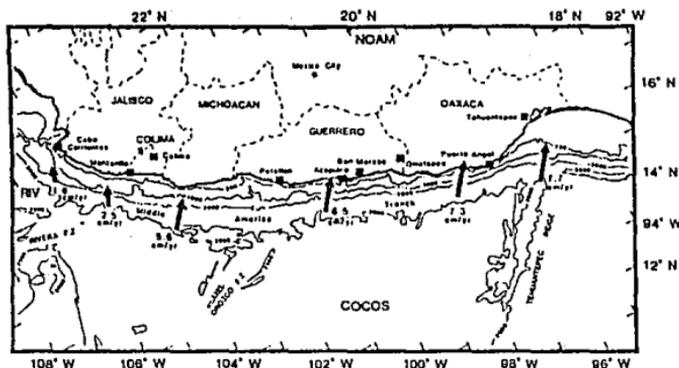


Figura 4.- En este mapa podemos apreciar la tectónica general, así como las placas que se involucran en el Gap de Guerrero (Nishenko y Singh, 1987).

En la parte sur de la brecha han ocurrido eventos importantes en el pasado. Se puede mencionar entre los más importantes, el que ocurrió en abril de 1845 cuya magnitud ha sido estimada entre  $M_s = 8.1$  y  $8.2$  (Malagón. 1990). El último evento fuerte registrado en esta región data del año 1908 y aunque las estimaciones de recurrencia para la zona son especulativas, pues son hechas con base en interpolaciones de la sismicidad en Oaxaca, Nishenko y Singh (1987), le asignan un período de recurrencia para un evento con  $M_s = 7.7$  a  $7.8$  de 60 a 70 años y de 50 años para uno con  $M_s = 7.5$  (Figura 5). Por otro lado, Suárez et. al. (1990), calculan que de ocurrir un evento en la Costa Grande, este tendría una magnitud del orden de  $M_s = 8.1$ . Por otro lado, si se activara también la región SE (incluyendo la Costa Chica) del gap la magnitud quizás alcance hasta una  $M_w = 8.4$  (Figura 2).

McCann (1979) y Kelleher et. al (1973), clasifican el gap de Guerrero dentro del grupo que tiene el potencial necesario para producir un evento grande en un futuro inmediato, debido a que en él existe una ausencia sísmica de magnitud considerable por más de 80 años.

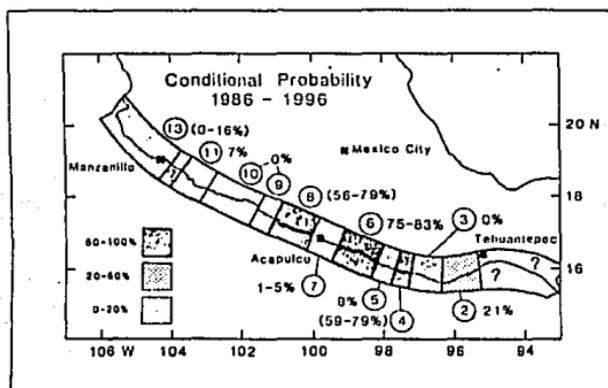


Figura 5.- Mapa que muestra la zona mexicana de subducción y la probabilidad condicional que tiene cada región de producir un terremoto importante. El gap de Guerrero está marcado con el número 8 y como se puede observar tiene una alta probabilidad de producir un evento importante en un futuro inmediato (Nishenko y Singh, 1987).

### **III.- Métodos Utilizados: Descripción y Fundamentos Teóricos.**

Un primer paso en el análisis fue la localización preliminar de epicentros de los eventos que ocurren dentro del gap de Guerrero, utilizando el programa HYPO 71 (Lee y Lahr, 1978), y el modelo original de estructura de velocidad determinado para el lugar (Ligorria, 1989), (Figura 6 y Tabla 2). Una vez localizados los eventos, se dividieron en grupos; aquellos eventos cercanos entre si y que además tuviesen una profundidad similar. Ya divididos en grupos, se procedió a elegir aquellos eventos considerados como los mejor localizados para utilizarlos como evento maestro para cada grupo. Para seleccionar un evento como maestro, éste tenía que cumplir los siguientes criterios; 1) Que fuese registrado en el mayor número de estaciones posible, con el propósito de hacer la corrección en el mayor número de estaciones. 2) Que tuviesen un error cuadrado mínimo (RMS) menor a 0.20; debido a que los eventos están siendo registrados dentro de la red, los eventos con RMS mayor a 0.20 no son eventos que se consideren como bien localizados. 3) Que tuviesen una apertura azimutal de estaciones menor a  $200^\circ$  pues es un indicativo de que los eventos están bien localizados. 4) Que los arribos de las ondas S y P fuesen claras en el mayor número de estaciones posible.

A los eventos seleccionados como maestros se tomó el valor de residual de P para cada estación en la columna y se sumó a la misma estación en el modelo de estructura y velocidad en la columna asignada como compensación por elevación. Al hacer esto se supone que los residuales del evento maestro corresponden a variaciones en el tiempo de viaje de las ondas producidas por errores en el modelo de velocidad supuesto. Estos "errores" son entonces corregidos al localizar los demás eventos, logrando así una localización relativa con respecto al evento maestro.

Con éste nuevo modelo de velocidades se relocalizó el grupo al cual pertenece el evento que tenemos como maestro y se comparó con la localización inicial para observar si había alguna mejoría en cuanto a RMS, error vertical y error horizontal.

Con esta nueva localización, hicimos los mecanismos focales simples y las tablas de polaridad para elaborar los mecanismos focales compuestos y poder dar una interpretación adecuada de los resultados obtenidos.

Un último paso, consiste en obtener perfiles con origen en la trinchera y perpendiculares a la costa, ubicando a cada profundidad la orientación de los ejes correspondientes a cada mecanismo focal compuesto con el fin de explicar la morfología de la placa y el estado de esfuerzos, que es el objetivo principal de la tesis.

### III.1.- Procedimiento de Localización de Epicentros

Primeramente se procesan los datos registrados digitalmente en el campo por la estación central y se leen los siguientes datos: arribo inicial de las ondas P y S, la polaridad de la onda P para cada estación y la amplitud máxima del paquete de ondas P y S así como la longitud de coda.

Al terminar cada sesión de lectura, se obtiene en forma automática un archivo de entrada para el programa de localización (HYPO71).

El programa de localización requiere dos archivos, uno donde están las lecturas de cada evento (Tabla 1), y el otro es el archivo de velocidades y estructura de la zona (Tabla 2), el cual fué previamente diseñado para el sitio donde se ubica la red telemétrica.

Tabla I

EJEMPLO DE UN ARCHIVO DE LECTURAS PARA EL PROGRAMA  
HYPO71

Nombre Estación	Polaridad y peso	Fecha	Hora	Arribo de P	Amp de P	Arribo de S	Peso de S	Amp de S	Coda
POG	DD	880109	0656	49.12	0.	50.19	2	0.	0.
SJR	DD	880109	0656	41.28	0.	47.22	2	0.	28.
PDE	CO	880109	0656	45.02	0.	59.59	2	0.	33.
NUX	CO	880109	0656	44.14	0.	52.9	2	0.	0.
PPO	DD	880109	0656	40.71	0.	46.2	2	0.	0.
TET	CO	880109	0656	42.78	0.	50.05	2	0.	0.

Modelo de velocidades utilizado en la Brecha de Guerrero

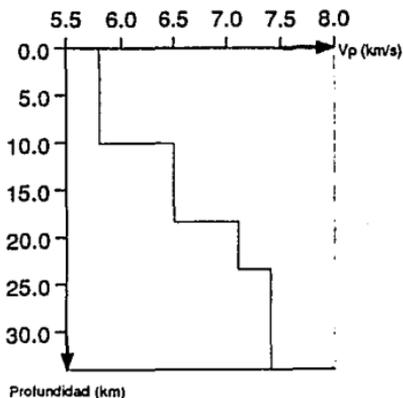


Figura 6.- Modelo de velocidades utilizado en la brecha de Guerrero, para la localización de epicentros.

TABLA 2

MODELO ORIGINAL DE ESTRUCTURA Y VELOCIDADES DE LA ZONA QUE UTILIZA EL PROGRAMA HYPO71 PARA LA RED TELEMETRICA. (QUE CONTIENE LA LOCALIZACION GEOGRAFICA DE ESTACIONES)

Est	Lat	Lon	MSNM	Compensación por elevación
POG	1722.51N	10097.28W	650	0.112
SJR	17 8.28N	10028.44W	40	0.007
PAP	1718.09N	101 2. 27W	260	0.045
FLO	1719.59N	10029.92W	840	0.145
NUX	1712.65N	10045.28W	80	0.014
PDG	1728.92N	10010.82W	250	0.441
TET	17 9.70N	10097.89W	50	0.009
PDE	1727.79N	0044.46W	11620	0.279
PPO	17 1.20N	10014.40W	100	0.017

#### MODELO DE VELOCIDAD

V<sub>p</sub> (km/s) Prof. (km)

5.800	0.000
6.500	10.140
7.100	18.960
7.400	29.420
8.000	34.000

Una vez terminado el primer paso, el siguiente paso consistió en elegir los eventos localizados dentro de la brecha que presentan una localización confiable. Con este fin se analizaron los resultados del programa HYPO71 bajo el siguiente criterio: Que tuvieran un error cuadrado mínimo (RMS) bajo (no mayor de 0.20 para todos los eventos seleccionados). Que la apertura azimutal no sea muy grande, menor a 200° que tenga un buen número de fases y que la lectura de las ondas P y S fuera óptima y que la calidad del evento sea A, B, ó C, de acuerdo a la clasificación de HYPO71.

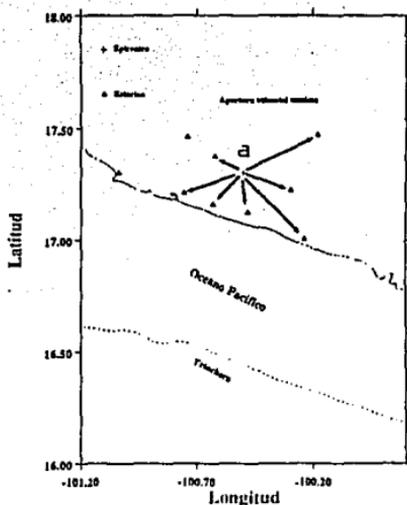


Figura 6a.- En este dibujo se presenta el concepto apertura azimutal máxima (a) utilizado para el método de localización.

### III.2.- Relocalización Relativa con el Método del Evento Maestro .

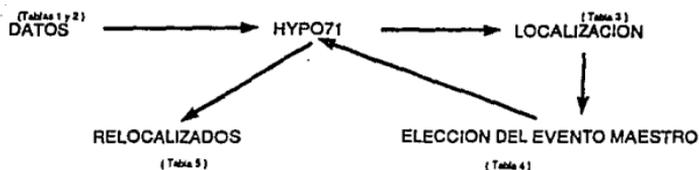
El elegir un evento como evento maestro, físicamente nos representa la relocalización de los eventos que se encuentran alrededor del evento elegido utilizando los residuales de dicho evento, pues suponemos que los residuales corresponden a variaciones en el tiempo de viaje de las ondas, producidas por errores en el modelo de velocidad supuesto. Estos errores los corregimos al localizar los demás eventos que pertenecen al mismo grupo, obteniendo una localización relativa con respecto al evento que elegimos como maestro, para tratar de obtener una localización relativa mejor que la primera (Dewey, 1971).

Una vez seleccionados los eventos mejor localizados, el siguiente paso era obtener relocalizaciones de dichos eventos bajo ciertos criterios. En principio se eligieron volúmenes pequeños en los que hubiese un número adecuado de eventos. A cada grupo se le asigna un código para diferenciarlos uno de otro. De cada grupo se eligen uno ó dos eventos que tengan las siguientes características: un RMS bajo, que el evento sea detectado en el mayor número posible de estaciones, que tenga una profundidad similar a la mayoría de los eventos del grupo al que pertenece (es decir a la profundidad media del grupo). En el caso de los eventos seleccionados para cada grupo, en la columna asignada para los residuales de la onda P (Tabla 4), del archivo de resultados del programa HYPO71, se anota y se suma el residual de cada estación obtenido en la localización del evento escogido como maestro en el archivo del modelo de velocidades (Tabla 2), en las columnas de compensación por elevación. Una vez realizado este paso, a los eventos que pertenecen al grupo del cual elegimos el evento maestro, se relocalizan con este nuevo modelo de velocidades modificado. Este paso se hizo para cada grupo con su correspondiente evento maestro (Dewey, 1971).

La justificación de este método es observar la variación en la localización de los eventos en cuanto a posición epicentral y de profundidad de foco. Es decir que si el hecho de utilizar el concepto de evento maestro nos modificaba en forma significativa la localización obtenida con el método inicial, de ser así, de que rango es la variación de uno con respecto al otro.

El ejemplo siguiente ilustra la secuencia de pasos del método explicado en los párrafos anteriores. (Figura 7).

## METODO DE LOCALIZACION Y RELOCALIZACION



*Figura 7.-* En esta figura se muestra en forma esquemática la serie de pasos que se siguen desde el momento en que se registra la señal, la primera localización, elección de evento maestro y finalmente la relocalización del grupo al cual pertenece el evento maestro con el nuevo modelo de velocidades.

TABLA 3

MICRO SISMICIDAD DE UN PEQUEÑO VOLUMEN DE LA BRECHA DE GUERRERO DEL CUAL SE VA A ELEGIR UN EVENTO COMO MAESTRO.

yr	m	d	hr	mn	sec	Lat (N)	Long(W)	depth	magc	np	di	gap	m	rms
87	10	12	23	39	53.22	17.229	100.923	19.37	1.61	10	14	199	1	0.07
87	10	29		38	10.30	17.237	100.930	20.00	1.20	10	13	190	1	0.05
87	10	29	11	3	35.45	17.226	100.939	22.46	1.69	8	13	206	1	0.13
87	10	30	10	34	13.86	17.229	100.939	18.87	1.51	6	13	211	1	0.03
87	11	2		45	51.22	17.244	100.940	17.51	1.23	5	12	200	1	0.01

TABLA 4

EJEMPLO DE RESULTADOS DEL PROGRAMA HYPO 71 PARA DOS  
EVENTOS SELECCIONADOS COMO MAESTROS.

La zona marcada es el residual que se suma en el modelo de  
velocidades para efectuar la relocalización

Evento elegido como Maestro											
yrmd	hrmn	sec	Lat(N)	Long(W)	depth	magc	np	di	gap	m	rma
871029	338	40.39	17.237	100.939	20.09	1.23	10	13	199	1	0.05
STN	DIST	AZM	AIN	PRMK	HRMN	P-SEC	TPOBS	TPCAL	DLY/H	P-RES	PWT
PAP	12.6	304	149	⊙	338	44.25	3.86	3.84	0.04	-0.02	3.45
NUX	19.8	99	127	⊙	338	44.91	4.52	4.56	0.01	-0.05	0.86
PDE	32.7	40	108	⊙	338	46.85	6.46	6.17	0.27	0.02	0.86
TET	33.9	104	106	⊙	338	46.77	6.38	6.33	0.08	-0.03	0.86
POG	37.1	66	103	⊙	338	47.33	6.94	6.77	0.11	0.06	0.86

TABLA 5

RELOCALIZACION DE LOS EVENTOS, UTILIZANDO EL MODELO DE  
ESTRUCTURA Y VELOCIDADES MODIFICADO POR EL EVENTO  
ELEGIDO COMO MAESTRO.

yrmd	hrmn	sec	Lat(W)	Lat(w)	depth	magc	np	di	gap	m	rms	
871012	2339	53.19	17.236	100.922	20.14	1.68	8	14	195	1	0.06	
*871029	338	40.37	17.243	100.939	20.61	1.23	10	12	196	1	0.04	
871029	11	3	35.37	17.234	100.941	23.55	1.69	8	13	202	1	0.12
871030	1034	13.86	17.238	100.938	19.42	1.51	6	13	204	1	0.03	
8711	2	457	51.20	17.253	100.938	18.05	1.23	5	13	193	1	0.01

El evento con \* es el que se tomó como evento maestro

Como se puede observar, en la Tabla 3 se tiene un grupo de eventos con hipocentros muy cercanos entre si, con una primera localización dada por HYPO71. Aquí podemos ver varios datos como son: la fecha y el tiempo de ocurrencia en hora universal, localización epicentral, profundidad de foco, magnitud, número de lecturas, apertura azimutal o gap y el error cuadrado medio (RMS). En la Tabla 4 se presenta el archivo de salida correspondiente a los eventos seleccionados como maestros. En este archivo se encuentran los datos referentes a cada estación para ese evento así como los residuales que fueron modificados en el archivo de velocidades para la relocalización posterior.

En la tabla 5 se presenta la lista de salida de los eventos ya relocalizados a partir de los dos eventos maestros seleccionados, si se comparan con los datos de la tabla 3 se nota que en cuanto a localización epicentral la variación no excede a céntesimas de grado y la profundidad no es mayor a un kilómetro (tan sólo es de cientos de metros). La apertura azimutal mejora un poco al igual que el RMS y la magnitud no cambia en forma sustancial.

Para el presente estudio, la Tabla 5 muestra que los cambios no son muy significativos cuando utilizamos volúmenes pequeños con eventos maestros representativos de dichos volúmenes. Sin embargo, dan la confianza como para pensar que tienen una localización estable y precisa. Los cambios no son muy fuertes debido a que como ya se ha mencionado, las estaciones de monitoreo se ubican dentro de la Brecha lo que permite tener un buen control sobre los eventos que ocurren en la zona. Por lo tanto al utilizar la técnica de evento maestro podemos saber qué eventos, son confiables y cuáles presentan inconsistencias, es un parámetro de confianza que nos permite continuar con los siguientes pasos y que vale la pena llevarlo a cabo.

### III.3.- Mecanismos Focales Simples.

El método de mecanismo focal se basa en el patrón de radiación de la onda P generado por un modelo de fractura de cizalla. Como se sabe, el mecanismo focal está determinado por 2 planos ortogonales (uno de los cuales corresponde a la falla asociada al sismo) definidos al separar las polaridades de las primeras llegadas de la onda P registradas en cada estación sismológica en compresiones (C) y dilataciones (D) (Figura 8).

Se llama movimiento de compresión cuando el desplazamiento de la onda está en dirección del foco al punto de observación y dilatación si es en sentido contrario. Por convención si se tiene compresión en la componente vertical su movimiento observado será hacia arriba en el instrumento y en las componentes horizontales en dirección opuesta a la dirección del epicentro. Si se tiene dilatación, el movimiento vertical será hacia abajo y los horizontales en la dirección del epicentro (Udías, 1985) (Figura 8).

Para construir los mecanismos focales simples nos basamos en los artículos de Udías (1985), y los resultados de los eventos relocalizados previamente. Los datos se graficaron en el hemisferio inferior de la esfera focal, por tanto, el primer paso de éste método fue trasladar los datos que no estaban en el hemisferio inferior. Con este fin se escribió un programa sencillo que comparaba el ángulo de incidencia ( $ih$ ), con el límite del hemisferio inferior y una vez calculado el ángulo de incidencia comparaba el azimut como lo muestra el siguiente fragmento del programa.

```
i=i+1
ai(i)=iai
az(i)=iaz
if (ai(i).gt.90) then
  ai(i)=180.-iai
  az(i)=180.+iaz
```

```

if (az(i).gt. 360) az (i)=az(i)-360.
endif
donde:

```

ai(i)= ángulo de incidencia de cada estación

az(i)= azimut

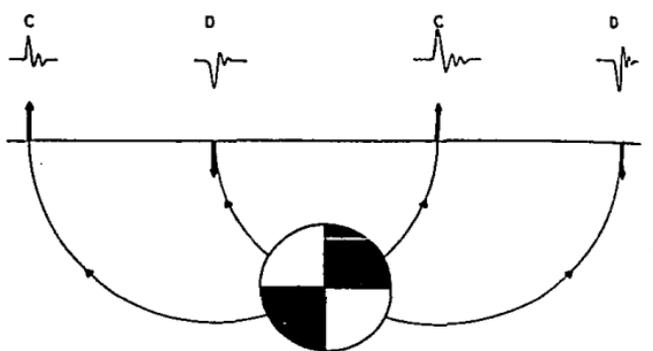


Figura 7.—Distribución de compresiones (cuadrantes en negro) y dilataciones (en blanco) sobre la esfera focal y desplazamientos de la onda P en la superficie de la Tierra.

Figura 8.- Este dibujo muestra en forma gráfica una compresión y una dilatación, así como la forma en que se presenta en un sismograma la señal. Las flechas indican la dirección del 1er. movimiento del suelo (Udías, 1985).

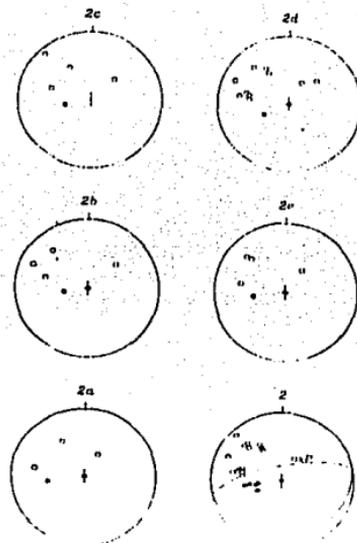
Para hacer el mecanismo en forma gráfica es necesario proyectar las estaciones en una red estereográfica de Schmidt ó Wulf. En

este trabajo se usó la proyección de Shmidt. Una vez que se tienen las salidas del programa HYPO71 y que se han pasado los resultados de azimut y ángulo de incidencia al hemisferio inferior, sobre la red se coloca un papel transparente. Se marca el contorno de la red, el centro y el cero azimutal y a continuación se marcan las compresiones con un círculo negro y las dilataciones con círculos blancos.

Para representar la dilatación ó compresión de cada estación de un evento se procede de la siguiente manera: Se mide el azimut a partir del norte de la red en sentido de las manecillas del reloj y el ángulo de incidencia  $i/h$  en la dirección horizontal (dirección E-W), partiendo del centro como punto de inicio o cero. El punto obtenido será el sitio donde se asigna compresión (negro), ó dilatación (blanco), (Esta secuencia se lleva a cabo para cada evento de cada grupo).

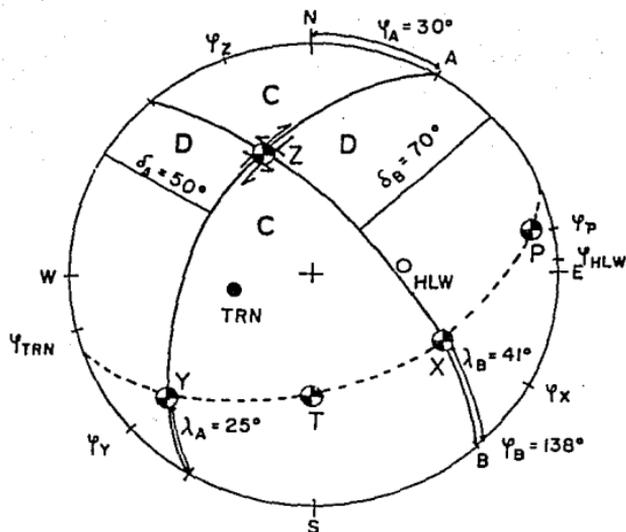
Como los mecanismos primero se hacen en forma individual para cada sismo, hasta este punto no se trazan los planos que determinan el tipo de mecanismo al que pertenece el evento.

Para elaborar un mecanismo compuesto la metodología es más sencilla. Una vez hechos los mecanismos individuales y seleccionados en grupos, se hacen las listas con eventos estaciones y polaridad como lo muestra la Tabla 6. Se eligen aquellos eventos que ubicados en una misma región, pertenecen a una misma familia, es decir que conservan el mismo patrón de polaridad para una misma estación (se aceptan algunas pequeñas inconsistencias en los nodos) y se van superponiendo uno sobre otro para identificar aquellos que pertenecen a la misma familia y que se ubican en la misma región para obtener el mecanismo predominante de dicho lugar (Figura 9).



**Figura 9.-** Aquí se muestra una serie de mecanismos focales simples que están ubicados en una misma región y que además pertenecen a una misma familia. Los eventos 2a a 2e se suman para formar el mecanismo compuesto mostrado en la parte inferior derecha (2).

Aquellos mecanismos que pertenecen a una misma familia se copian todos en una red estereográfica para situar en esta los planos que separan compresiones y dilataciones por medio de los círculos máximos de la plantilla. Se sitúa el polo de este plano (eje X). El segundo plano B debe pasar por este punto por ser ortogonal al primero. El punto de intersección de los dos círculos que representan los planos es el eje Z. El eje Y es el polo del plano B. Al trazar un círculo máximo que pase por los ejes X y Y se obtienen los ejes de Tensión (T) y Compresión (P). Donde el eje de las tensiones (T), se ubica en el cuadrante de las compresiones y a 45 grados del eje X, mientras que el eje de las presiones (P), se ubica en el cuadrante de las dilataciones y a 45 grados del eje Y (Udías, 1985; Brillinger et al., 1980), (Figura 9a).



$\psi$	$\delta$	$\lambda$	$\tilde{\epsilon}$	$\Theta$
Plano A : 30°	50°	25°	Eje X : 120°	50°
			Y : 228°	70°
B : 138°	70°	41°	Z : 340°	44°
			T : 180°	44°
			P : 80°	80°

*Figura 9a.*- Figura que muestra los planos principales así como los polos y los ejes que se definen dentro de una red estereográfica (Udfas, 1985).

Finalmente, en un mapa se gráfica la posición geográfica de los eventos con símbolos diferentes, en la que un símbolo identifica a cada mecanismo, es decir que los eventos que tienen el mismo símbolo corresponden a un mismo mecanismo ó en otras palabras pertenecen a la familia que da origen a ese mecanismo (Figuras 12, 13 y 14).

TABLA 6

Tabla de Polaridades para la elaboración de un mecanismo focal compuesto

Sismo/Estación	POG	PDE	TET	FLO	NUX	PPO	PAP	SJR	PDG
8901261402	+	+	D	C			D		
8905282122	C		D	C			D		
8907140125	C		-	+			D		
8909100051	C		D	C			D		
8909100053	C		D	+			C		
8909111000	C		D	C	C		D		
8911230823	C	C		C	D		D	D	
8912071517	C	C		C	D		D	D	D
8912101505	C	C		C			D		
8912202045	C	C					D		

*La tabla muestra como se eligen los eventos para formar un mecanismo compuesto. Los eventos previamente han sido escogidos por estar cerca unos a otros; para el mecanismo compuesto elegimos aquellos que tienen la misma polaridad para la misma estación y que además coinciden en un número mayor de estaciones.*

#### III.4.- Perfiles y Orientación de los Ejes de cada Mecanismo

El trazo de perfiles es el paso final; es un paso sencillo pero que le da un soporte fuerte al presente trabajo. Consiste en trazar una serie de perfiles a partir de la trinchera y perpendiculares a la línea de costa que atravesase la zona donde se ubican los eventos para los que se hizo el mecanismo focal.

Finalmente, en un mapa de la zona se gráfica con una nomenclatura (para los ejes de Tensión y Compresión), la

orientación de los ejes de interés para cada mecanismo, tratando de encontrar la relación que tienen con el comportamiento geodinámico de la placa que subduce. Este mismo procedimiento se realiza en los perfiles que se obtienen poniendo a una profundidad promedio la orientación de los ejes de cada mecanismo que involucraba (Figuras 15 a 20).

#### **IV.- Sismicidad y Mecanismos Focales en la Brecha de Guerrero.**

Una vez relocalizados los eventos que se ubican dentro de la Brecha de Guerrero, se puede notar que la sismicidad se alinea en dos bandas (Fig. 10), la primera sobre la línea de costa y paralela a la trinchera cuyos eventos tienen profundidades menores que 25 km. La segunda banda, paralela a la primera pero ubicada 15 ó 20 km más adentro del continente en la que los eventos muestran profundidades hipocentrales mayores que 32 km y menores que 50 km.

Hacia el continente Domínguez (1991), analiza la sismicidad que se manifiesta en la zona del Rfo Balsas (arriba de la zona de estudio), y encuentra que los eventos ahí localizados tienen profundidades de entre 55 y 65 km aproximadamente.

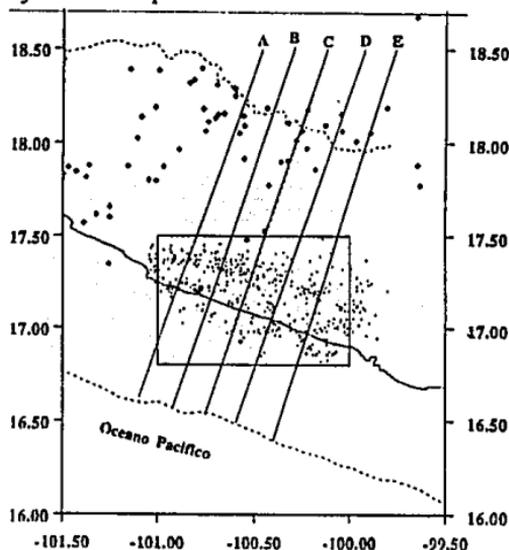


Figura 10.- Los epicentros relocalizados exhiben dos bandas de sismicidad bien diferenciadas. La primera sobre la línea de costa y la segunda paralela a la primera pero tierra adentro.

La Figura 11 muestra un resumen detallado de los mecanismos focales compuestos en la zona de estudio que reflejan el estado de esfuerzos predominante en la región producto de la interacción de la Placa de Cocos con la Placa Norteamericana.

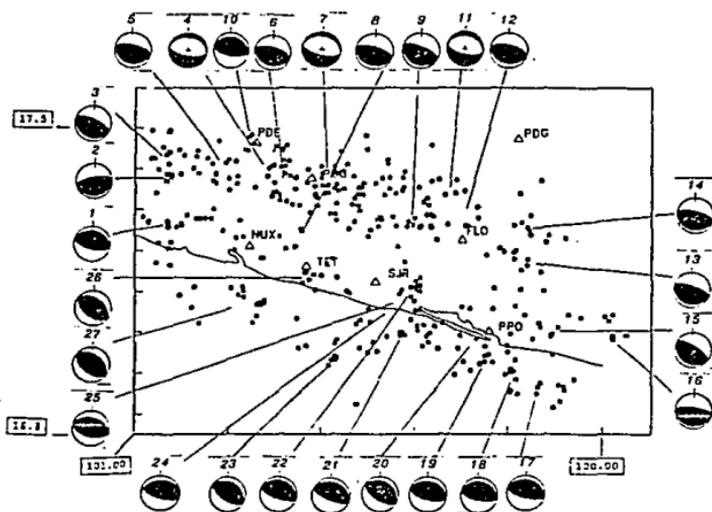


Figura 11.- Resumen detallado de la zona de estudio y ubicación aproximada de los mecanismos focales compuestos que origina cada grupo de epicentros. Los cuadrantes negros indican arribos compresionales y los blancos arribos tensionales.

En las figuras 12a y 12b podemos apreciar los mecanismos focales de los eventos que se ubican sobre la costa. Casi todos ellos son mecanismos de falla inversa de bajo ángulo característicos de la subducción que se presenta en la zona, en la que los ejes de Presión (P), reflejan la dirección del movimiento relativo de la placa subducente (N37°E).

También se observa que en la parte este del Gap, los mecanismos marcados con los números 14, 15 y 16 ocurren adentro del continente y se salen del patrón mostrado por los demás mecanismos.. Esto puede deberse a que quizá en esta zona existen otro tipo de esfuerzos que origina que los mecanismos sean producto de deformaciones en la placa. Sin embargo, la orientación de los ejes de Presión (P) se conserva. Otra posible causa puede ser la distribución de las estaciones que detectaron los eventos. En la figura 11 se puede observar que las estaciones sismológicas están ubicadas al NW de estos eventos y no tienen una buena cobertura alrededor de los eventos que dan origen a estos mecanismos. Sin embargo, si observamos los mecanismos citados en el apéndice veremos que con excepción del mecanismo número 15, los restantes presentan pocas inconsistencias.

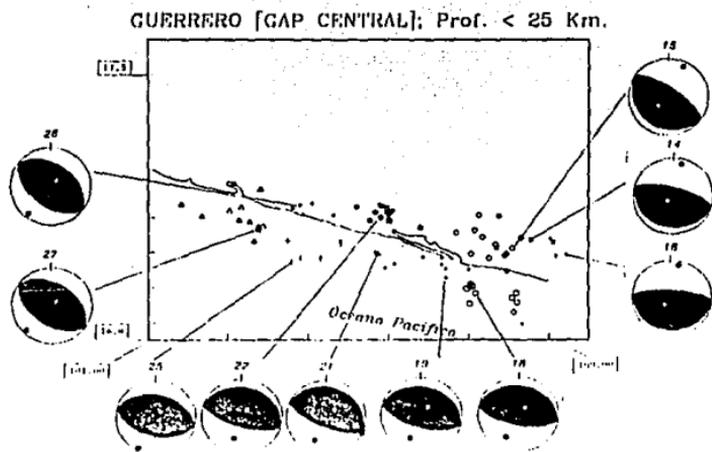


Figura 12a.- Los puntos blancos indican la dirección aproximada del eje "T" y los puntos negros la dirección del eje "P".

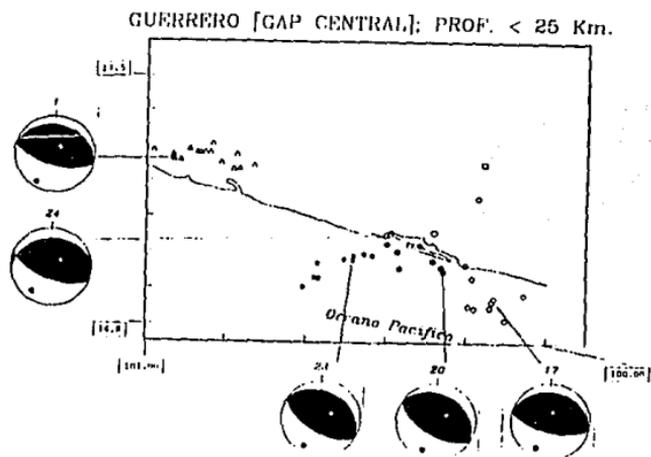


Figura 12b

Figura 12.- Figura que muestra los epicentros que pertenecen a la banda costera y su mecanismo focal correspondiente.

Los mecanismos presentados en las figuras 13 A y 13 B que pertenecen a la segunda banda con profundidades mayores a 32 km y menores a 38, también muestran un patrón de falla inversa donde los ejes de compresión (P) muestran la dirección relativa de la placa subducente (Placa de Cocos) bajo la placa cabalgante (Placa Norteamericana). Dos mecanismos (2 y 10) se salen del patrón general mostrado por los demás mecanismos ubicados a esas profundidades, pues en el mecanismo número 10 los ejes de Presión están orientados en forma distinta al patrón general en una rotación hacia el W. En el caso del evento número 2 éste parece reflejar el estado de esfuerzos en la placa en subducción. Si se observan los mecanismos en el apéndice veremos que presentan muy pocas inconsistencias y que las polaridades (dilataciones para el 2 y compresiones para el 10) restringen a que los planos pasen por los sitios en que están ubicados.

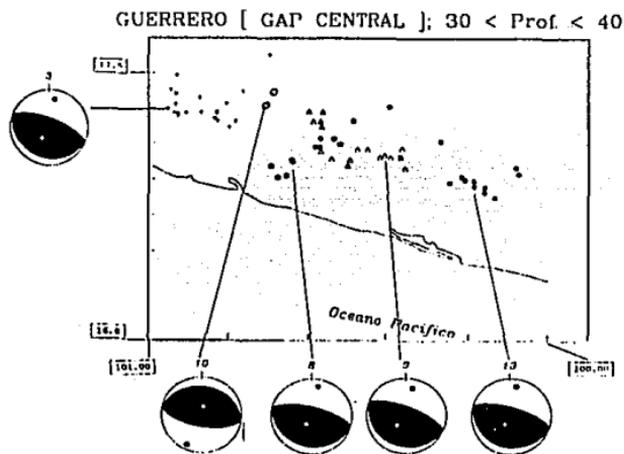
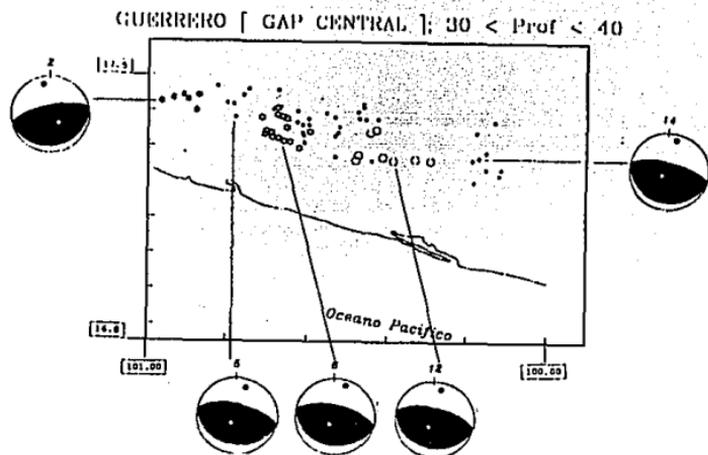


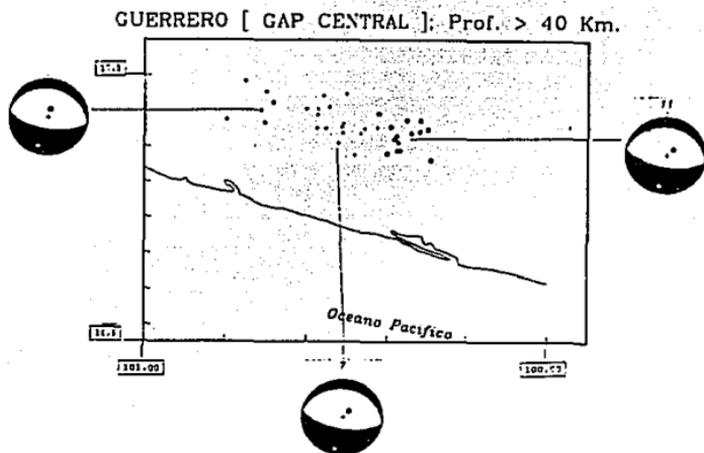
Figura 13a.-Los puntos blancos indican la dirección aproximada del eje "T" y los puntos negros la dirección del eje "P".



**Figura 13b**

**Figura 13.-** Mapa que muestra los epicentros correspondientes a la segunda banda cuyas profundidades están entre 32 y 38 km con su mecanismos focal compuesto correspondiente.

Los mecanismos 4, 7, 11 que vemos en la figura 14 presentan un patrón de falla normal. Estos mecanismos pertenecen también a la segunda banda pero se ubican por debajo del grupo de sismos de falla inversa con profundidades de entre 32 y 38 km discutidos arriba., Los sismos mostrados en la figura 14 son más profundos ya que su profundidad mínima es de 40 km y la máxima de 45 km. A diferencia de los sismos anteriores, estos sismos más profundos muestran una orientación de los ejes de Tensión (T), en la misma dirección que el movimiento relativo de la placa que subduce.



**Figura 14.-** Mecanismos focales correspondientes a la segunda banda cuyos epicentros tienen profundidades mayores que 40 km. Los puntos blancos indican la dirección aproximada del eje "T" y los puntos negros la dirección del eje "P".

En forma general podemos sintetizar los resultados de la siguiente forma: los eventos que pertenecen a la primera banda y que tienen profundidades menores a 25 km son eventos de fallamiento inverso a bajo ángulo característicos de subducción. Estos sismos reflejan el contacto entre las dos placas, producto de los esfuerzos que se dan en la zona de mayor acoplamiento entre las placas (Ruff y Kanamori, 1983). Los eventos que se presentan en la segunda banda y que tienen profundidades entre 32 y 38 km son eventos de falla inversa. Que probablemente ocurren dentro de la placa que está subduciendo y que está sujeta a un régimen de esfuerzo diferente al de los eventos de la primera banda. Finalmente los eventos con profundidades mayores a 40 km aún

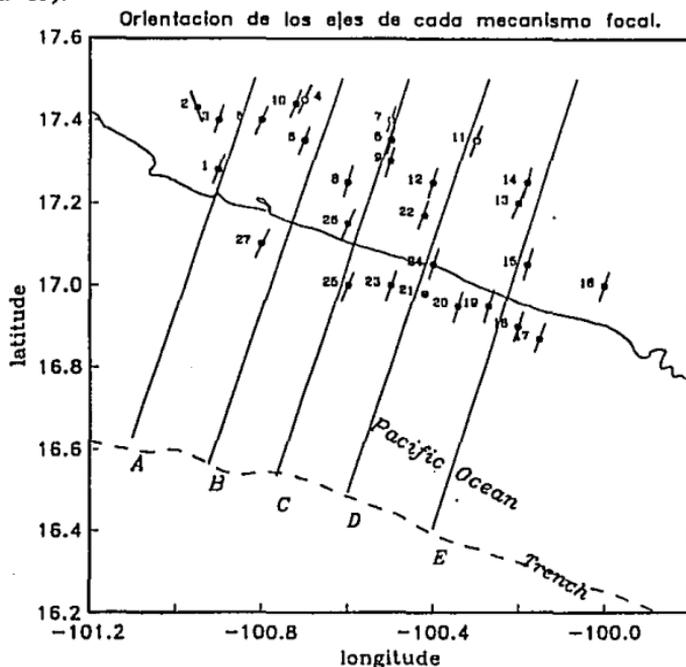
cuando presentan mecanismos de falla normal, son eventos tensionales que están dentro de la placa subducente (Suárez et. al., 1990)

Por otra parte, Domínguez (1991) ha analizado la sismicidad detectada por el Servicio Sismológico Nacional, la Red Telemétrica de Guerrero y la Red del Caracol que se manifiesta en la zona del Rfo Balsas. Ahí se han encontrado eventos con profundidades que no rebasan los 65 km y que en su mayoría presentan mecanismos compuestos de falla normal con los ejes de tensión en dirección del movimiento relativo de la placa y que al parecer reflejan la continuación del movimiento de subducción de la Placa de Cocos bajo la Placa Norteamericana.

Vale la pena mencionar que el Gap de Guerrero es aparentemente el único sitio identificado en el mundo donde se han identificado estas dos bandas epicentrales paralelas de sismicidad en la que los eventos localizados no exceden de los 60 km de profundidad. Además sugiere que la subducción de la placa lleva una penetración normal hasta profundidades cercanas a los 30 km en donde al parecer la placa subducente sufre una flexión abrupta hacia arriba que cambia la trayectoria de la placa a una orientación casi horizontal hasta por una distancia de aproximadamente 200 km desde la trinchera (Suárez et. al., 1990; Domínguez, 1991).

## **V. Análisis de Resultados**

Para hacer un análisis mas detallado de los resultados se elaboró un mapa mostrando la orientación aproximada de los ejes principales de esfuerzos para cada mecanismo focal obtenido (Figura 15).



*Figura 15.-* Resumen de la zona de estudio en la que se ubica en su posición aproximada los ejes de interés de cada mecanismo focal obtenido, así como la orientación de los perfiles. Los círculos abiertos pertenecen a la orientación de los ejes de esfuerzo "T" y los círculos cerrados u oscuros a la orientación de los ejes de compresión o "P"

En la figuras 16 a 20 se muestran los cinco perfiles divididos en dos partes, por ejemplo en el caso de la figura 16a, se muestra el perfil A indicado en la figura 15 en el que se grafican los

hipocentros de los eventos incluidos en cada perfil y la figura 16b muestra la ubicación de los ejes principales de esfuerzos de los mecanismos comprendidos en dicho perfil.

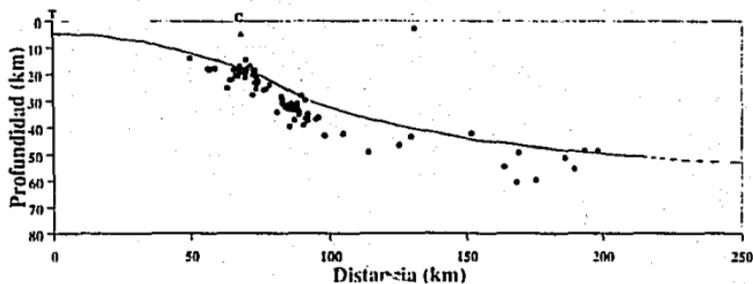
Al observar los perfiles (figuras 16 a 20) notamos que la distribución de hipocentros refleja la subducción de la Placa de Cocos bajo la Placa Norteamericana. En la zona de subducción existe una ausencia de sismos entre los 25 y los 32 km de profundidad. Esta vacío de sismicidad se observa también claramente en el mapa de epicentros (Fig. 10), como el espacio que separa a las dos bandas mencionadas. Aparece también una total ausencia de sismicidad en la placa que cabalga (Placa Norteamericana), la cual es más clara en los perfiles A, B y C (Fig. 16, 17 y 18). En los perfiles podemos notar que la mayor concentración de hipocentros la tenemos a las profundidades de alrededor de 20 km y 35 km para aquellos que nos den mecanismos de falla inversa y de 42 km para los que se obtienen mecanismos de falla normal.

De los perfiles (Fig. 16 a 20) se pueden observar que los eventos con profundidades menores a 25 km muestran mecanismos focales de falla inversa de bajo ángulo, característicos de una zona de subducción. En esta zona podemos suponer que es el sitio donde se encuentra el mayor contacto sismogénico, es decir, el mayor acoplamiento entre las placas (Suárez et. al., 1990; Ruff y Kanamori, 1983), en la que los ejes de compresión (P) muestran una orientación que refleja el movimiento relativo de la Placa de Cocos.

Los eventos con profundidades hipocentrales entre 32 km y 38 km, presentan mecanismos de falla inversa en lo que también los ejes de compresión (P) tienen la orientación del movimiento relativo de la placa de subducente. A esta profundidad los ejes de compresión dejan de ser típicos de subducción y empiezan a ser casi horizontales siguiendo la trayectoria de la placa subducente y

empezando a reflejar los esfuerzos de flexión a los que esta sometida la placa en subducción al no poder seguir penetrando en el manto con una trayectoria "normal", sufriendo un empuje que la hace continuar la subducción en forma casi horizontal.

Los hipocentros que tienen profundidades mayores a los 40 km y que muestran mecanismos compuestos de falla normal en la que ahora los ejes de tensión (T) están en la dirección del movimiento relativo de la Placa de Cocos (N37°E), (Suárez et. al., 1990) bajo la Placa Norteamericana. La geometría resultante de la placa de Cocos sugiere que los esfuerzos flexurales a los que está siendo sometida provoca este fenómeno de doble zona sísmica en la que se presentan ejes de compresión en la parte superior y ejes de tensión en la parte inferior con la orientación del movimiento relativo de dicha placa y que sugiera que en ese sitio la Placa de Cocos está sufriendo una flexión siguiendo una trayectoria casi horizontal hasta una distancia aproximada de 200 km de la trinchera (Domínguez, 1991).



Perfil A

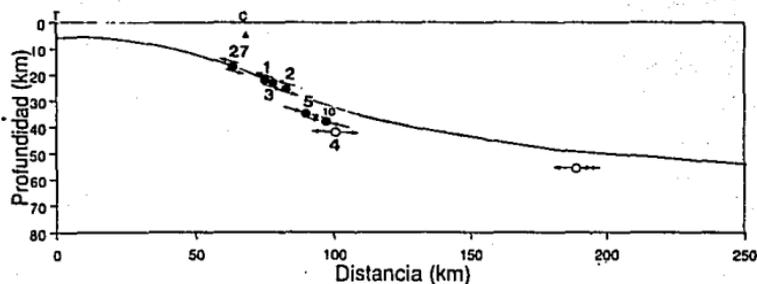
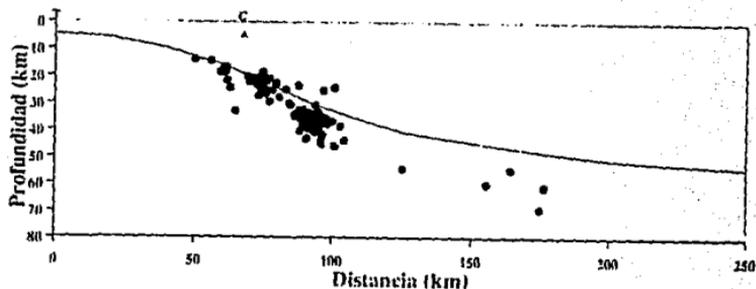


Figura 16.- Perfil A obtenidos a partir de las figuras 11 y 15 y que muestran el movimiento relativo de la placa de Cocos bajo la placa Norteamericana, cada perfil se divide en dos partes, el primero muestra los hipocentros y el segundo exhibe los ejes de interés de cada mecanismo focal que dan los hipocentros mencionados arriba.



Perfil B

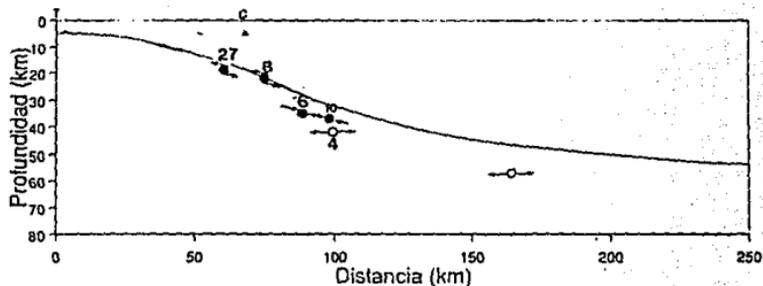
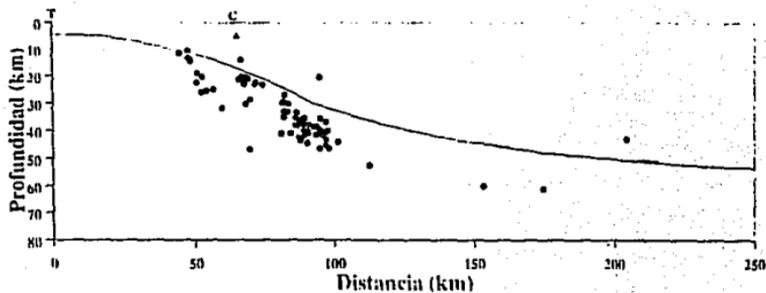


Figura 17.- Perfil B obtenidos a partir de las figuras 11 y 15 y que muestran el movimiento relativo de la placa de Cocos bajo la placa Norteamericana, cada perfil se divide en dos partes, el primero muestra los hipocentros y el segundo exhibe los ejes de interés de cada mecanismos focal que dan los hipocentros mencionados arriba.



Perfil C

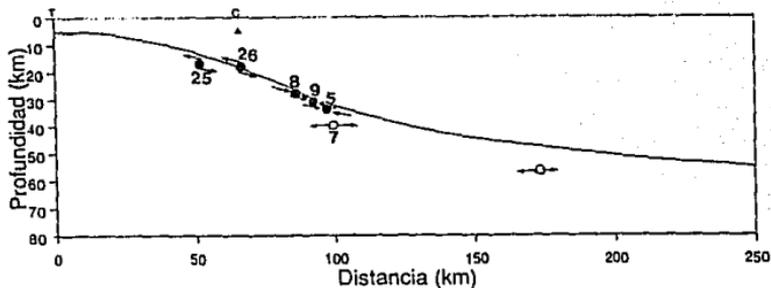
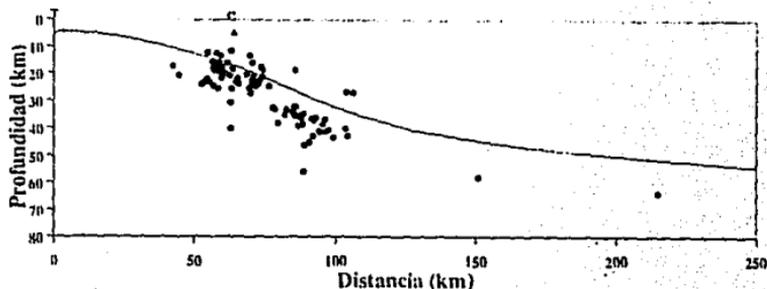


Figura 18.- Perfil C obtenidos a partir de las figuras 11 y 15 y que muestran el movimiento relativo de la placa de Cocos bajo la placa Norteamericana, cada perfil se divide en dos partes, el primero muestra los hipocentros y el segundo exhibe los ejes de interés de cada mecanismos focal que dan los hipocentros mencionados arriba.



Perfil D

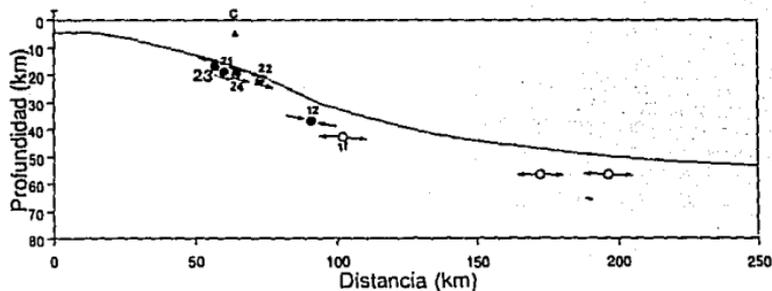
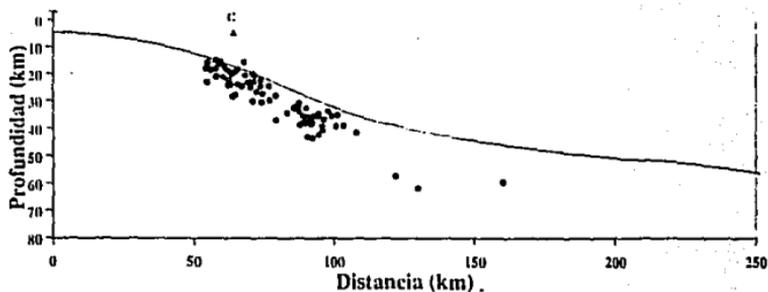


Figura 19.- Perfil D obtenidos a partir de las figuras 11 y 15 y que muestran el movimiento relativo de la placa de Cocos bajo la placa Norteamericana, cada perfil se divide en dos partes, el primero muestra los hipocentros y el segundo exhibe los ejes de interés de cada mecanismos focal que dan los hipocentros mencionados arriba.



Perfil E

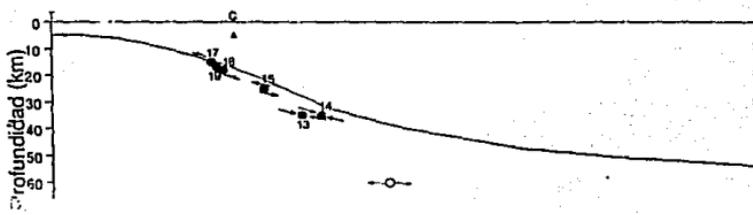


Figura 20.- Perfil E obtenidos a partir de las figuras 11 y 15 y que muestran el movimiento relativo de la placa de Cocos bajo la placa Norteamericana, cada perfil se divide en dos partes, el primero muestra los hipocentros y el segundo exhibe los ejes de interés de cada mecanismos focal que dan los hipocentros mencionados arriba.

La Figura 21 muestra en forma esquemática lo expuesto líneas arriba y en ella podemos observar que la zona de mayor contacto la ubicamos a los 20 km de profundidad, las compresiones las ubicamos dentro de la placa subducente a una profundidad promedio de 35 km con una orientación horizontal y las tensiones inmediatamente abajo de las compresiones pero a la profundidad promedio de 42 km en la que las tensiones son horizontales. El modelo aquí expuesto semeja una barra que esta empotrada en un extremo (zona de mayor acoplamiento) y que esta siendo flexionada hacia arriba en el otro extremo (empujada hacia arriba por el manto).

#### MODELO PROPUESTO

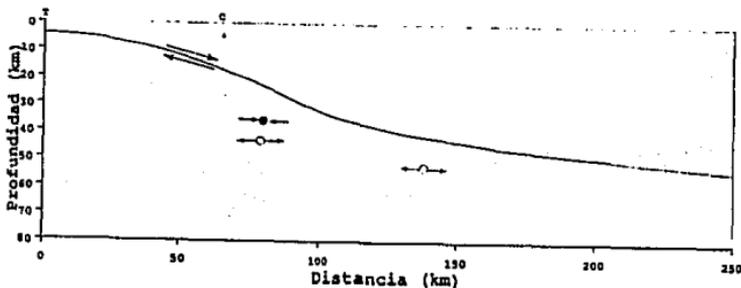


Figura 21.- Modelo propuesto a partir de los resultados obtenidos en él que se puede apreciar que los sismos con profundidades menores a 25 km definen la zona de contacto entre las placas y los sismos con profundidades mayores a 32 km y que se originan dentro de la placa subducente producto de los esfuerzos flexurales dentro de la placa de Cocos provocados por la flexión que ocurre a esa profundidad.

Por otra parte en la Brecha de Guerrero el espesor continental es de tan sólo 45 km (Suárez et. al., 1990) y que comparado con otras zonas que presentan este mismo fenómeno como Argentina-Chile, Perú (Stauder, 1975) y las Kuriles (Samowitz y Forsyth, 1981) el espesor de la litósfera con respecto a Guerrero, está en relación de 2:1 (Figura 22). Todo ésto lo hace una zona única en el mundo que puede ser estudiada a detalle, debido a que las estaciones de monitoreo están ubicadas sobre el gap y que en sitios como Perú-Argentina no puede llevarse a cabo un estudio semejante porque no es favorable la ubicación de epicentros pues la distancia entre la trinchera y la costa es mayor y no favorece al hacer un estudio de este tipo ya que las estaciones de monitoreo no están sobre el gap como ocurre en la brecha de Guerrero.

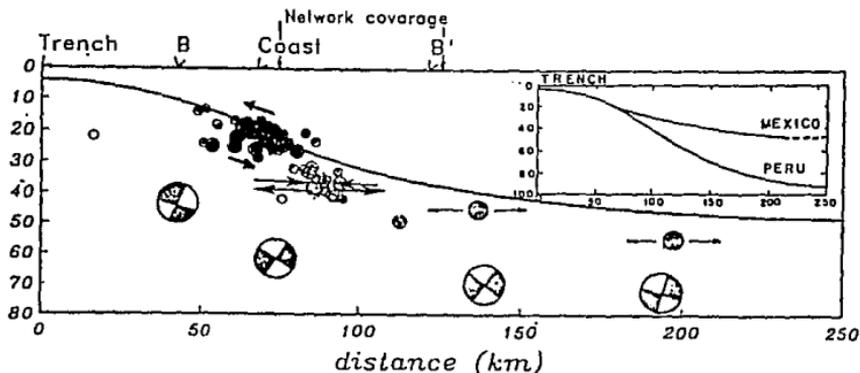


Figura 22.- Aquí se muestra la comparación con Perú en lo referente a espesor cortical y que como se puede observar está en una relación aproximada de 2 a 1, también podemos ver el modelo propuesto por Suárez et. al.(1990) haciendo uso de los hipocentros y ubicando a la profundidad aproximada su correspondiente mecanismo focal, que da una idea del comportamiento de la placa subducente.

En el mundo existen otros sitios que presentan dobles zonas sísmicas, sólo que en ellos la placa subducente continúa con una trayectoria normal de subducción de aproximadamente 30 a 45°. Algunos de los lugares más conocidos son los siguientes:

#### V.1 Islas Marianas.

En la parte norte de las Islas Marianas encontramos una sismicidad con rangos de profundidad de 80 a 120 km. Aquí la zona de Benioff experimenta un pronunciado curvamiento con radio de curvatura de 200 km aproximadamente. Después presenta una descendencia casi vertical a profundidades mayores de 600 km (Samowitz y Forsyth, 1981). (Figura 23).

En el rango de profundidad que va de 80 a 120 km, se observa una doble banda de sismicidad. La banda inferior está separada de la banda superior por una distancia entre 30 a 35 km siendo el espesor de la banda superior menor que 20 km.

Para esta región la información obtenida por mecanismos focales compuestos indican: 1) Un estado de esfuerzos de tipo tensional para la zona sísmica inferior y (2) De tipo compresional para la zona sísmica superior. Se ha interpretado que este patrón de sismicidad podría haber sido generado por esfuerzos termales ó flexiones de la placa, la cual pudo haber sido deformada originalmente en forma inelástica (Samowitz y Forsyth, 1981).

Sin embargo, Samowitz y Forsyth (1981) indican que "Una doble banda de sismicidad no es un rasgo universal en la subducción de placas", y atribuye la doble banda de sismicidad a varias posibilidades que incluye, esfuerzos termales, cambios de fase en el manto superior, ó el combamiento de la placa en una astenosfera menos viscosa.

Fujita y Kanamori (1981) clasifican la litósfera subducente bajo las Marianas como vieja y de una velocidad de placa lenta, la cual según ellos no puede exhibir una doble banda de sismicidad. Los eventos que se utilizan en este trabajo tienen un error standard de 15 km después de la relocalización, y de ellos escogen aquellos que tienen un error menor a los 10 km de profundidad, esto se debe a que su red telemétrica no está sobre el gap por lo que su control es muy pobre en algunas partes del gap (Samowitz y Forsyth, 1981), (Figura 23).

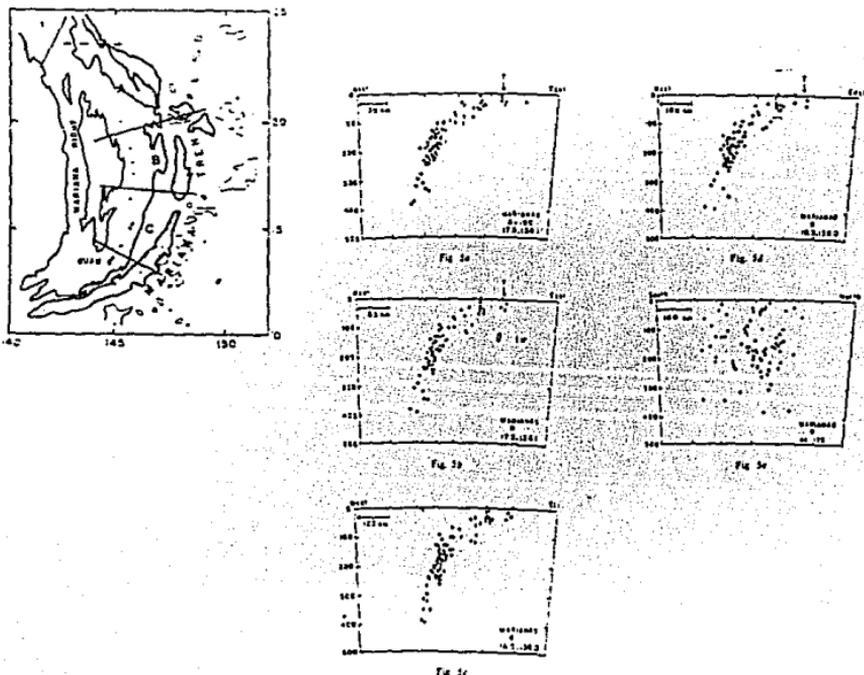


Figura 23.- Las islas Marianas muestran una doble zona sísmica que sigue un curso normal de subducción (siguiendo la curvatura de la Tierra).

## V.2 Japón.

En Japón Hasegawa et. al (1978a: 1978b) estudiaron la parte noreste de la isla de Honshu en el distrito de Tohoku, donde se presentan dos bandas de sismicidad casi paralelas con profundidad de 0 a 200 km con una distancia entre una y otra de 30 a 40 km (Figura 24). Estos autores obtienen utilizando el método de mecanismos focales compuestos, que en la zona sísmica superior existen fallas inversas o compresionales y en la banda inferior, mecanismos de esfuerzos tensionales o de falla normal. (Figura 24).

Para esta región los datos de los hipocentros fueron minuciosamente determinados utilizando la red de monitoreo de la Universidad de Tohoku, encontrando que las diferencias entre los epicentros calculados y las localizaciones reales es de alrededor de 2 km y la diferencia entre los dos planos en dirección vertical varía de 30 a 40 km, el buzamiento de los dos planos es del orden de  $30^\circ$ , además los dos planos coinciden uno con otro a profundidades cercanas a los 200 km.

En Japón se presenta el mismo caso que en la Marianas, como existe un control pobre sobre la trinchera, no toman los eventos con profundidades menores a 50 km y concluyen que el eliminar estos eventos no afecta las conclusiones generales debido principalmente a que la flexión de la placa ocurre a profundidades mayores a los 50km.

En los resultados que muestran (Hasegawa et. al 1978), los ejes de presión son casi paralelos al buzamiento de la zona sísmica profunda a profundidades mayores de 110 km y los ejes de tensión son casi paralelos al buzamiento de la zona sísmica que va de 60 a 100 km de profundidad.

En resumen la banda superior va de los 0 a los 200 km de profundidad con mecanismos de falla inversa y la banda inferior va de 50 a 200 km de profundidad con mecanismos de falla normal. Las dos con ángulos de buzamiento cercano a los  $30^\circ$  (Hasegawa et. al., 1978), (Figura 24).

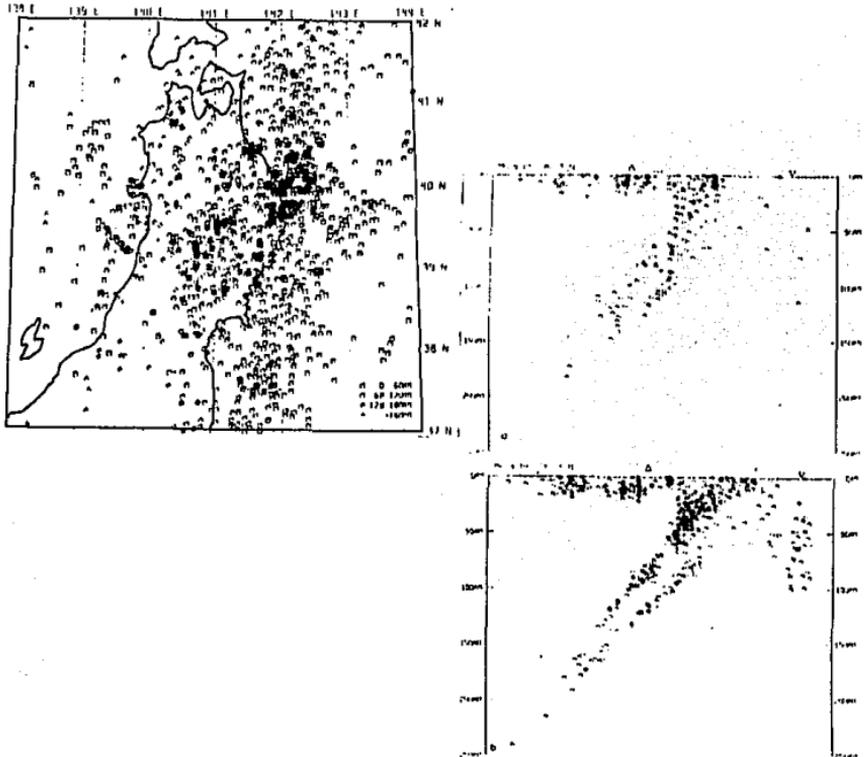


Figura 24.- Mapa de Japón que muestra los hipocentros y un par de perfiles en los que también se observa una doble zona sísmica que sigue un curso normal de penetración.

### V.3 Las Aleutianas.

La sismicidad localizada en la Aleutianas es por medio de la red de Adak (Engdahl y Scholz, 1977). En la zona se encuentra una doble banda de sismicidad con 25 km de separación entre una y otra, las cuales se fusionan a profundidades cercanas a los 175 km. Los mecanismos focales que resultan del estudio de esta zona muestran compresión para la banda superior y tensionales para la banda inferior (Engdahl y Scholz, 1977), (Figura 25).

En ella las dos zonas de sismicidad empiezan alrededor de los 70 km de profundidad y gradualmente se van fusionando hasta la profundidad de 175 km. Para este caso se sugieren varias posibilidades: 1) Que la doble zona se debe a una transición de fase en la que intervienen el olivino, 2) Que sean zonas separadas por una desgarradura, 3) Que la doble zona ocurre como consecuencia de la deformación de la litósfera oceánica durante la subducción (Engdahl y Scholz, 1977). (Figura 25).

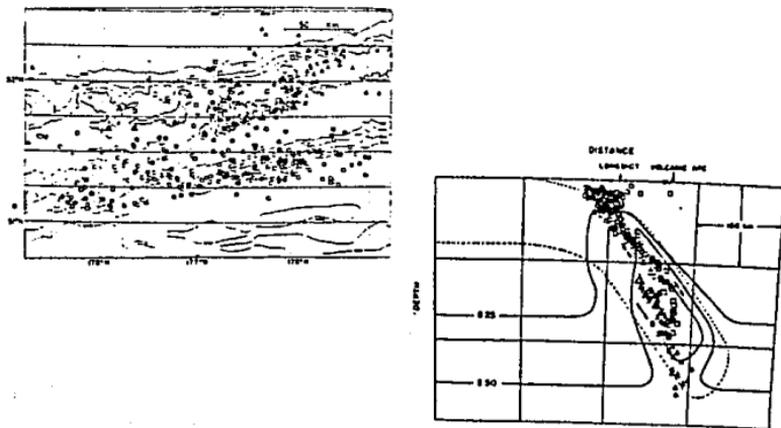


Figura 25.- Mapa de las Aleutinas que al igual que los casos de Japón y las Marianas exhibe una doble zona sísmica hipocentral y que sin embargo sigue un curso normal de penetración.

#### V.4 La Brecha de Guerrero.

Como podemos observar en los sitios mencionados arriba, tenemos al igual que en la brecha de Guerrero una doble zona sísmica en la que también tienen los dos tipos de mecanismo compresionales para la zona sísmica superior y tensionales para la zona sísmica inferior. Existen, sin embargo importantes diferencias geométricas entre estas regiones y la costa de Guerrero. Mientras en aquellas zonas del Pacífico oriental la zona sísmica doble se presenta a profundidades mayores de los 100 km, en Guerrero no excede los 45 km. Además, el monitoreo que se hace de la sismicidad para las otras regiones no les permite tener un control sobre la profundidad en los primeros 50 km, debido a que las estaciones sismológicas no están sobre el contacto sismogénico debido a que la distancia de la costa a la trinchera es muy grande. Sin embargo, logran delinear claramente la trayectoria de la placa que subduce y que como podemos ver se comporta de manera diferente a la placa de Cocos en la brecha de Guerrero. Estas diferencias quizás se deben a que en la zona de subducción de Guerrero lo lleva a cabo una placa joven que teóricamente no tiene el peso ni la densidad suficiente para continuar una trayectoria normal de penetración.

## **VI.- Conclusiones.**

Las conclusiones mas importantes del estudio podrian resumirse de la siguiente manera:

- El uso del método de evento maestro es un buen procedimiento que nos permite comparar la localización inicial de un evento con su localización relativa a un evento de mayor confianza y observar la diferencia hipocentral. En nuestro caso las diferencias nunca fueron mayores de decenas de metros en localización epicentral y de cientos de metros en la estimación de profundidad.
- El uso de mecanismos focales nos dan una buena idea de la morfología de la placa subducente y de los esfuerzos que actuan en ella.
- La Brecha de Guerrero presenta una doble banda de sismicidad bien diferenciada con eventos que se pueden dividir en dos grupos : sismos costeros, (ubicados sobre la línea de costa y paralelos a la trinchera) y sismos continentales (también paralelos a la trinchera y la linea de costa pero ubicadas 15 o 20 km dentro del continente).
- Los sismos costeros que se ubican en la primer banda a profundidades menores que 25 km muestran mecanismos de fallamiento inverso de bajo ángulo, típicos de un sitio en que se presenta el fenómeno de subducción, en el que tenemos el mayor contacto sismogénico.
- En la segunda banda (sismos continentales) los epicentros se encuentran 15 o 20 km dentro del continente paralelos a la línea de costa en el que la sismicidad se divide en dos familias:

a) La primera con profundidades entre 32 y 38 km, presenta mecanismos de falla inversa interpretados como intraplaca cuyos ejes de presión (P) tienen la dirección del movimiento relativo de la placa.

b) La segunda muestra profundidades focales de entre los 40 km y 45 km. Los mecanismos focales son de tipo normal, donde los ejes de tensión están orientados en la dirección del movimiento relativo de la placa (estos eventos también son intraplaca).

La Placa de Cocos presenta una subducción "normal" entre la trinchera y los 40 km de profundidad y que con base en la geometría que presenta muestra una flexión abrupta cambiando su dirección de penetración cerca de la costa para seguir una trayectoria casi horizontal hasta más allá de los 200 km de distancia de la trinchera. Está geometría es corroborada por el análisis que hace Domínguez (1991) en la zona del río Balsas donde la sismicidad parece reflejar la continuación de la subducción de la placa de Cocos bajo la placa Norteamericana. El cambio brusco en la geometría de la placa cerca de la costa produce esfuerzos de flexión en la litósfera en subducción que se reflejan en la presencia de una zona sísmica doble, similar a las encontradas en otras regiones del mundo (Aleutianas, Japón, ...), a mayor profundidad.

La Brecha de Guerrero es una zona única en el mundo que se puede estudiar a detalle y que puede aportar un buen cúmulo de conocimientos para aquellas zonas que presenten el mismo fenómeno de subducción.

**Bibliografía.**

**ESTA TESIS NO DEBE  
SALIR DE LA BIBLIOTECA**

- Bevis, M e Isacks, B  
*Hypocentral Trend surface analysis: probing the geometry of Benioff zones.*  
 J. Geophys. Res. 89, 6153 - 6170, 1984
- Brillinger, D.R., Udfas, á. y Bolt, B. A.  
*A probability model for regional focal mechanism solution*  
 Bull. Seism. Soc. Amer., 70, 1, 149 - 170, 1980
- Burbach, G.V., Frolich, C., Pennington, W.D. y Matumoto, T.  
*Seismicity and tectonics of the Cocos Plate*  
 J. Geophys., 89, B9, 7719 - 7735, 1984
- Dewey, J.R.  
*Seismicity studies with the method of joint hypocenter determination*  
 Disertation, Universidad de Berkeley, 1971
- Domínguez, J.  
*Geometría de la placa de Cocos en la zona del río Balsas, Guerrero*  
 Tesis licenciatura, UNAM, 1991 (en proceso)
- Engdahl, E.R. y Scholz, C.H.  
*A double Benioff zone beneath the Central Aleutians: an unbending of the lithosphere*  
 Geophys. Res. Let., 4,10, 473 - 476, 1977
- Fujita, K. y Kanamori, H.  
*Double seismic zones of the intermediate depth earthquakes*  
 Geophys. J. astr. Soc., 66, 131 - 156, 1981
- Hasegawa, A., Umino, N. y Takagi, A.  
*Double-planed structure of the deep seismic zone in the Northeastern Japan arc*  
 Tectonophysics 47, 43 - 58, 1978a
- Hasegawa, A., Umino, N. y Takagi, A.  
*Double-planed deep zone and upper mantle structure in the Northeastern Japan Arc*  
 Geophys. J.R. astr. Soc., 54, 281 - 296, 1978b

Jarrard R. D.

*Relations among subduction parameters*  
Rev. Geophys., 24, 2, 217 - 284, 1986

Kelleher, J.; Sykes, L. y Oliver, J.

*Possible criteria for predicting earthquake locations and their application to major boundaries of the Pacific and the Caribbean.*  
J. Geophys. Res., 78, 14, 2547 - 2584, 1973

Le Fevre, L. V., y McNally, K.C.

*Stress distribution and subduction of aseismic ridges in the Middle America subduction zone*  
J. Geophys. Res., 90, B6, 4495 - 4510, 1985

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

*A Computer program for determining hypocenter, magnitude and first motion pattern of local earthquakes*  
Reporte, U.S. Geological Survey, 1978

Ligorria Arroyo, J.P.

*Estructura de la corteza terrestre por medio de sismicidad natural*  
Tesis licenciatura, IPN, 1989

Malagón, M. A.

*Calibración y estimación de magnitudes para sismos históricos de México.*  
Tesis licenciatura, UNAM, 1990

Minster, J. B. y Jordan, T. H.

*Present-day plate motions*  
J. Geophys. Res., 83, 5331 - 5354, 1978

Mammerickx, J. y Klitgord, K. D.

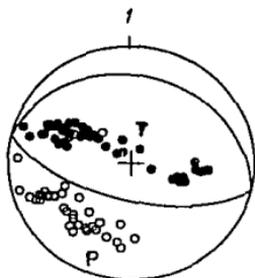
*Northern East Pacific rise magnetic anomaly and bathymetric framework*  
J. Geophys. Res., 87, B8, 6725 - 6750, 1982

McCann, W. R., Nishenko, S. P., Sykes, L. R. y Krause, J.

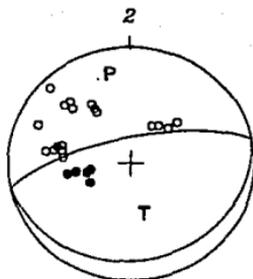
*Seismic gaps and plate tectonics: Seismic potential for major boundaries*  
PAGEOPH, 117, 1082 - 1147, 1979

- Molnar, P. y Sykes, L.R.  
*Tectonics of the Caribbean and Middle America regions from focal mechanisms and seismicity*  
 Geol. Soc. Am. Bull., 80, 1639 - 1684, 1969
- Nishenko, S. y Singh, S. K.  
*Conditional probabilities for the recurrence of large and great interplate earthquakes along the Mexican subduction zone*  
 Bull. Seis. Soc. Am., 77, 6, 2095 - 2114, 1987
- Ruff, L. y Kanamori, H.  
*Seismic coupling and uncoupling at subduction zone*  
 Tectonophysics 99, 99 - 117, 1983
- Solís, S  
*Fabricación e instalación de una red telemétrica sismológica*  
 Tesis licenciatura, UNAM., 1987
- Samowitz, I.R. y Forsyth, D.W.  
*Double seismic beneath the Mariana Island arc*  
 J. Geophys. Res., 86, B8, 7013 - 7021, 1981
- Singh, S.K., Rodríguez, M. y Espíndola, J. M.  
*A catalog of shallow earthquakes of Mexico from 1900 to 1981*  
 I.G.F., BSSA, 1983
- Suárez, G., Monfret, T., Wittlinger, G. y David, Ch.  
*Geometry of subduction and depth of the seismogenic zone in the Guerrero gap, Mexico.*  
 Nature, 345, 6273, 336 - 338, 1990
- Stauder, W.  
*Subduction of the Nazca plate under Peru as evidenced by focal mechanisms and by seismicity*  
 J. Geophys. Res., 80, 8, 1053 - 1064, 1975
- Udías, A.  
*Mecanismos de los terremotos y tectónica*  
 Fac. de Ciencias Físicas, Universidad Complutense, Madrid  
 Ied., 1985

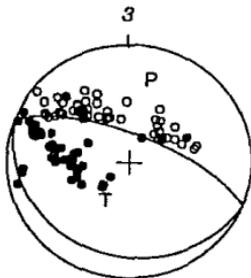
## Apéndice.



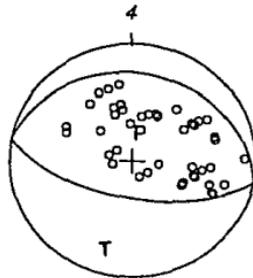
16 Eventos.



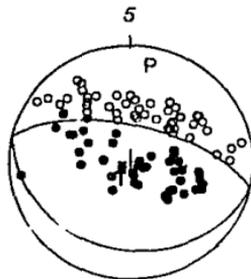
6 Eventos.



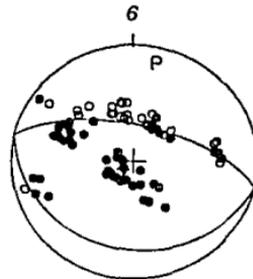
20 Eventos.



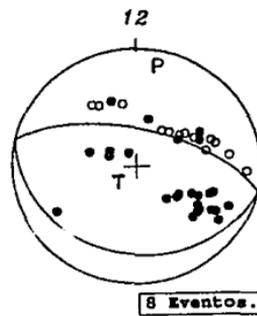
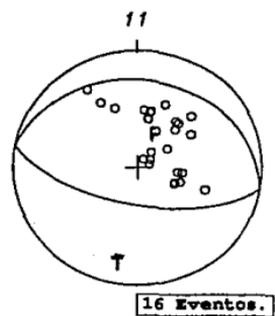
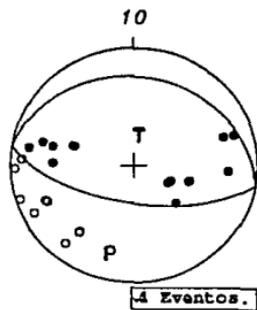
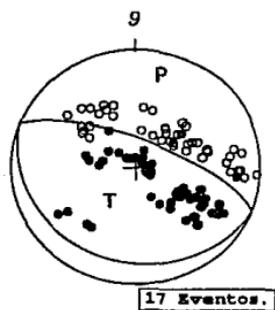
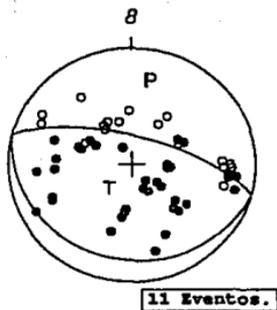
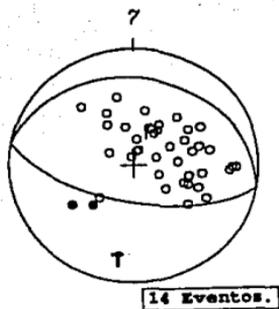
6 Eventos.

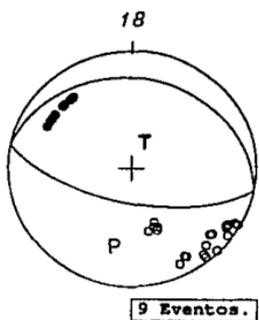
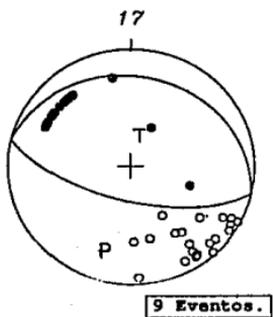
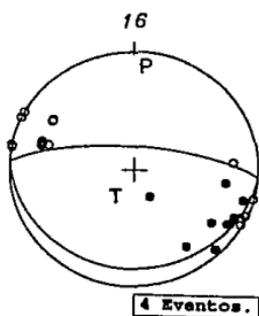
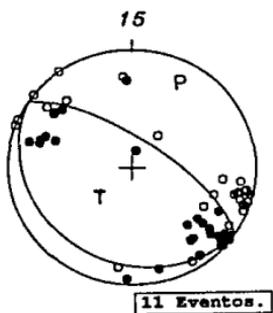
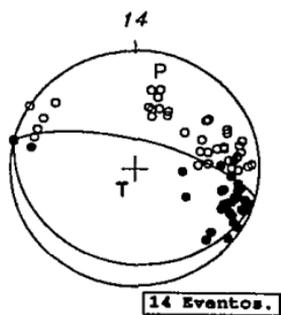
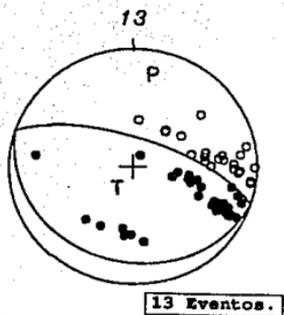


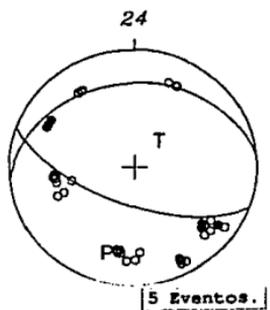
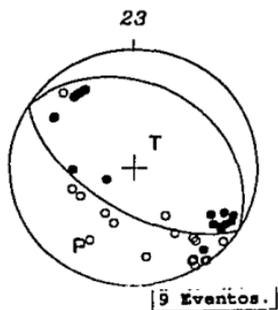
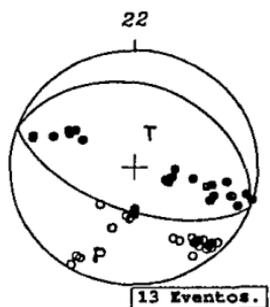
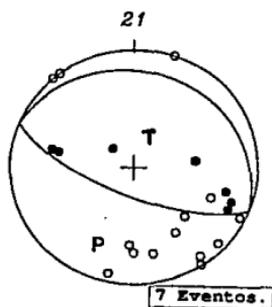
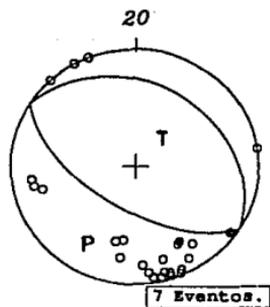
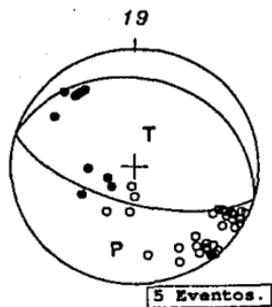
30 Eventos.

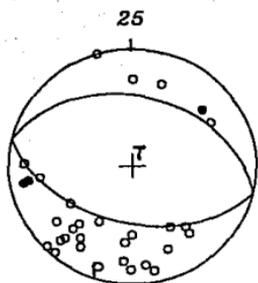


14 Eventos.

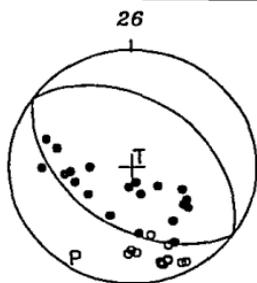




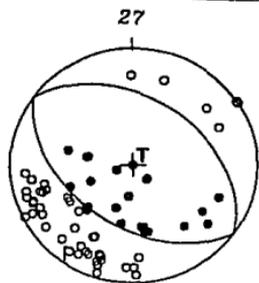




6 Eventos.



6 Eventos.



14 Eventos.