



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA
DE MÉXICO**

FACULTAD DE CIENCIAS

Determinación de los procesos de ruptura de los eventos de la zona costera de Oaxaca ($M \geq 6$) en el periodo de 1982-1999.

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:

FÍSICA

P R E S E N T A:

Ana Belém Zavaleta Ramos.

**DIRECTOR DE TESIS:
Dr. Luis Quintanar Robles
2008**

1. Datos del alumno.
Zavaleta
Ramos



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.

Ana Belém
55-95-59-59
(044-55)32 28 80 45
Universidad Nacional Autónoma de México
Facultad de Ciencias
Física.
40109187-2

2. Datos del tutor

Dr.
Quintanar
Robles
Luis

3. Datos de sinodal 1

M. en C.
Garduño
López
Manuel René

4. Datos de sinodal 2

Dr.
Yamamoto
Victorio
Jaime

5. Datos de sinodal 3

Dra.
Rosalía
Ridaura
Sanz

6. Datos de sinodal 4

Dr.
Aguirre González
Jorge

7. Datos de la Tesis

Determinación de los procesos de ruptura en el estado de Oaxaca ($M \geq 6$) en el periodo de 1982-1999.

65p.
2008

A ti que no quisiste ser mencionado, pero siempre serás recordado.

Agradecimientos.

Quiero agradecer en primer lugar a mis padres, que gracias a ellos y a su esfuerzo pude terminar esta carrera. A toda mi familia que no entendían por qué estudiaba Física y aun así me apoyaron. A mi tío Andrés que me ayudo en la redacción y a mi tío Alberto que no quitaba el dedo del renglón preguntándome cuando terminaría la tesis.

A Luis Quintanar un agradecimiento especial por haber sido mi profesor en la Facultad y mi director de tesis y en especial por haberme tenido tanta paciencia y dedicación.

A toda la banda de la Facultad por su compañía, los buenos ratos de “debraye” y sobre todo sus consejos; a JC por su apoyo en todo momento.

A mis sinodales el M. En C. Manuel René Garduño López, el Dr. Jaime Yamamoto Victorio, la Dra. Rosalía Ridaura Sanz y el Dr. Jorge Aguirre González.

A mi querida abuela, al profesor Oscar Falcón y a mi buen amigo Eric que aunque ahora estén lejos, siguen estando muy presentes en mi mente.

A todos los maestros que he tenido, en especial a los de la carrera por compartir su conocimiento y haberme soportado.

Y a todas las personas que han entrado y salido de mi vida y cuyo sello aun persiste, muchas gracias.

Índice	
Introducción	5
Capítulo 1 Conceptos básicos de Sismología	7
1.1 Geología de Oaxaca	9
1.2 Geología estructural	11
1.3 Sismicidad Regional	13
1.4 Historia Sísmica de Oaxaca	16
1.5 Análisis de los eventos 1982-1999	17
Capítulo 2. Método de análisis	28
2.1 Observaciones espectrales en el campo lejano	30
2.2 Modelado de señales	32
2.3 Modelado de las ondas P	33
Capítulo 3. Resultados	35
3.1 Análisis de resultados	35
3.2 Modelado	40
Conclusiones	62
Referencias	63

Introducción.

El estado de Oaxaca es una de las regiones de más alta sismicidad en México; se han realizado muchos estudios sobre esta región por investigadores tanto nacionales como extranjeros; uno de los primeros fue durante el siglo XIX que fue llevado a cabo por Orozco y Berra.

En el presente trabajo hemos intentado determinar en la medida de lo posible un catálogo homogéneo y confiable de los procesos de ruptura en el estado de Oaxaca. Para ello se ha tomado en cuenta toda la información disponible en la base de datos del Servicio Sismológico Nacional en conjunto con la Universidad de Harvard, durante los años de 1982 a 1999.

La región de interés para este estudio está situada entre los 15.49° y 16.54° latitud norte, y los 94.07° y los 98.98° de longitud oeste; las fronteras sobre la costa son el Istmo de Tehuantepec al este y el Estado de Guerrero al oeste como se observa en la siguiente Figura.



Figura 1 Mapa de la zona de estudio (imagen satelital de Google Earth).

Se recopilamos los eventos con una magnitud $M_S \geq 6.0$ y con profundidades mayores a 3km ocurridos en la zona costera de Oaxaca de 1982 a 1999.

En el Capítulo 1 se hace un repaso de conceptos básicos de sismología y una revisión de la geología de Oaxaca, su ubicación, sus fronteras, etc. En el Capítulo 2 se describen los métodos de análisis utilizados y todos los parámetros que se requieren para encontrar la distribución espacio-temporal de liberación de energía ocasionados por los terremotos. En el Capítulo 3 se hace un análisis de los resultados obtenidos correspondientes a los eventos ocurridos en el periodo de 1982 a 1999.

El presente trabajo es dar una modesta contribución a la necesidad de entender más claramente el comportamiento del fenómeno de subducción entre la Placa de Cocos y la Placa de Norteamérica en el tramo que representa el Estado de Oaxaca, altamente activo. En tal sentido se ha intentado presentar una compilación, catalogación y análisis inicial que pueda servir de base a otros estudios sobre este apasionante tema de la sismicidad en México.

Capítulo 1 Conceptos básicos de sismología.

Los sismos son liberaciones repentinas de la energía acumulada durante mucho tiempo en la corteza o parte superior del manto. Esa liberación de energía, irradia ondas sísmicas de varios tipos que se propagan desde el foco del sismo en todas direcciones a través del interior de la tierra y son detectadas a grandes distancias del epicentro, por instrumentos sensibles colocados sobre la superficie de la Tierra.

Es importante , por lo tanto, estudiar el movimiento de la superficie libre a la llegada de las ondas. Estas ondas se definen como ondas P (ondas primarias) y S (ondas secundarias), es decir, que las ondas P son las primeras en llegar a las estaciones donde se realiza la toma de señales en forma de sismogramas y las ondas S son las que llegan instantes después ya que viajan por la superficie, rara vez se propagan por el manto ya que el manto es líquido y estas se pierden en este medio y las ondas P son capaces de atravesar toda la Tierra por consiguiente constan de distintas velocidades α en ondas P y β en ondas S.

En un sismograma, se registra la combinación de la fuente, las características del medio de la ruta de propagación, del mismo modo que el ruido ambiental debido a las condiciones específicas en el momento del registro.

La Tierra tiene sus propias fuentes de energía que se ponen de manifiesto repetidamente como en formas de terremotos, actividad volcánica y formación de cordilleras, pero no fue sino hasta la mitad de la década de los años 60 cuando se desarrolló una teoría unificada para explicar la dinámica terrestre. Esta teoría, conocida como la *Tectónica de Placas*, proveyó por vez primera un bosquejo de lo que en realidad sucedía en la Tierra. En esta teoría, la parte superior de la Tierra esta formada por dos capas con diferentes características de deformación. La capa superior rígida llamada litosfera, tiene un espesor de 80km., consiste de corteza y mantos rígidos, dando origen a las diferentes placas tectónicas, como puede observarse en la Figura 2. La capa inferior, llamada la astenosfera, se extiende hacia abajo por cerca de 200km de profundidad y en el manto.

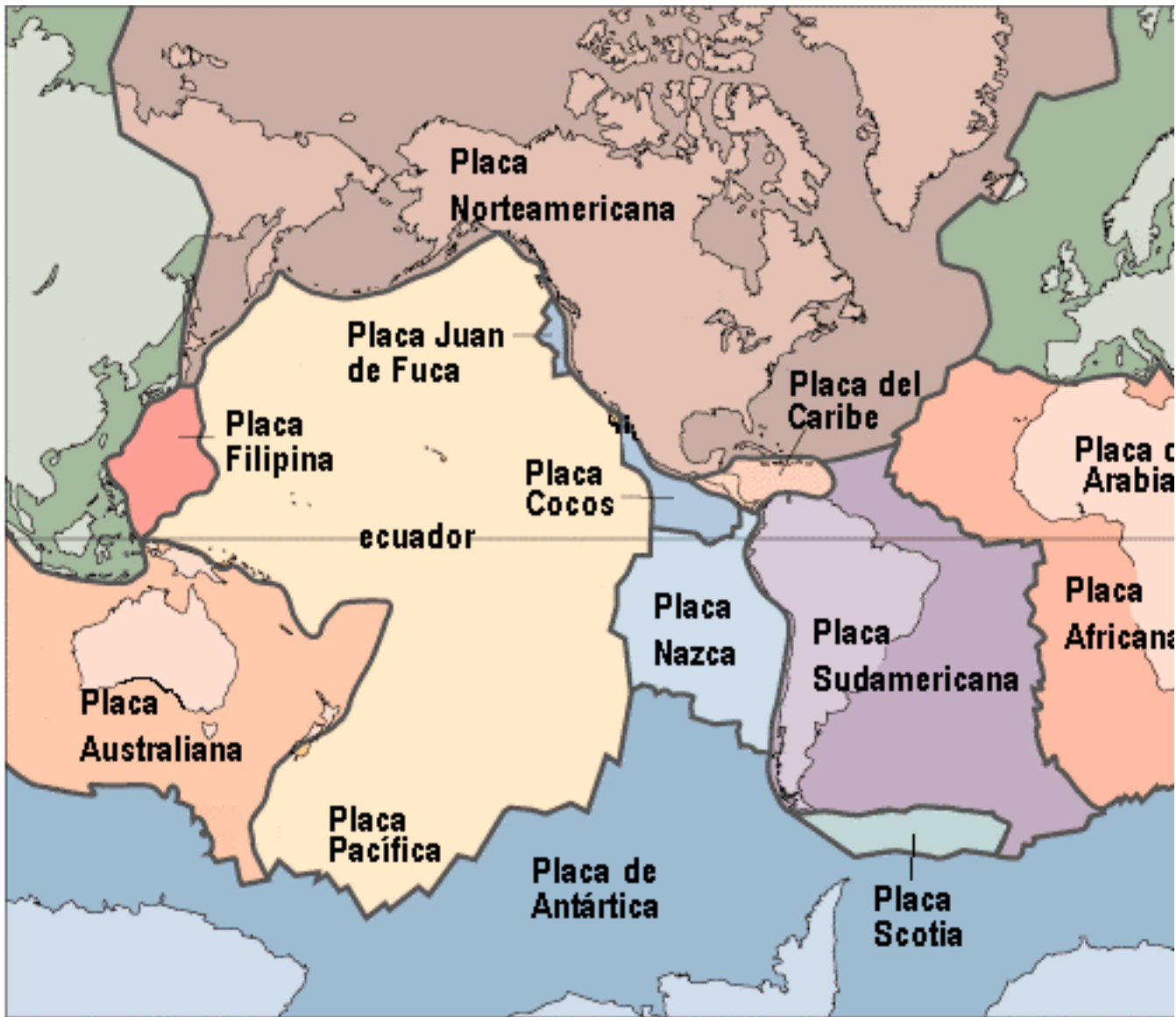


Figura 2 Límites entre las placas tectónicas principales de la Tierra.

Las placas tectónicas no son estacionarias; por lo contrario ellas flotan en un medio complejo y plástico, con una velocidad aproximada de 2 a 10 cm/año sobre la superficie blanda de la subyacente astenosfera similar a una balsa en un lago.

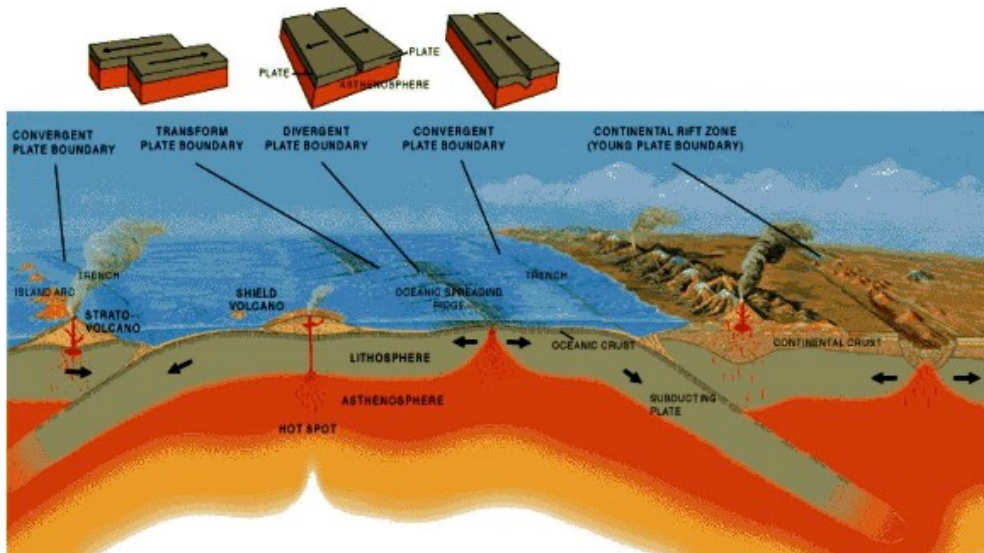


Figura 3 Placas de la Litosfera y Estenosfera, además los tipos de las fallas mencionadas a continuación.

De acuerdo a la figura anterior, existen básicamente cuatro tipos de frontera de placa correspondiente a cuatro tipos de falla que son:

1. Transcurrente.- Se producen desplazamientos horizontales y los dos bloques adyacentes se desplazan lateralmente en sentidos opuestos. Si el bloque opuesto se desplaza hacia la derecha se denomina falla transcurrente lateral derecha y si se desplaza hacia la izquierda se llama falla transcurrente lateral izquierda.
2. Normal.- En ésta el plano de falla es oblicuo respecto al horizonte en ellas se producen desplazamientos a lo largo de la superficie de la falla inclinada hacia abajo y los bloques se reajustan según las fuerzas presentes en la región tectónica.
3. Inversa.- También el plano de falla es oblicuo con respecto al horizonte, y aquí los bloques están sometidos a muchas fuerzas de compresión perpendiculares a la falla y el bloque superior es forzado a desplazarse hacia arriba y asciende respecto al bloque inferior.
4. Vertical.- Esta es un caso especial entre las fallas normal e inversa y en ella el plano de falla y la dislocación es predominantemente vertical.

1.1 Geología de Oaxaca

Numerosas investigaciones de la evolución tectónica del sur de México, indican que esta región tiene una compleja historia tectónica de repetidas fases de plegamientos.

El sur de México puede ser dividido por lo menos en cuatro regiones con base en sus bien diferenciadas características geológicas:

1. **Complejo Oaxaqueño.**- Se extiende en la parte central de Oaxaca desde Puerto Ángel hasta el sur de Puebla. Este cinturón metamórfico representa la parte más antigua del sur de la República.

2. **Complejo Acatlán**.- Se denomina así a las rocas metamórficas del paleozoico temprano expuestas en la región Mixteca situada en el sur de Puebla y en el noroeste de Oaxaca. Se distinguen dos subgrupos estratigráficos denominados Alteco y Petlalcingo; el primero formado por rocas metasedimentarias y metavolcánicas interestratificadas; el segundo constituido por tres formaciones: Migmatita Magdalena, Formación Calumba y Formación Cosoltepec, estas últimas son en su mayor parte, de origen sedimentario marino.

3. **Complejo Xolapa**.- Constituido por rocas graníticas sin deformación regional de edad paleozoica, con características de metamorfismo de alta temperatura/baja presión. Ortega sugiere que se trata de la porción de un arco magmático. El límite septentrional del complejo ocurre o bien a lo largo de fallas, o bien a lo largo de intrusivos como en el caso de las inmediaciones de Pinotepa Nacional.

4. **Complejo Tierra Caliente**.- Constituido por una gran variedad de litologías que va desde evaporitas y conglomerados de grano grueso hasta sedimentos clásicos de grano fino, tobas y corrientes lávicas. Gran parte del territorio guerrerense está cubierto por rocas ígneas extrusivas intermedias sobre todo en la región de la Tierra Caliente y al norte de la Costa Grande. Estos derrames lávicos asociados al nacimiento del Eje Volcánico Transmexicano datan de fines del Plioceno. Del Terciario son las rocas ígneas intrusivas ácidas que se presentan en el noroeste del estado en el límite entre las regiones de Tierra Caliente y Costa Grande.

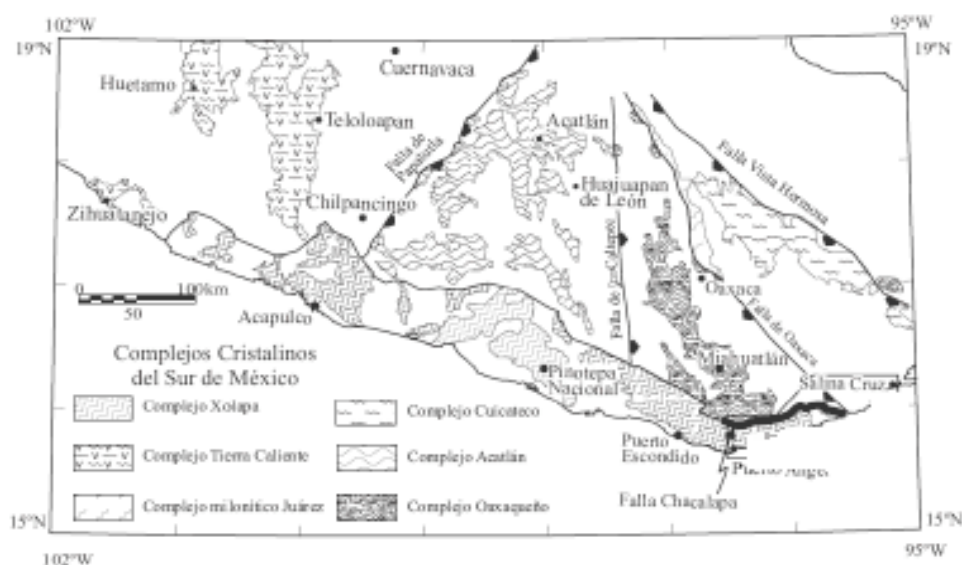


Figura 4 Mapa de la ubicación de las cuatro regiones geológicas de Oaxaca.

La región de interés de este trabajo se localiza en los complejos Oaxaqueño y Xolapa, es decir, en la zona costera de Oaxaca.

Las rocas amorfitas que afloran entre Chilpancingo y Acapulco fueron descritas en detalle y definidas estratigráficamente por De Cserna (1965) como el Complejo Xolapa de edad Paleozoica la que contiene rocas graníticas sin deformación regional, con un carácter truncado, es decir hace millones de años este continente se fracturo, de las estructuras regionales por la línea de la costa.

Sánchez-Rubio (1975), Guerrero-García (1978) y posteriormente Ortega-Gutiérrez (1981) resaltaron el contenido de las rocas migmatíticas. Ortega-Gutiérrez (1981) señaló que el complejo basal metamórfico era intrusionado por plutones sin metamorfismo ni deformación regional y dio también una interpretación tectónica al Complejo Xolapa, asentando sus características de metamorfismo de alta temperatura/baja presión y sugirió que se trataba de la proporción mesocordial de un arco magmático.

El Complejo Oaxaqueño está constituido en discordancia angular por un paquete de andesita basáltica, cubierto por una secuencia de conglomerado seguido por arenisca con intercalación de conglomerado.

La arenisca es cubierta por una brecha calcárea a la que a su vez le sobreyace caliza masiva que forma a los altos topográficos de la región.

1.2 Geología estructural.

La geología estructural del área es compleja ya que incluye una falla de escala regional que pone en contacto dos paquetes metamórficos los que a su vez se caracterizan por una historia de múltiples eventos de deformación. Los distintos episodios de deformación se manifiestan mediante estructuras del régimen cristal-plástico, transicional y frágiles con relaciones de corte que permiten establecer su cronología relativa.

Estructuras regionales.

La estructura regional de mayor importancia es la falla Chacalapa con rumbo general E-W que yuxtapone las rocas del Complejo Oaxaqueño con las del Complejo Xolapa. Esta discontinuidad tectónica se extiende más de 50 Km. Tiene características de deformaciones en el régimen dúctil, con desarrollo de milonitas con estructuras de recristalización dinámica en estado sólido y de deformación en régimen quebradizo con desarrollo de pseudotaquilitas, cataclasitas y salbandas. La zona de cizalla es continua a rumbo desde el occidente del poblado de Chacalapa hasta el oriente de Santa María Madani, pero en las cercanías del poblado Xuchil, adquiere un carácter trezado, bifurcándose alrededor de los bloques de los complejos Oaxaqueño y Xolapa, en la Figura 5 se puede observar la distribución Geológica de Oaxaca.



Figura 5 Mapa de la Geología de Oaxaca con respecto a las diferentes eras (imagen sacada de la red del INEGI).

1.3 Sismicidad Regional.

Por lo que se refiere a la sismicidad, este estado se encuentra dentro de la zona conocida como El Cinturón de Fuego del Océano Pacífico, que se caracteriza por ser una de las zonas sísmicas más activas del planeta ya que aproximadamente en la zona que bordea el Océano Pacífico respecto al continente Norteamericano que libera un 85% del total de la energía producida por los terremotos en el mundo. Estos, así como los volcanes y las orogenias intensas, son fenómenos característicos de los bordes de la placa. Frente a las costas de la entidad se localiza la llamada Fosa de Acapulco Figura 6, formando parte de la Trinchera Mesoamericana que alcanza una profundidad de 5,300 metros. Dicha fosa marca la zona donde la placa oceánica (Placa de Cocos), comienza a hundirse por debajo de la Placa Continental y poco a poco sus materiales constituidos se integran a la astenosfera.

La distribución de epicentros en la zona de Oaxaca es máxima a lo largo de la zona costera, muestra una franja de escasa actividad sísmica, orientada aproximadamente E-W siguiendo más o menos el límite sur del eje Volcánico Transmexicano como se ve en las Figuras 7 y 7a.



Figura 6 Fosa o trinchera de Acapulco y la zona costera de Oaxaca (imagen satelital de Google Earth).

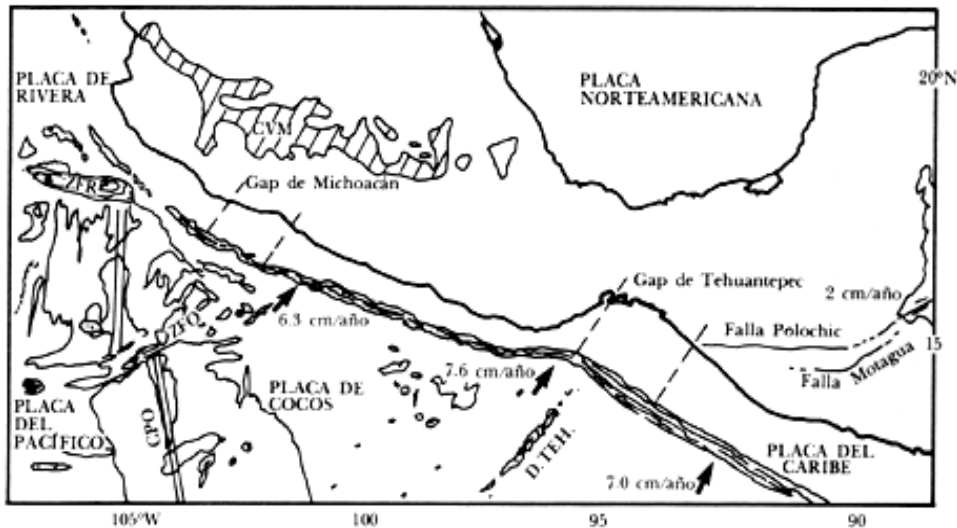


Figura 7 Mapa simplificado de las características geotectónicas del sur de México zona de fractura de Orozco (ZFO), Dorsal de Tehuantepec (D. TEH), Cinturón Volcánico Mexicano (CVM), gap de Michoacán (roto durante 1985), gap de Tehuantepec y fallas de Polochic y Motagua.



Figura 7a Mapa con los volcanes que comprende el Cinturón Volcánico Mexicano (imagen satelital de Google Earth).

La actividad sísmica de la zona costera es intensa, se caracteriza por ser superficial y mostrar zonas de concentración de focos sísmicos tal como lo muestra la Figura 8. Estas zonas de mayor actividad se extienden en franjas

aproximadamente perpendiculares a la dirección de la costa como lo muestran las flechas en la siguiente Figura.

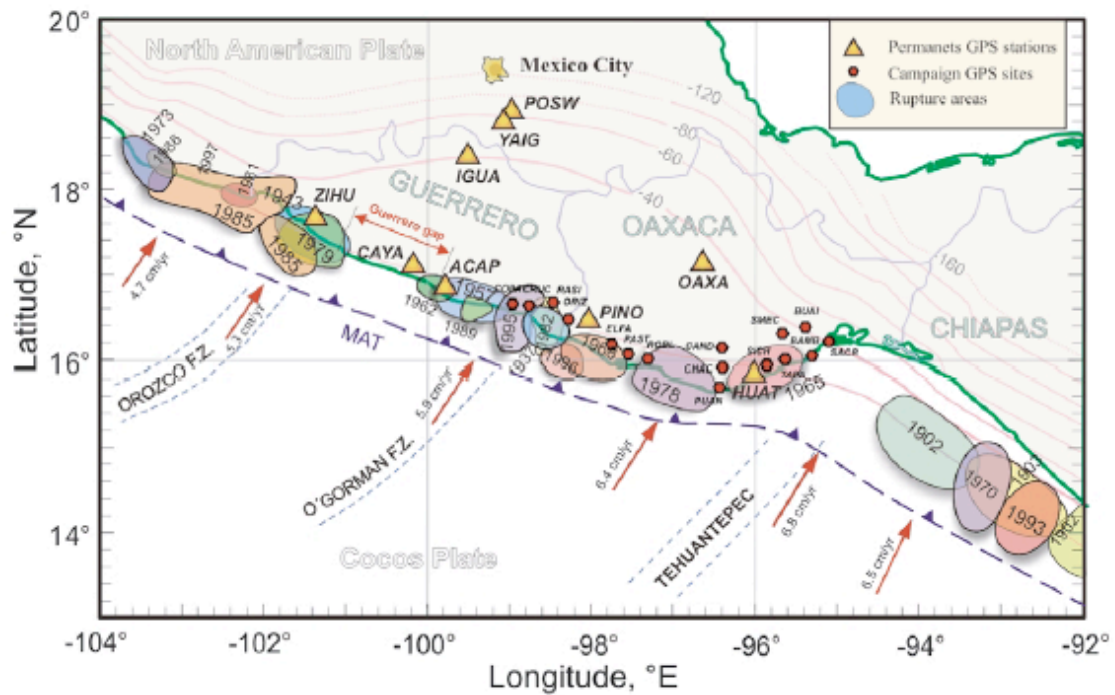


Figura 8 Mapa con áreas de ruptura de los sismos mayores de la costa del Pacífico (imagen sacada de Cien años de sismicidad en México).

En la costa, los temblores mayores indican fallamiento de tipo inverso con rumbo paralelo a la dirección de la costa y buzamiento de poca pendiente (12°), típica de las zonas de subducción.

1.4 Historia sísmica de Oaxaca.

Una de las regiones con alta sismicidad en México es la región de Oaxaca. La actividad sísmica está relacionada con el proceso de subducción de la Placa de Cocos debajo de la placa de Norte América. De cualquier modo esa región muestra anomalías características para una zona de subducción, y ese factor

ha dado paso a algunas investigaciones para considerar esa región como un continente truncado, es decir, que al pasar de los millones de años este continente se fracturo.

La característica sísmica muestra que la zona de mayor sismicidad son las de Ometepec, Pinotepa Nacional y Jamiltepec, a lo largo de la costa de Oaxaca.

La velocidad de la subducción de la placa de Cocos en Oaxaca es de 6.4 cm/año (Orozco, 1985), resultando en importantes fuerzas de fricción sobre la interfase de la placa. En general, la sismicidad de Oaxaca muestra el siguiente comportamiento:

1. Sismos interplaca que ocurren en la interfase sobre la zona costera a profundidades del orden de 15 a 20 km, siendo su mecanismo de tipo compresional.
2. Sismos intraplaca cuyas profundidades son de alrededor de 50 a 70 km, ocurren al interior del estado y son generalmente de fallamiento tensional.

Algunos autores han propuesto un cambio súbito en el buzamiento, tierra adentro de la placa subducida bajo México, a la altura de Pinotepa Nacional, Oaxaca; la sismicidad más profunda cambia, aparentemente en este punto Nava (1987).

1.5 Análisis de los eventos 1982-1999.

La serie de temblores de 1982-1999 requiere de un análisis especial que en el presente trabajo consistió en analizar los sismogramas de todas las estaciones telesísmicas que registraron los temblores, para acortar la señal, agrupar e interpretar cada una ellas.

Lo primero que se hace es seleccionar los eventos ocurridos en la zona costera de Oaxaca para el período antes mencionado con una $M_s > 6$, dando como resultado solo trece sismos registrados en el Servicio Sismológico Nacional, de los cuales solo ocho son los que se presentan en este estudio ya que son los que están dentro de la zona de estudio por lo que nuestro catálogo queda finalmente de la manera mostrada en la Tabla 1.

Tabla 1 Sismos registrados por el SERVICIO SISMOLOGICO NACIONAL

Evento	Fecha	Hora origen	Latitud °N	Longitud W°	Prof.(Km)	MAG	Zona
01	1982/06/07	10:59:36	16.26	98.51	24	7.0	COSTA GUERRERO-OAXACA
02	1983/01/24	08:17:38	15.87	95.40	33	6.7	GOLFO DE TEHUANTEPEC
03	1996/02/25	03:08:13	15.83	98.25	3	6.9	COSTA DE OAXACA
04	1996/03/19	17:12:39	15.49	97.55	15	6.0	COSTA DE OAXACA
05	1997/07/19	14:22:04	15.86	98.35	5	6.5	COSTA DE OAXACA
06	1998/02/03	03:02:01	15.69	96.37	33	6.4	COSTA DE OAXACA
07	1998/06/07	23:20:16	15.82	94.07	16	6.2	GOLFO DE TEHUANTEPEC
08	1999/09/30	16:31:14	15.95	97.03	16	7.6	COSTA DE OAXACA

Una vez que se tienen los datos de los eventos que serán analizados, procedemos a visitar la base mundial de datos sísmicos IRIS (Incorporated Research Institutions for Seismology), que está localizada en la página www.iris.washington.edu, para obtener las señales digitales correspondientes a cada evento y seleccionar sólo las estaciones que se localicen entre 30° y 90° de distancia con respecto al acimut, tomada como la latitud, a fin de tener trayectoria foco-estación lo menos complicada posibles.

Una vez seleccionadas las señales correspondientes a cada evento podemos proceder a analizarlas y eliminar todas aquellas señales en donde no se encuentren claramente definidas las ondas P.

Las siguientes Figuras muestran la distribución acimutal de las estaciones seleccionadas alrededor del epicentro; cada círculo tiene un radio representando una distancia de 30° , 60° y 90° de modo que para cada evento resulta más ilustrativa la distribución y distancia de las estaciones utilizadas.

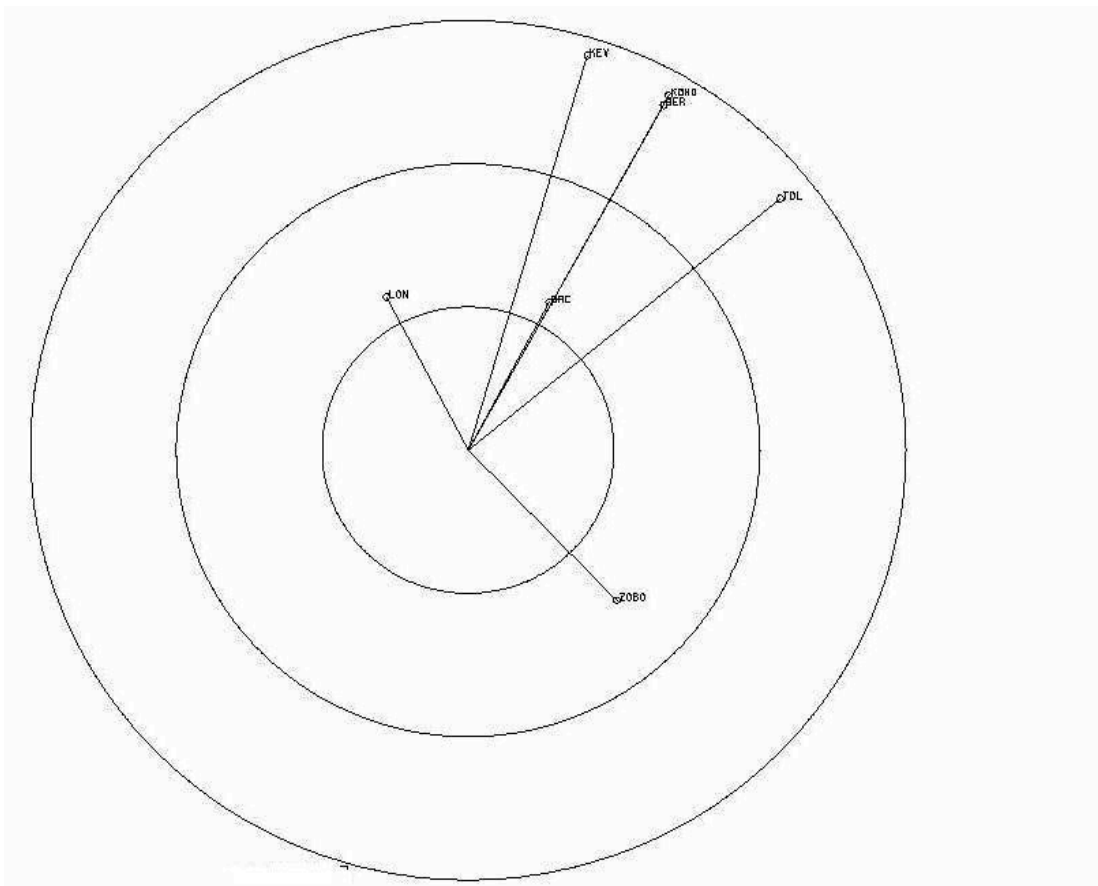


Figura 9 Distribución acimutal de las estaciones utilizadas con respecto al epicentro del sismo de 7 de junio de 1982, las estaciones a distancias de 60° y son ZOBO, LON, BAC y a 90° se encuentran las estaciones KEV, KONO, BER, TDL.

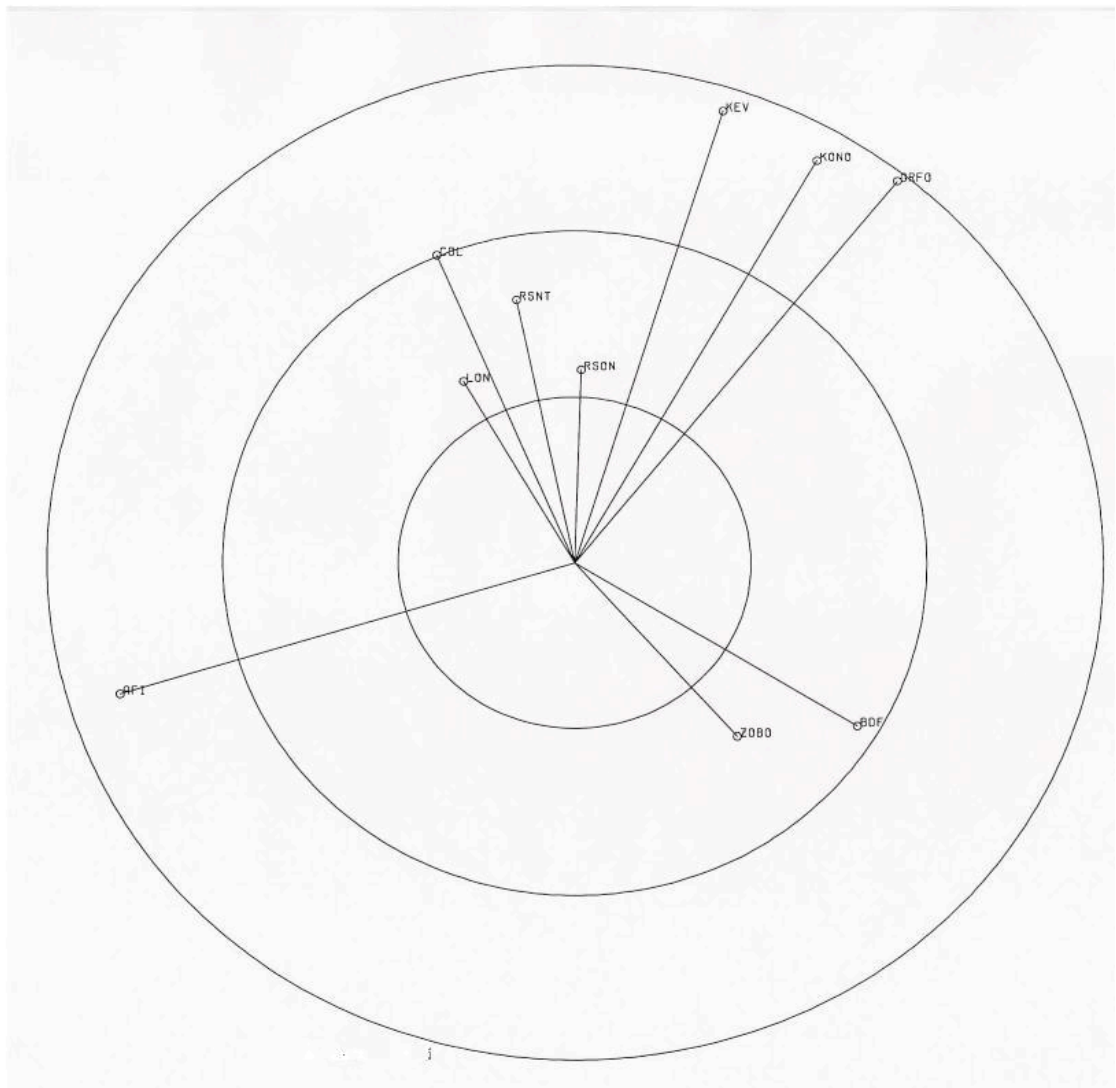


Figura 10 Distribución de las estaciones utilizadas con respecto al epicentro del sismo del 24 de enero de 1983. Las estaciones se encuentran mayor mente distribuidos a 60° y son RSON, ZOBO, BDF, RSNT, LON, COL, y a 90° AFI, KEV, KONO, GRFO.

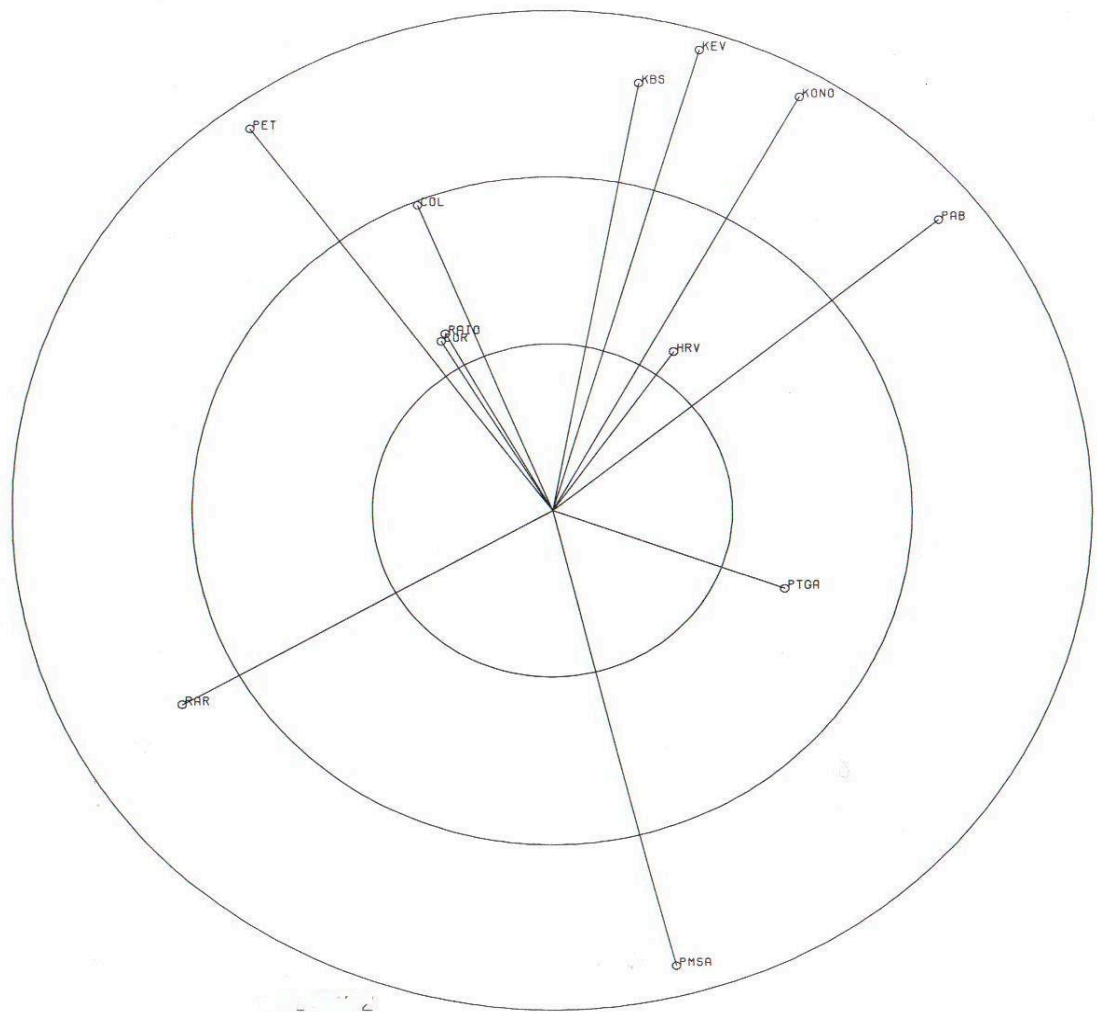


Figura 11 Distribución de las estaciones utilizadas con respecto al epicentro del sismo del 25 de febrero de 1996. Las estaciones a 60° son PTGA, HRV, COL, RAIO y COR, a una distancia de 90° son PMSA, PAB, RAR, PET, KBS, KEV, KONO.

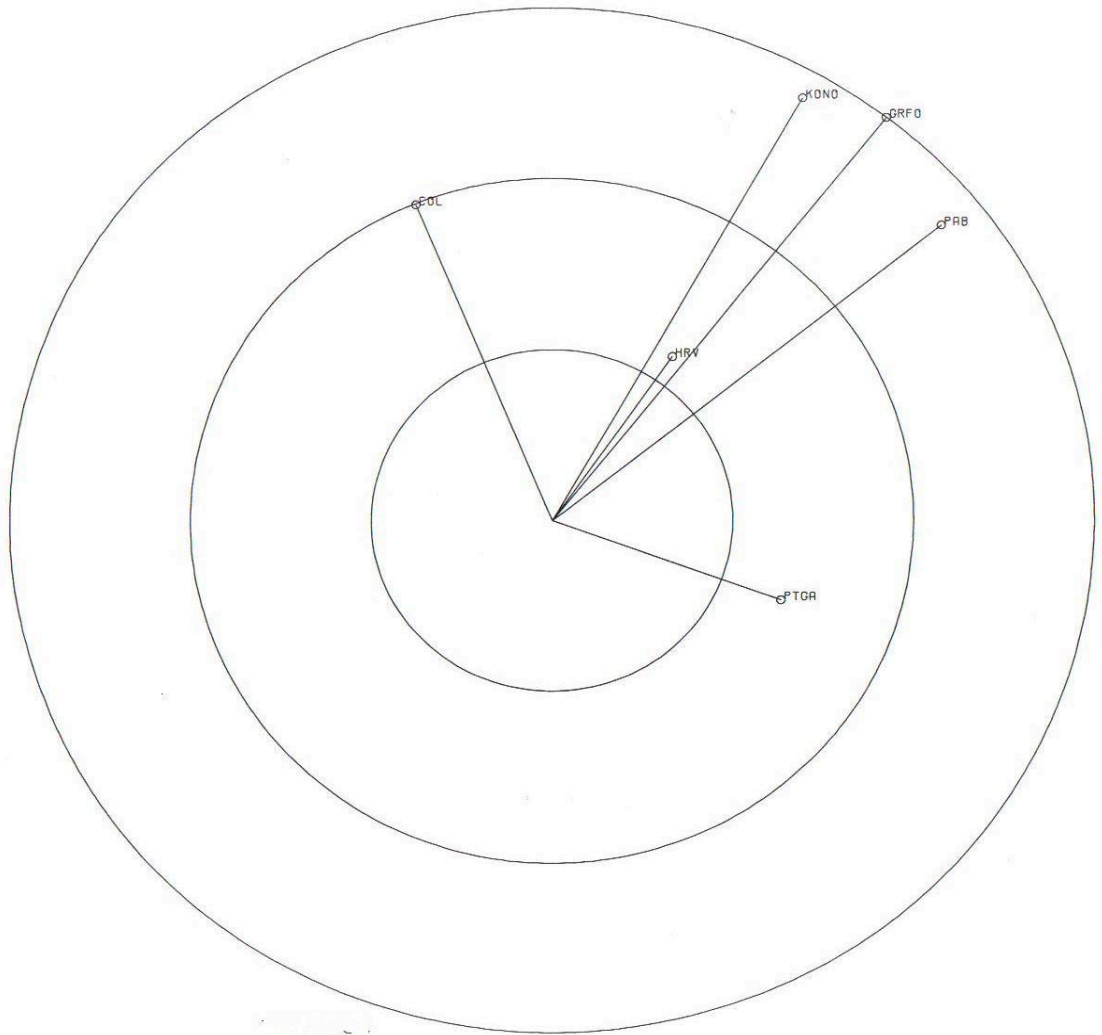


Figura 12 Distribución de las estaciones utilizadas con respecto al epicentro del sismo del 19 de marzo de 1996. Las estaciones a 60° son HRV, PTGA y COL, a 90° son KONO, GRFO y PAB.

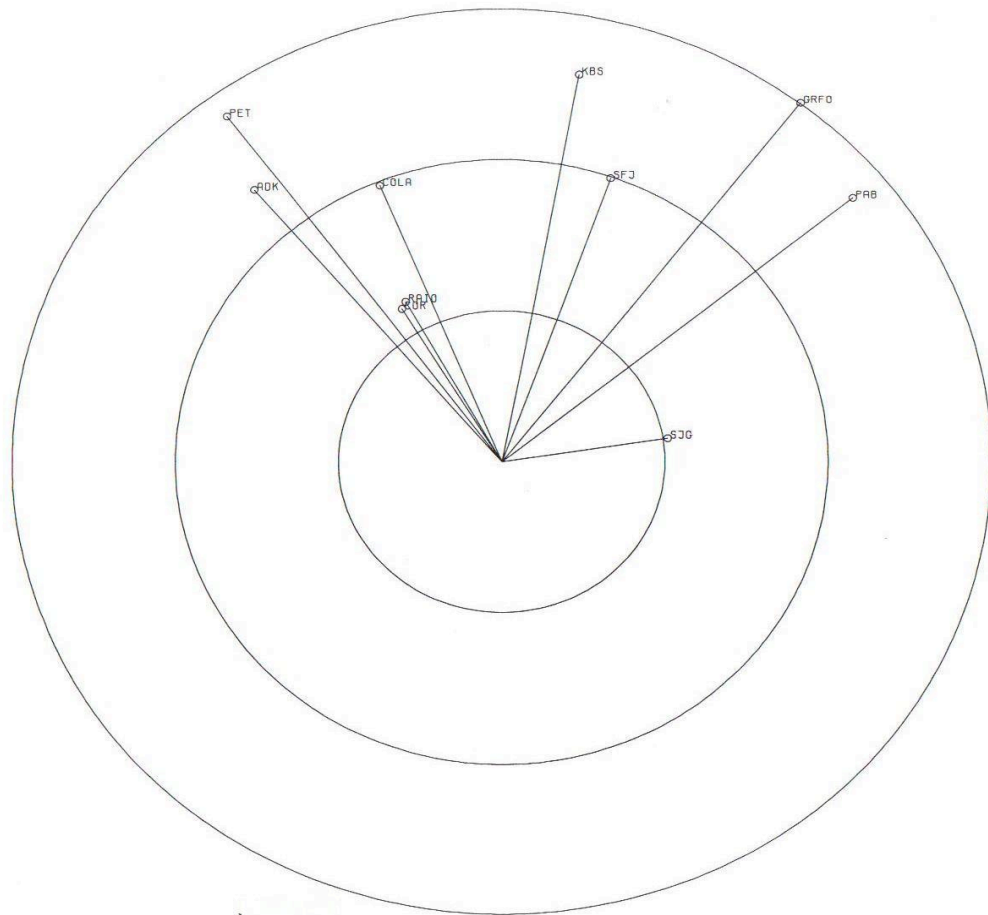


Figura13 Distribución de las estaciones utilizadas con respecto al epicentro del sismo del 19 de julio de 1997. Las estaciones a 60° RAIO, COLA, COR, SJO y SFJ, a 90° son PAB, GRFO, KBS, ADK y PET.

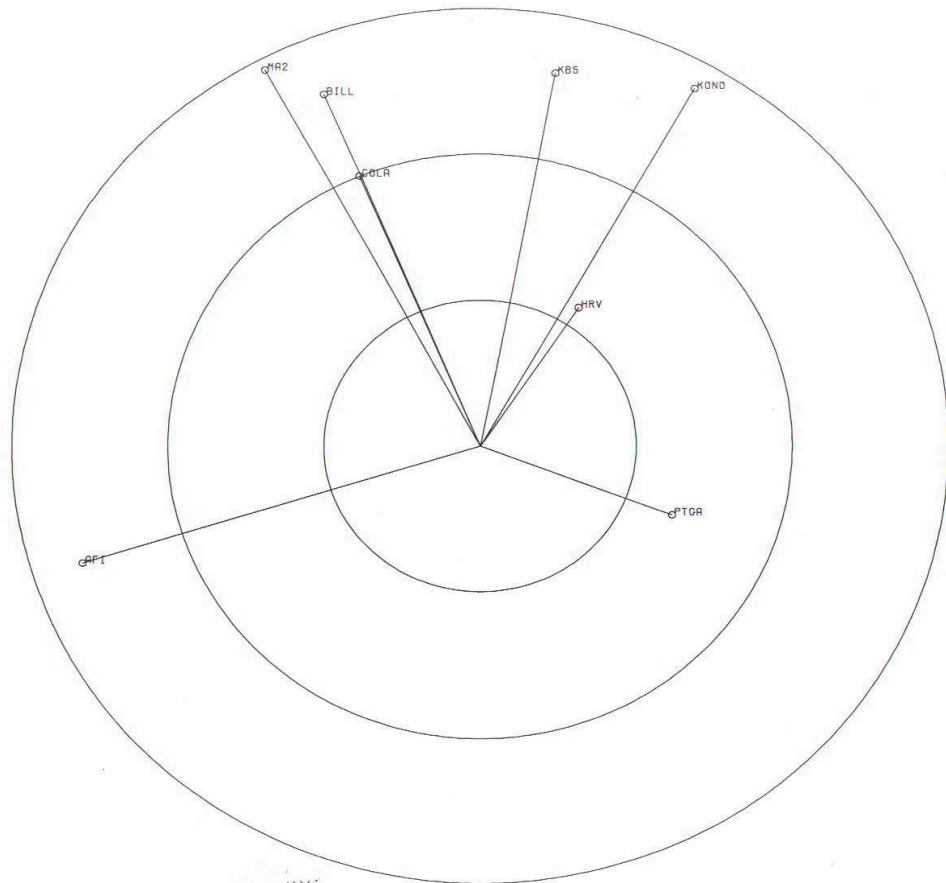


Figura 14 Distribución de las estaciones utilizadas con respecto al epicentro del sismo del 3 de febrero de 1998. Las estaciones a 60° son PTGA, HRV, COLA, a 90° son AFI, MA2, BILL, KBS y KONO.

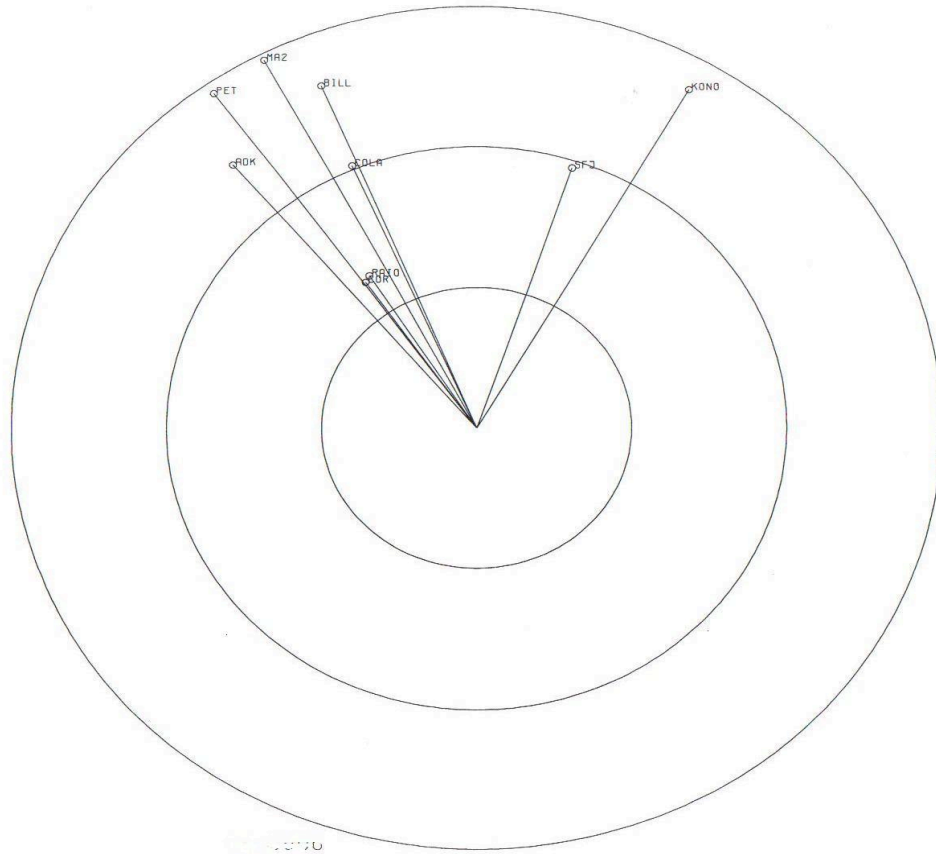


Figura 15 Distribución de las estaciones utilizadas con respecto al epicentro del sismo del 7 de junio de 1998. Las estaciones en 60° son COR, COLA, SFJ y RAIO, a 90° son ADK, PET, MA2, BILL y KONO.

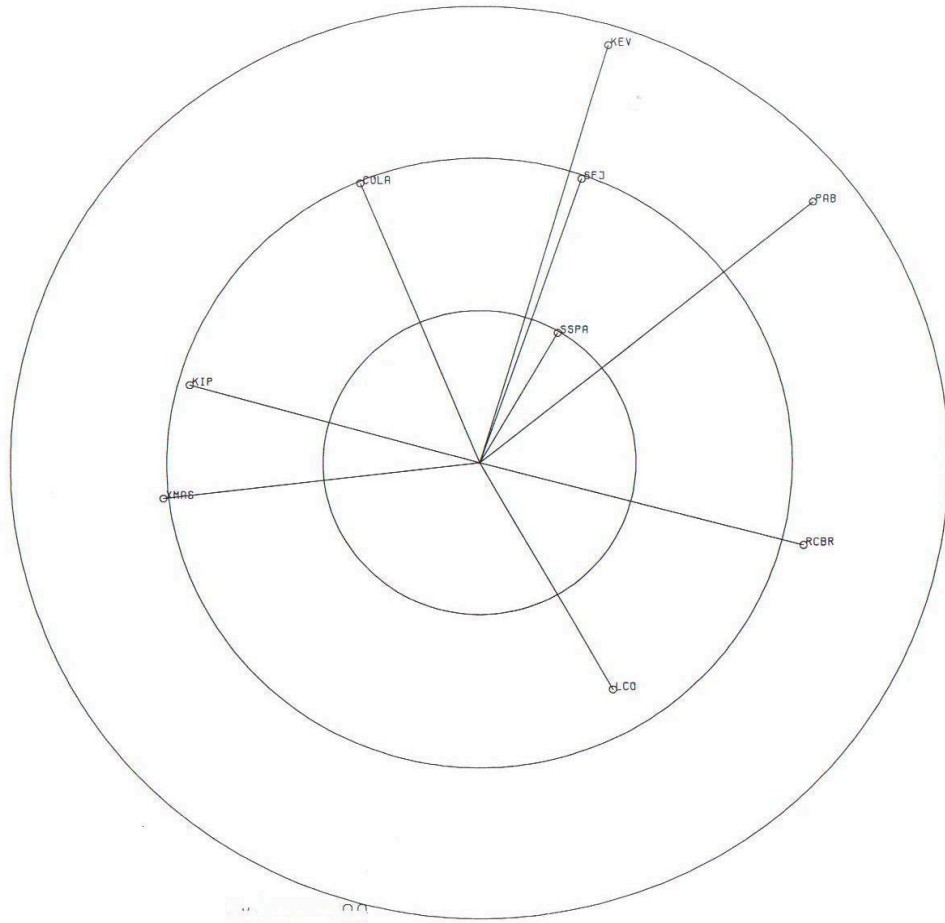


Figura 16 Distribución de las estaciones utilizadas con respecto al epicentro del sismo del 30 de septiembre de 1999. Las estaciones a 60° son LCO, SSPA, KIP, XMAS, COLA y SFJ y a 90° son KEV, PAB y RCBR.

Posteriormente se requirió información acerca del mecanismo focal de cada evento, datos que son reportados por la Universidad de Harvard. La Tabla 2 muestra el mecanismo focal que esta conformado por Strike(acimut), Dip (buzamiento), Rake(ángulo en el que fue producida la cizalla o ruptura con respecto a la horizontal) de cada sismo.

Tabla 2 Muestra los mecanismos focales obtenidos por Harvard para cada uno de los sismos actualizados.

Sismo	Strike(°)	Dip(°)	Rake(°)
07/07/1982	268	10	48
24/01/1983	358	62	42
25/02/1996	280	16	74
19/03/1996	224	17	22
19/07/1997	282	14	78
03/02/1998	288	42	104
07/06/1998	316	82	82
30/09/1999	300	42	-103

CAPÍTULO 2

MÉTODOS DE ANÁLISIS

Análisis espectral

En el campo lejano, los datos muestran que los espectros de la mayoría de los terremotos son mucho más simples de los que se creía y que corresponden muy bien al modelo simple propuesto por Brune (1970).

Por otro lado la radiación de un terremoto en el campo lejano a partir de una dislocación o falla plana se puede escribir en la forma:

Para onda P:

$$u^p(t) = \frac{1}{4\pi\rho_0\alpha_0^3} \sqrt{\frac{\rho_0\alpha_0}{\rho\alpha J}} R^p(\gamma) \dot{M}(t-T_\alpha) \dots\dots(1),$$

y para ondas S:

$$u^s(t) = \frac{1}{4\pi\rho_0\beta_0^3} \sqrt{\frac{\rho_0\beta_0}{\rho\beta J}} R^s(\gamma) \dot{M}(t-T_\beta) \dots\dots(2).$$

Donde ρ, α, β son la densidad y la velocidad de las ondas P y S en la Tierra respectivamente. El subíndice 0 indica que estos valores son tomados en la fuente del terremoto. J es llamada divergencia geométrica que mide la variación de amplitudes debida exclusivamente a la dilatación espacial de los frentes de onda. En el caso del medio homogéneo $J = R^2$, de modo que las ondas presentan un decaimiento geométrico del tipo R^{-1} . Para medios más complejos, J se puede calcular usando técnicas de la teoría de rayos. El tiempo de propagación es T_p o T_s para las ondas P o la S, respectivamente.

Dado un modelo de la estructura interna de la Tierra, tanto J como T^p y T^s se pueden calcular utilizando la teoría de rayos. $R^p(\gamma)$ y $R^s(\gamma)$ representan los diagramas de radiación cuadrupolar de las ondas P y S, respectivamente, γ es un vector unitario en la dirección de radiación del rayo en la fuente. Muy a menudo se reemplaza este diagrama por su valor cuadrático medio sobre la esfera focal. Se trata así de paliar la falta de conocimiento detallado sobre la dirección de radiación con respecto a los planos de la falla.

Naturalmente cuando los planos de la falla son bien conocidos se toma en cuenta el valor exacto de $R(\gamma)$. En la ecuación 1 se ha escrito el desplazamiento de la P y la S como un escalar que corresponde a la componente longitudinal para las ondas P o transversal para las S.

El término más importante de las ecuaciones 1 y 2 es $\dot{M}(t-T)$, que es la derivada del momento sísmico. Esta es la señal producida por la fuente y se propaga con la velocidad de las ondas P o S a lo largo de los rayos sísmicos. Desde el punto de vista de la caracterización de la fuente sísmica, lo que más nos interesa es justamente la señal $M(t)$.

Un gran esfuerzo técnico para describir la forma de la señal sísmica ha sido desplegado desde que Haskell comenzó en 1966 a estudiar las dislocaciones sísmicas. Lo más simple es describirla en el dominio de las frecuencias. Para ello tomamos la Transformada de Fourier de las ecuaciones 1 o 3, en este caso se ve que el espectro, o Transformada de Fourier, de u^P o u^S es directamente proporcional al espectro de M , que es simplemente

$$\dot{M}(\omega) = \Omega(\omega) = i\omega M(\omega) \dots \dots \dots (3).$$

Donde $\Omega(\omega)$ es la Transformada de Fourier de la derivada del momento sísmico.

El valor absoluto $|\Omega(\omega)|$ de esta transformada se llama generalmente el espectro de la fuente del terremoto. La forma más común de este espectro está dada por el modelo de Brune. En este modelo, llamado también de ω^2 , el espectro de la fuente comprende una parte plana o constante a baja frecuencia y que es directamente proporcional a $M_0 = M(\omega \rightarrow 0)$, el momento sísmico escalar de la falla. A alta frecuencia el espectro decae de manera inversamente proporcional a ω^2 , de donde proviene el nombre que se le da. Las dos asíntotas que se cortan en una misma frecuencia característica o frecuencia de esquina. Un argumento de tipo puramente dimensional nos indica que esta frecuencia está controlada por la dimensión característica de la fuente. En efecto, a baja frecuencia de la fuente aparece, desde el punto de vista de la radiación, como una dislocación puntual: las ondas no saben que la falla es finita. Por otro lado, a alta frecuencia, cuando las longitudes de onda son más cortas que la dimensión de la fuente, la radiación es fuertemente afectada por la difracción alrededor de los bordes de la falla, lo que explica el decaimiento espectral de ω^{-2} .

Es evidente entonces que la frecuencia de esquina $\omega_0 = 2\pi f_0$, que tiene dimensiones de (T^{-1}) , debe ser inversamente proporcional a la duración del evento respecto a la fuente o a la dimensión característica L de la falla. Brune (1970), Madariaga (1976), y muchos otros han demostrado que para cualquier modelo de falla:

$$\omega_0 = N \frac{\beta}{L} \dots \dots \dots (4).$$

Donde N es un factor numérico alrededor de 2.3 y β es la velocidad de las ondas S .

El espectro de aceleración en el campo lejano se puede definir como la segunda derivada del desplazamiento en el campo lejano, basta multiplicar el espectro de Brune por ω^2 para obtener el espectro de aceleración.

El espectro de aceleración posee una parte plana (meseta) delimitada a baja frecuencia por la frecuencia de esquina y a alta frecuencia por una frecuencia

de corte llamada $f_{m\acute{a}x}$. La frecuencia circular correspondiente es $\omega_{m\acute{a}x} = f_{m\acute{a}x}$. Un espectro perfectamente constante entre $\omega = 0$ y $\omega = \infty$ se llama de ruido blanco y corresponde a una se\u00f1al aleatoria con una funci\u00f3n de correlaci\u00f3n de ancho nulo. Es decir, que la se\u00f1al var\u00eda bruscamente de un instante al otro sin memoria. Un espectro plano entre dos frecuencias l\u00edmites se suele llamar ruido blanco a banda limitada (Hanks,1982). Este espectro corresponde a la transformada de Fourier de una se\u00f1al aleatoria en que $f_{m\acute{a}x}$ es la frecuencia de correlaci\u00f3n. Se\u00f1ales m\u00e1s cortas que $\tau_{m\u00edn} = (f_{m\acute{a}x})^{-1}$ son fuertemente correlacionadas, las mas largas son independientes. En el caso de se\u00f1ales s\u00edsmicas observadas en el campo lejano, la correlaci\u00f3n a alta frecuencia se debe a la atenuaci\u00f3n que sufren las ondas de cuerpo al pasar por el manto superior. A baja frecuencia, la banda espectral de aceleraci\u00f3n est\u00e1 controlada por la duraci\u00f3n total de la ruptura.

2.1 Observaciones espectrales en el campo lejano.

Corrigiendo adecuadamente el espectro, se ve que no hay diferencia a largo periodo entre espectros determinados con ondas superficiales y con ondas de volumen. Este problema ha sido largamente discutido en la literatura y da origen de una serie de modificaciones propuestas del espectro de Brune, entre otros, por mencionar algunos como Aki (1972), etc. Con instrumentos de paso de banda ancha, Houston y Kanamori (1986), Bezzeghoud (1987), han mostrado que esta discrepancia era debida a una mala resoluci\u00f3n a baja frecuencia de los espectros.

A distancias superiores a 30\u00b0 la atenuaci\u00f3n es pr\u00e1cticamente independiente de la distancia y se expresa en la forma:

$$F_Q \exp(-\omega t^*) \dots\dots(5),$$

donde

$$t^* = \int \frac{dt}{2Q} \dots\dots(6),$$

es una integral a lo largo del trayecto fuente-estaci\u00f3n. Un estudio detallado de t^* para numerosos trayectos ha sido presentado por Der y Less (1985).

Para la mayor parte de los casos estudiados t^* var\u00eda entre 0.8 y 1.2 seg. y es particularmente independiente de la distancia recorrida por las ondas. Esto se debe a que la mayor p\u00e9rdida de energ\u00eda de las ondas s\u00edsmicas se produce en su paso por el manto superior. La atenuaci\u00f3n en el manto inferior es despreciable en comparaci\u00f3n con aquella que se produce en la zona de baja velocidad o astenosfera. La frecuencia de corte debida a la atenuaci\u00f3n se sit\u00fa entonces alrededor de $(t^*)^{-1}$ y es del orden de 1Hz.

Como predijo Brune, el espectro de aceleraci\u00f3n de las ondas de volumen emitidas por un terremoto normal presenta una parte horizontal para frecuencias superiores a la frecuencia de esquina. En el modelo de Brune la envolvente del espectro de aceleraci\u00f3n se mantiene plana indefinidamente a alta frecuencia. En la pr\u00e1ctica, los espectros de aceleraci\u00f3n en el campo lejano

presentan una frecuencia de corte $f_{m\acute{a}x} = f_Q$ debida a la atenuaci3n en la zona de baja velocidad del manto superior. El espectro de aceleraci3n se puede describir simplemente como un ruido blanco de banda limitada. Ruido blanco quiere decir que la envolvente del espectro es horizontal en el interior de la banda definida por las frecuencias de corte f_0 a baja frecuencia y f_Q a alta frecuencia.

Con respecto a la ecuaci3n 1, podemos escribir la radiaci3n de aceleraci3n en el campo lejano como:

$$\ddot{u}(\omega) = \frac{1}{4\pi\rho_0\alpha_0} R(\gamma) \sqrt{\frac{\rho_0\alpha_0}{\rho\alpha J}} M_0 S(\omega, \omega_0) F_Q(\omega, t^*) \dots\dots(7),$$

donde M_0 es el momento s\smico, F_Q es el operador de atenuaci3n definido anteriormente y

$$S(\omega, \omega_0) = \frac{\omega^2}{1 + \left(\frac{\omega}{\omega_0}\right)^2} \dots\dots(8),$$

es el espectro de aceleraci3n en la fuente definida por Brune (1970).

Un estudio de Houston y Kanamori (1986) muestra que existen casos cuando se promedian los espectros de numerosos terremotos. Pero para un terremoto individual puede haber variaciones importantes, por ejemplo la parte plana puede no ser perfecta y podr\sm presentar m\smimos y m\smimos.

2.2 Modelado de se\smas

El modelado de sismogramas consiste en obtener un sismograma sint\smico a partir de varios par\smetros de la fuente conocidos, con la finalidad de comparar el sismograma sint\smico con el observado.

Considerando que el movimiento de Tierra registrado en un sismograma es la combinaci3n de varios factores, que principalmente son: el efecto de la fuente, la propagaci3n de las ondas a trav\sm de la tierra y el instrumento. El sismograma refleja la combinaci3n de estos factores que pueden ser escritos como la convoluci3n de varias funciones de tiempo.

$$w(t) = u(t) * q(t) * e(t) * i(t) \dots\dots\dots(9),$$

donde $u(t)$ es el desplazamiento de una onda de cuerpo, $i(t)$ es la respuesta del instrumento, $q(t)$ representa la atenuación y el operador $e(t)$ es el efecto de estructura de la Tierra, $*$ es el operador convolución.

El efecto de la Tierra $e(t)$ es dividida en dos factores:

a) El efecto de reflexión y conversión de las ondas sísmicas al pasar por las interfaces a lo largo de la trayectoria

b) El efecto de la expansión geométrica del rayo.

A distancias $30^\circ < \Delta < 90^\circ$ de la fuente, el efecto de las triplicaciones en el manto superior y en el núcleo pueden ser ignorados. Así, el operador de la estructura puede ser omitido y solamente la fuente, la atenuación y el instrumento son necesarios para describir el primer impulso en el sismograma como

$$w(t) = u(t) * q(t) * i(t) \dots\dots\dots(10),$$

describe la señal de ondas de cuerpo para estaciones de campo lejano.

El desplazamiento vertical $u(t)$ de las ondas P en el campo lejano se puede representar como

$$u(t) = \frac{1}{4\pi\rho_h\alpha_h^3} \left[\frac{g(\Delta, h)}{a} \right] C(i_o) S_{RAD}(t) * \dot{M}(t) \dots\dots\dots(11),$$

donde $C(i_o)$ la respuesta de la superficie libre en la estación al receptor; α_h y ρ_h velocidad de onda P y la densidad; $S_{RAD}(t)$ es la combinación del efecto de patrón de radiación y la superficie de reflexión de una fuente cercana que involucra los tiempos de retraso de las fases pP y sP respecto a la onda directa

P y finalmente, $\dot{M}(t)$ es la razón del momento sísmico, siendo este ultimo factor el que da toda la información sobre el proceso de ruptura de la fuente.

Modelar las ondas P, permite el estudio de la fuente, aún cuando se pierden ciertos detalles de la función por la atenuación y el instrumento, los cuales eliminan los componentes de altas frecuencias suavizando el sismograma, pero aun así se puede encontrar la duración y la forma de la función fuente.

2.3 Modelado de las ondas P

El método de inversión iterativo generalizado para un plano de falla de dimensiones finitas, permite extraer una secuencia de fuentes puntuales que estarán caracterizados por el momento sísmico, una serie de tiempo y su localización.

Primeramente se supone que todos los puntos de la fuente tienen el mismo mecanismo y la misma historia de tiempo, se propone el área de la ruptura, donde cada punto está representado por su posición (x, y) en el plano de falla asociado con un momento sísmico (m) y un tiempo (s). Se toma el eje x como el rumbo de la falla y el eje y como la dirección de buzamiento, de esta forma

(m, s, x, y) describe un punto de la fuente. Para una serie de fuentes queda expresado como

$$(m_i, s_i, x_i, y_i) \quad i = 1, 2, \dots$$

Preparamos las funciones de Green u ondículas sintéticas generadas de la fuente puntual para las posibles posiciones de la fuente en el plano de falla, generamos para tal propósito una malla que cubra toda el área de la falla ($n_x, n_y, \Delta x^2$) donde n_x, n_y representan los puntos en los ejes x,y y Δx es el espacio entre los puntos. Cada conjunto de ondículas representadas en el plano estará asociado con una estación.

Así cada ondícula sintética asociada a una fuente puntual estará representada por $m w_j(t-s; x, y)$ y el observado como $x_j(t)$.

La función de Green de duración finita está definida por

$$w(t) = \frac{1}{4\pi\rho\alpha^3} \left[\frac{g(\Delta, h)}{a} \right] C(i_o) S_{RAD}(t) * Q(t) * I(t) * u(t) \quad \dots\dots\dots(12),$$

el primer paso de la iteración de una fuente puntual (m_1, t_1, x_1, y_1), es determinar que la aproximación de error sea mínima,

$$\Delta = \sum_{j=1}^M \int (x_j(t) - m_1 w_j(t - s; x_1, y_1))^2 dt \quad \dots\dots\dots(13),$$

donde M es el número de señales.

Para encontrar (m_1, s_1, x_1, y_1), correlacionamos, la ondícula $w_j(t, x, y)$ con la observada $x_j(t)$, de una estación y extraemos el tiempo s_1 y la posición x_1, y_1 donde m_1 es máxima en la correlación.

$$\left[\sum_{j=1}^M r_{w x_j}(s_1; x_1, y_1) \right]^2 / \sum_{j=1}^M r_{w_j}(x_1, y_1) = \text{máxima} \dots\dots\dots(14),$$

$$\sum_{j=1}^M r_{w x_j}(s_1, x_1, y_1) / \sum_{j=1}^M r_{w_j}(x_1, y_1) = m_1 \dots\dots\dots(15),$$

donde

$$r_{w_j}(x, y) = \int [w_j(t; x, y)]^2 dt \dots\dots\dots(16),$$

$$r_{w x_j}(t; x, y) = \int [w_j(t; x, y) x_j(t + s)] dt \dots\dots\dots(17),$$

con (m_1, t_1, x_1, y_1) obtenemos un residual $r_1(t)$ dado por

$$r_1(t) = x_j(t) - m_1 w_j(t - s_1; x_1, y_1) \quad \dots\dots\dots(18),$$

Se hace una segunda correlación de la ondícula pero ahora no con el observado $x_j(t)$ sino con el residual $r_1(t)$ es utilizada para determinar

(m_2, s_2, x_2, y_2) ; haciendo el mismo procedimiento como obtuvimos (m_1, s_1, x_1, y_1) . El proceso se repite N iteraciones, obteniendo N fuentes puntuales (m_i, s_i, x_i, y_i) con $i=1, 2, \dots, N$. El resultado es un sismograma sintético dado por

$$y_j(t) = \sum_{i=1}^N m_i w_j(t - s_i; x_i, y_i) \dots\dots\dots(19).$$

La razón de momento sísmico o función de tiempo de la fuente $\dot{M}(t)$ puede ser expresada como

$$\dot{M}(t) = \sum_i m_i \sigma(t - s_i) \dots\dots\dots(20),$$

donde $\sigma(t)$ es la función fuente elemental. Esta función fuente elemental representa la dislocación de duración finita de forma trapezoidal caracterizada por el par (τ, τ_c) segundos, donde τ es el tiempo de subida (rise time) y τ_c es el tiempo de ruptura.

El método de deconvolución iterativo presenta grandes ventajas: rapidez y precisión para observar detalles de la función fuente que difícilmente serían observables en un método de ensayo y error por lo que es más apropiado para modelar las señales.

CAPÍTULO 3

RESULTADOS

Análisis de los Resultados.

El primer paso del análisis espectral sobre el objeto del presente estudio, consiste en, con la ayuda de los sismogramas digitales, estimar el momento sísmico M_0 , la frecuencia de esquina, el diámetro de la ruptura, la velocidad de propagación de la misma y la magnitud del momento sísmico M_w . En las siguientes figuras (17,18,19,20,21,22,23,24) se muestran los espectros sísmicos promedio de desplazamiento para cada evento.

Sismo del 7 de junio de 1982.

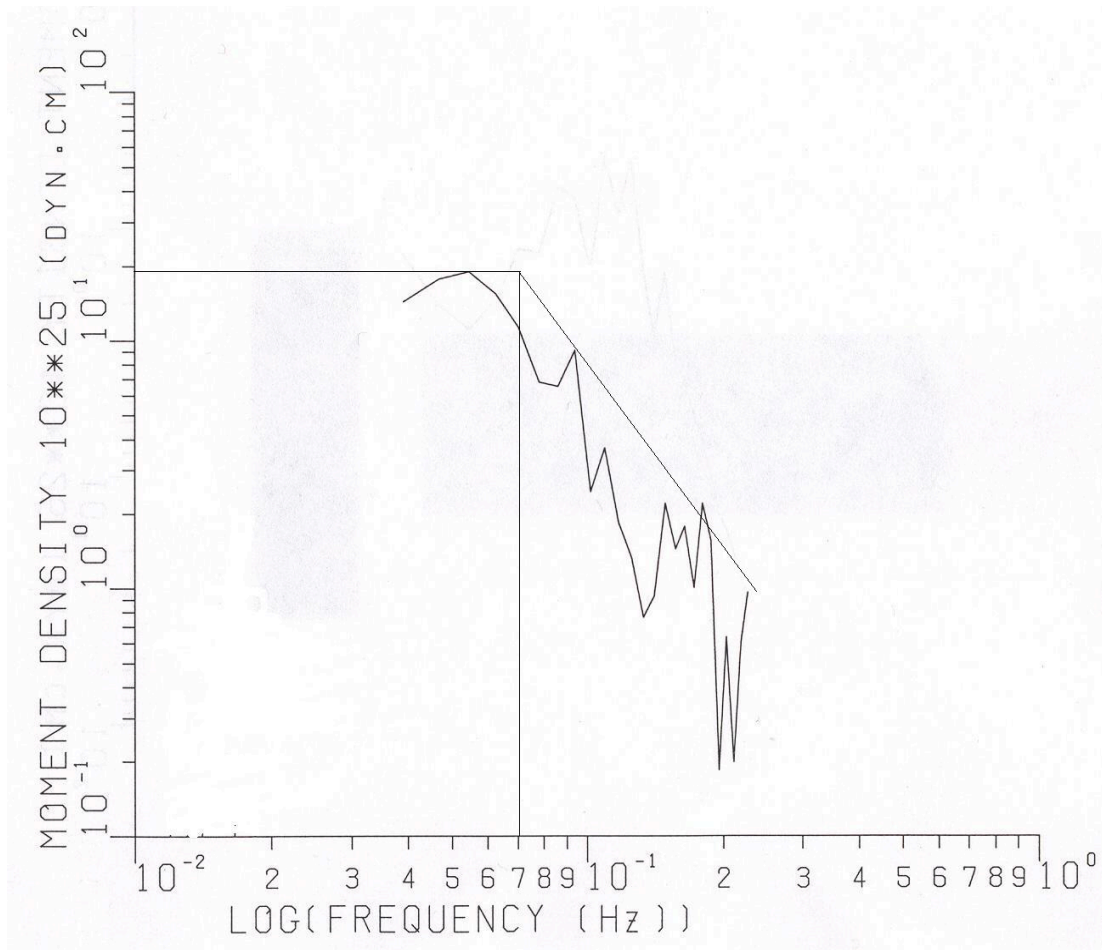


Figura 17 Espectro para la estación BER en el evento de 1982.

Sismo del 24 de enero de 1983.

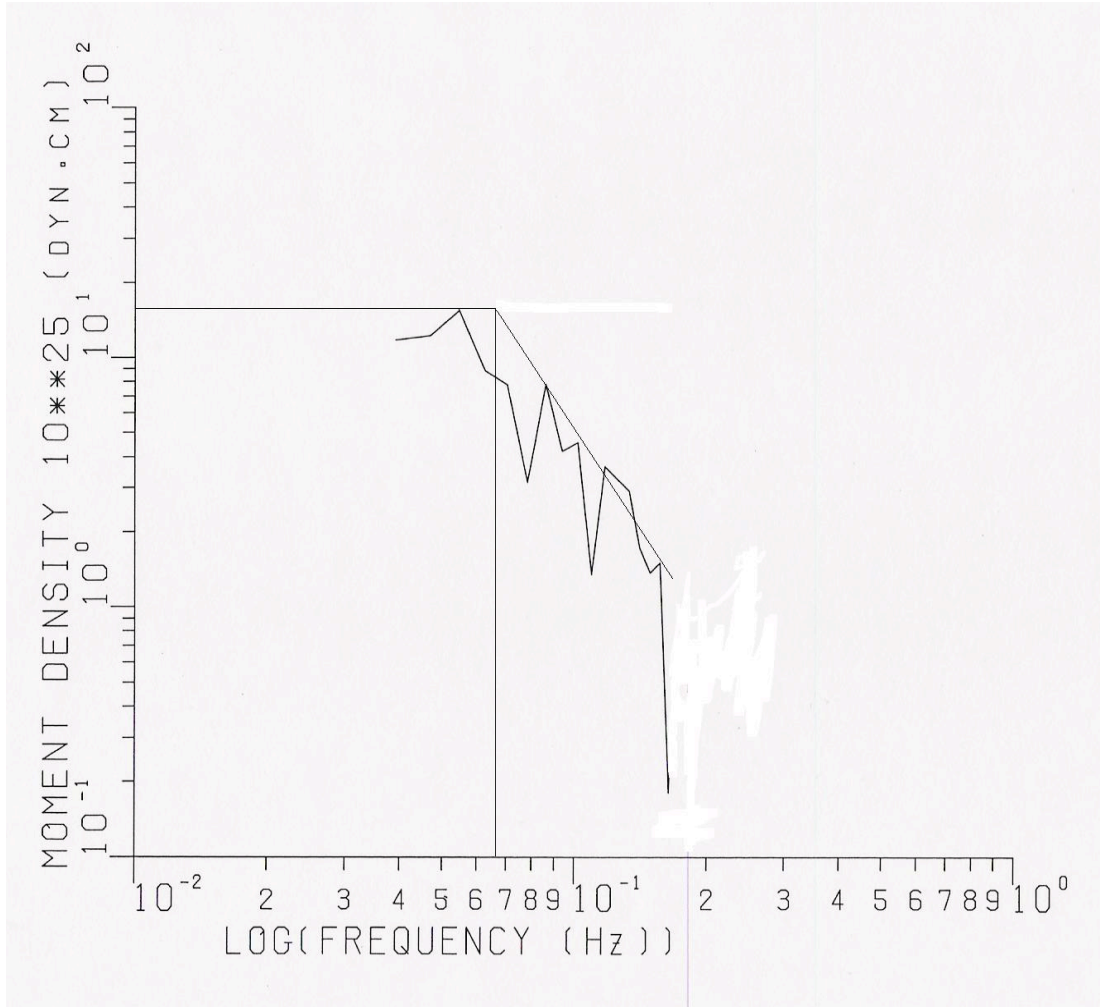


Figura 18 Espectro para las estaciones AFI y BDF para el evento de 1983.

Sismo del 25 de febrero de 1996.

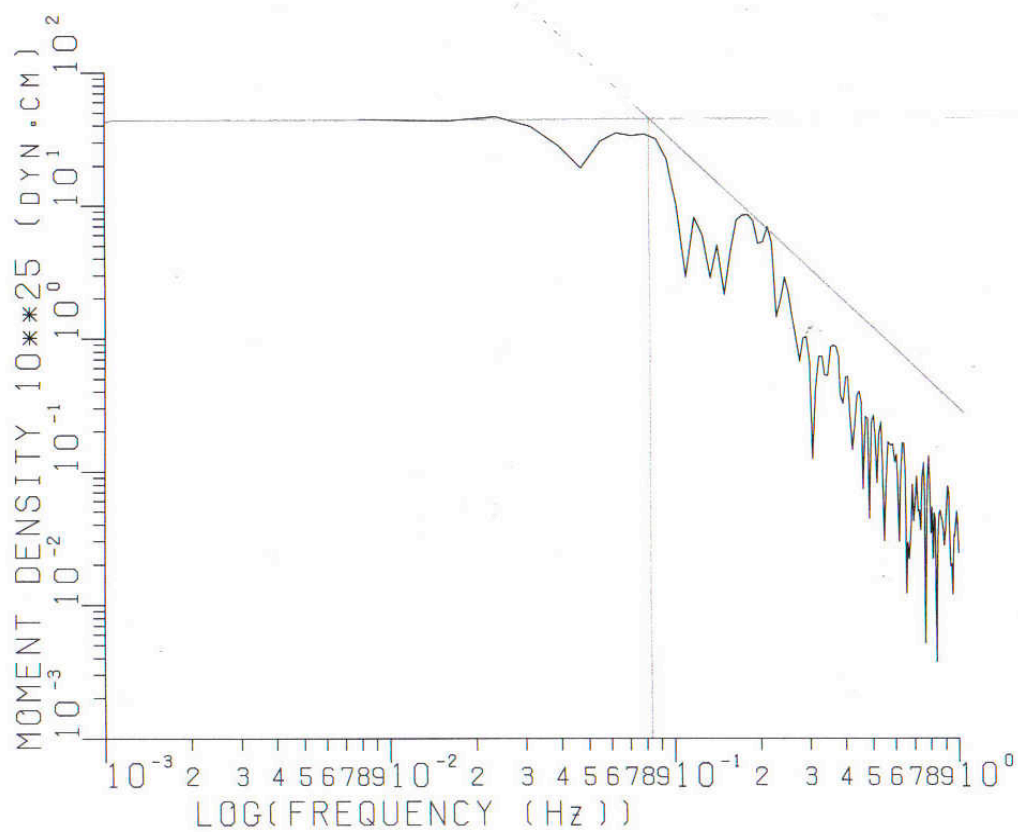


Figura 19 Espectro del evento del 25 de febrero de 1996.

Sismo del 19 de marzo de 1996.

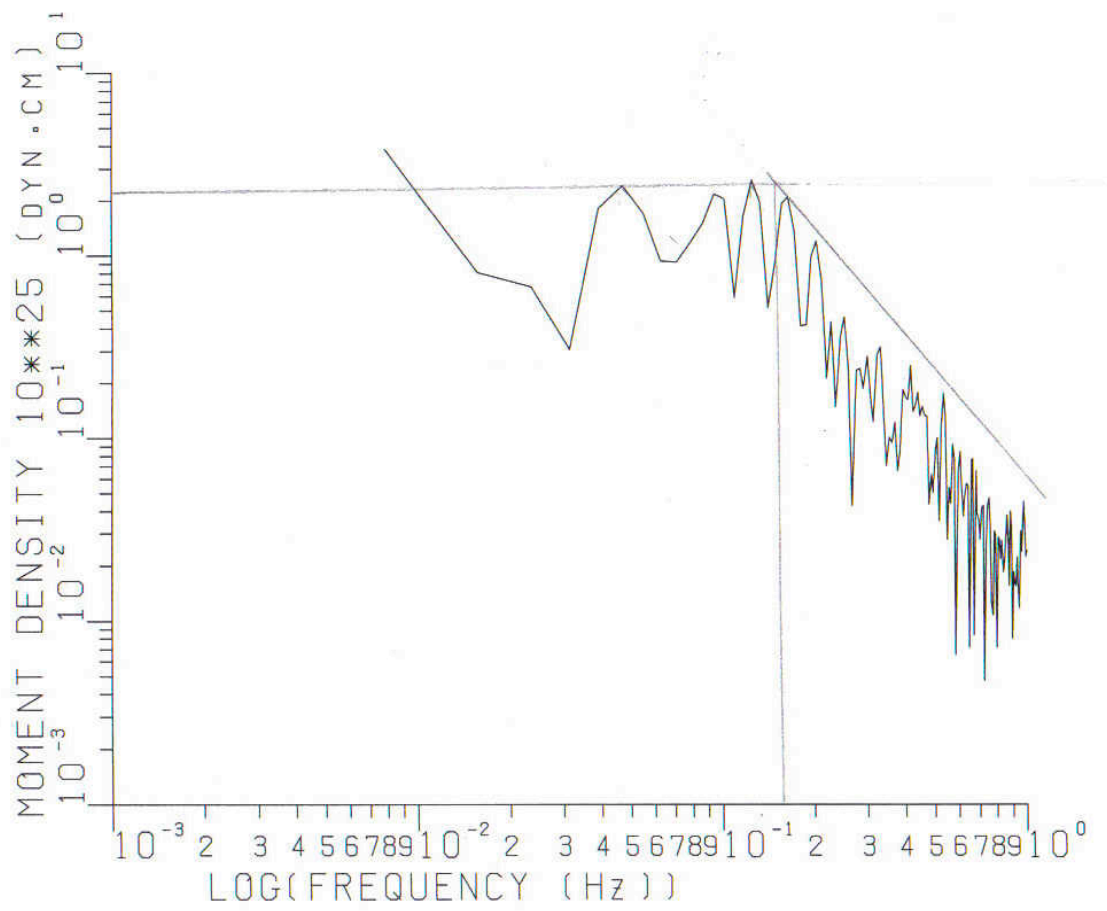


Figura 20 Espectro del evento del 19 de marzo de 1996.

Sismo del 19 de julio de 1997.

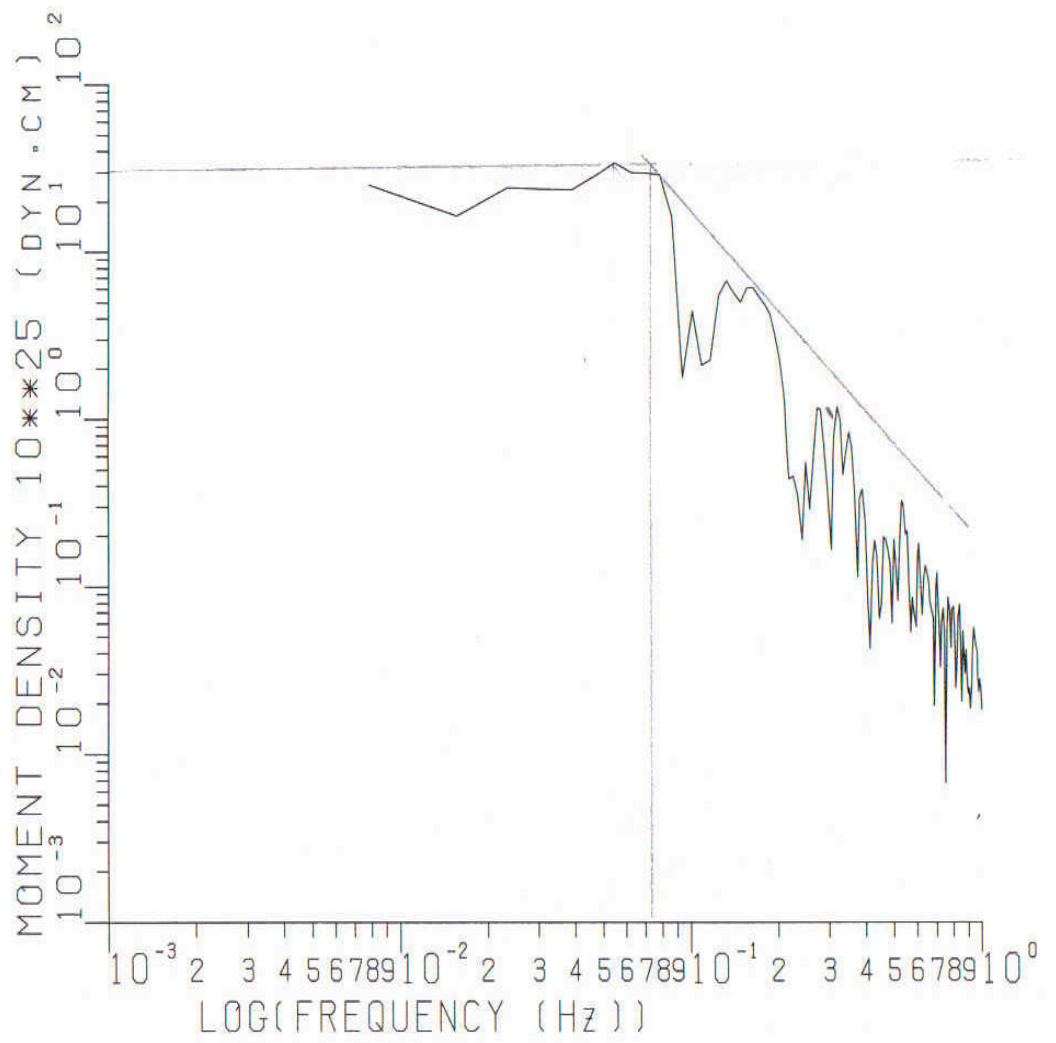


Figura 21 Espectro del evento del 19 de julio de 1997.

Sismo del 3 de febrero de 1998.

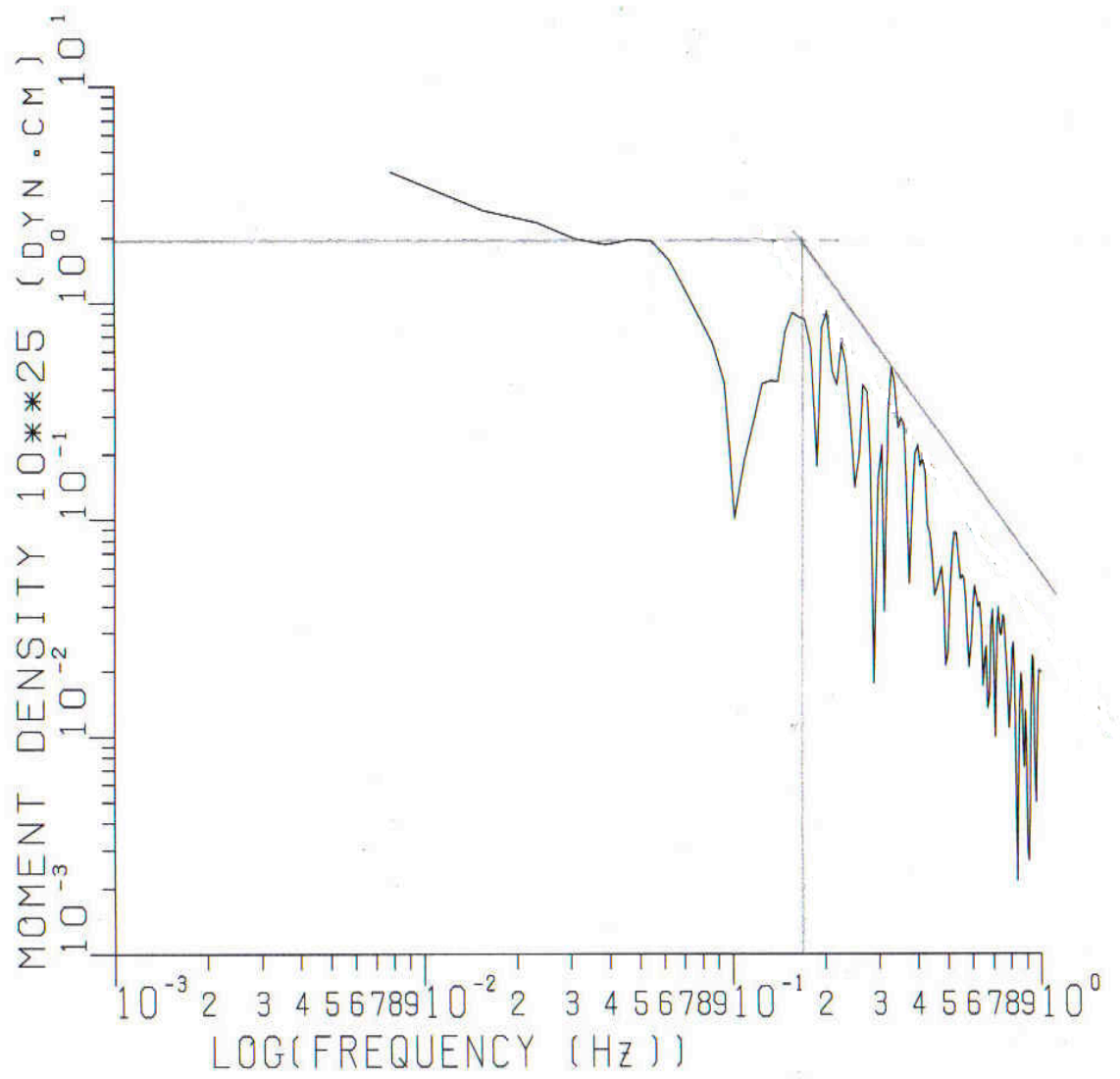


Figura 22 Espectro del evento del 3 de febrero de 1998.

Sismo del 7 de junio de 1998.

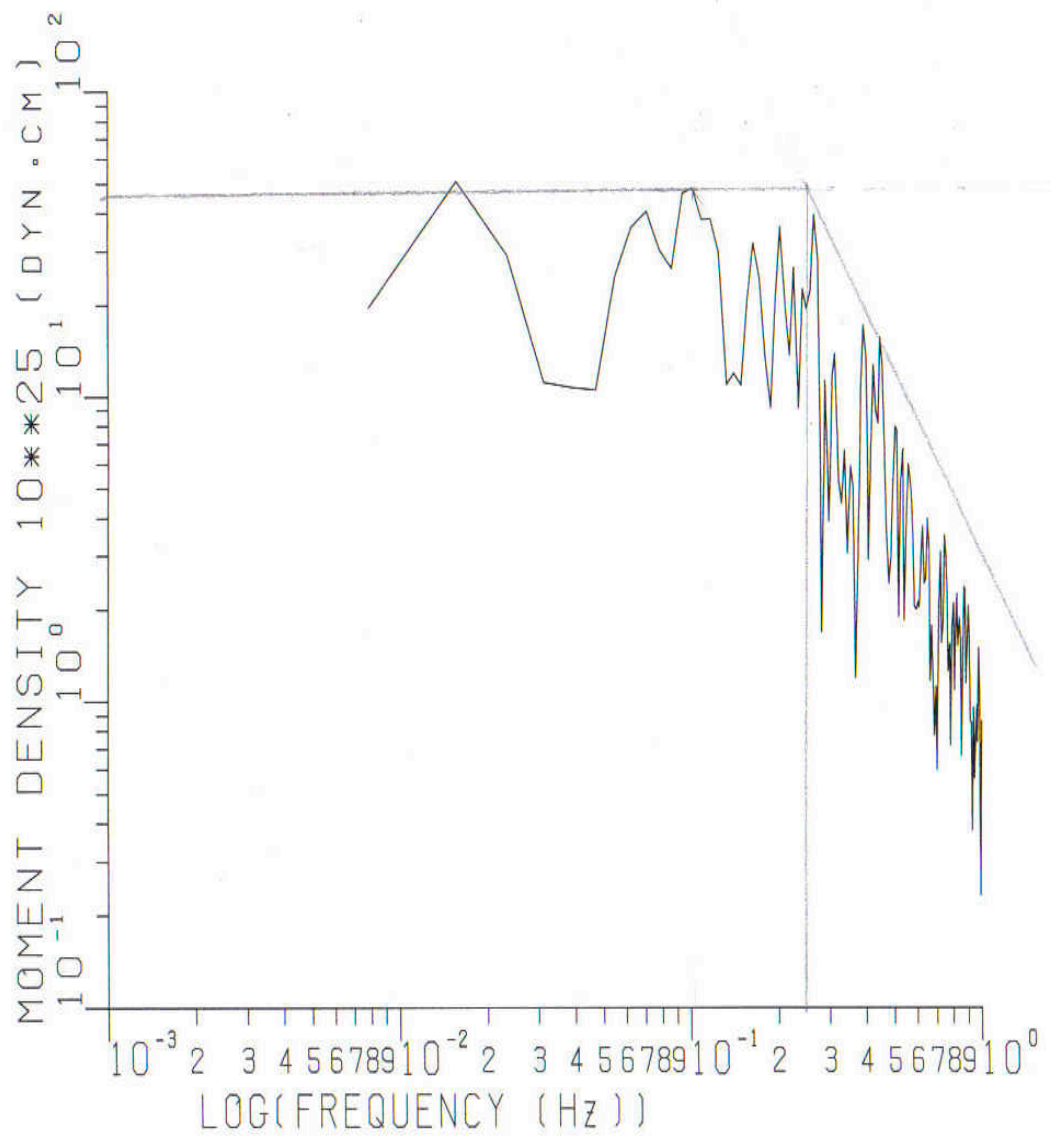


Figura 23 Espectro del 7 de junio de 1998.

Sismo del 30 de septiembre de 1999.

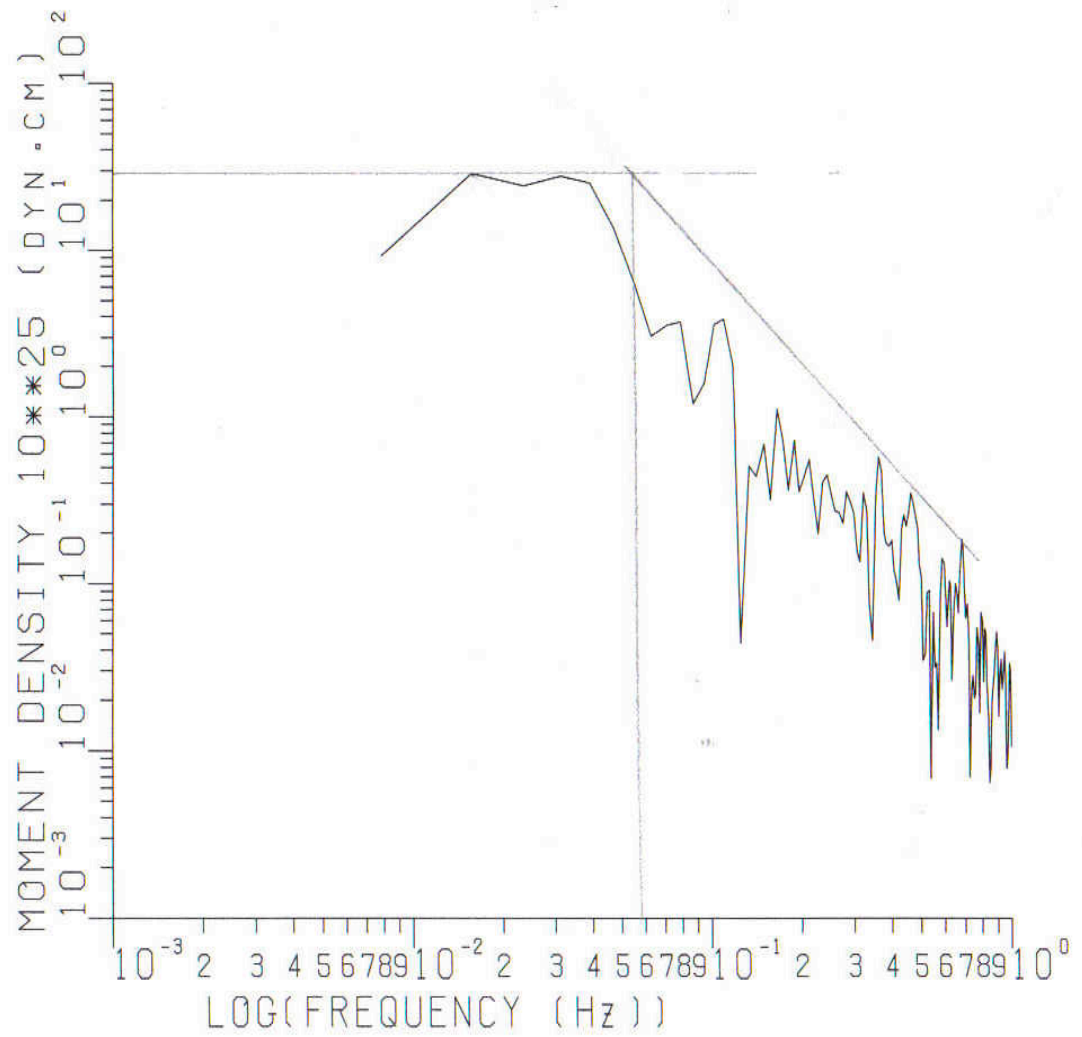


Figura 24 Espectro del 30 de septiembre de 1999.

Presentamos a continuación en forma resumida nuestros resultados de parámetros focales obtenidos del análisis espectral en la Tabla 3.

Tabla 3 En esta tabla encontramos los datos más importantes y relevantes para el estudio de estos sismos.

Sismo (fecha)	Momento (dinas-cm)	FREC. Esq. (Hz)	Caída de Esfuerzo.	Magnitud Mw	Largo de la falla (km)
---------------	--------------------	-----------------	--------------------	-------------	------------------------

			(bar)		
07/06/1982	2×10^{26}	0.07	72.875805	6.94	15.006
24/01/1983	2×10^{26}	0.06	45.892635	6.84	17.507
25/02/1996	4×10^{26}	0.08	21.875000	7.03	13.13
19/03/1996	2.1×10^{25}	0.2	17.861482	6.18	5.252
19/07/1997	3×10^{26}	0.07	10.937500	6.95	15.006
03/02/1998	2×10^{25}	0.02	17.010935	6.16	52.521
07/06/1998	4.5×10^{25}	0.2	38.274605	6.4	5.252
30/09/1999	3×10^{26}	0.06	68.852459	6.95	17.507

Una vez analizadas las señales procedemos a incorporar los datos al programa de inversión, el cual calcula la distribución de liberación de momento sísmico sobre el plano de falla.

3.2 Modelado

Se utilizó el grupo de ondas P de registros sísmicos de 1982-1999 registrados por las estaciones de la red IRIS que detectaron los eventos. Los registros sísmicos están dados en velocidad para el estudio de este trabajo, ya que pueden obtenerse también dados en el parámetro de distancia, y corresponden a estaciones localizadas a una distancia epicentral entre 30° y 90° . Contando con las señales correspondientes a cada evento se procede a su análisis y a la eliminación de todas aquellas señales en las que no se encuentren definidas las ondas P o, en su defecto, que sea solamente ruido. Posteriormente serán cortadas dejando sólo el tiempo necesario después de cada evento, que en este caso es de 100 segundos.

Antes de iniciar el procedimiento de deconvolución iterativa descrito en el Capítulo anterior, se tienen que definir los parámetros relacionados con el mecanismo focal, la función de tiempo y la rejilla sobre el plano de falla. Se utilizan los mecanismos focales reportados por Harvard al igual que el acimut (strike) y el buzamiento (dip) que se encuentran en la tabla 2.

La función de tiempo de las fuentes individuales usado es un trapecio con el mismo valor del tiempo de subida (10 segundos) y duración (120 segundos). Las mallas se definieron como sigue: el área del plano es de 450 km^2 y se divide en 6×3 puntos nodales espaciados cada 5Km, y de esta forma están representadas todas y cada una de las mallas.

Las dimensiones de las fallas asumidas cubren profundidades entre 3 y 33Km. El proceso de deconvolución se repitió 10 veces. Aunque el error de aproximación siempre decrece monótonamente mientras se incrementa el número de iteraciones, la convergencia depende de la elección que se haga de

las funciones de tiempo; se fija el número de iteraciones en 10 debido a que el error para más iteraciones decrece muy poco.

Observando las gráficas se podrá notar que las señales generadas sintéticamente se ajustan bastante bien a las registradas en las estaciones. Así también se muestran los planos de falla con las historias de los procesos de ruptura y la distribución espacial de las fuentes encontradas durante la deconvolución que se representan mediante círculos.

Con base en la distribución espacio-temporal, se puede describir el proceso de ruptura de los terremotos como sigue:

La Tabla 4 muestra los resultados del modelado obtenido para cada evento. Aunque la distribución acimutal no es óptima en algunas ocasiones como en el evento de 1982, en lo general hay una buena concordancia entre las señales sintéticas con las observadas además de una buena distribución acimutal, podemos observar en general una buena concordancia entre las señales sintéticas con las observadas, las señales sintéticas se representan con el color rojo y las observadas son las de color negro.

Tabla 4

Figura	Número de liberaciones de Momento Sísmico
25	2
26	1
27	1
28	1
29	1
30	3
31	1
32	1

De acuerdo a la historia temporal de estas liberaciones de momento sísmico, mostrada en la Tabla 5, podemos constatar que la ruptura tuvo lugar principalmente a profundidades, respectivamente para cada evento, manifestándose posteriormente una pequeña liberación de momento sísmico en la parte inferior del plano de falla, al NW del epicentro.

Tabla 5

Figura	Profundidad de la ruptura (km)
25a	18
26a	46
27a	7

28a	15
29a	12
30a	33
31a	18
32a	42

El sismo del 7 de Junio de 1982

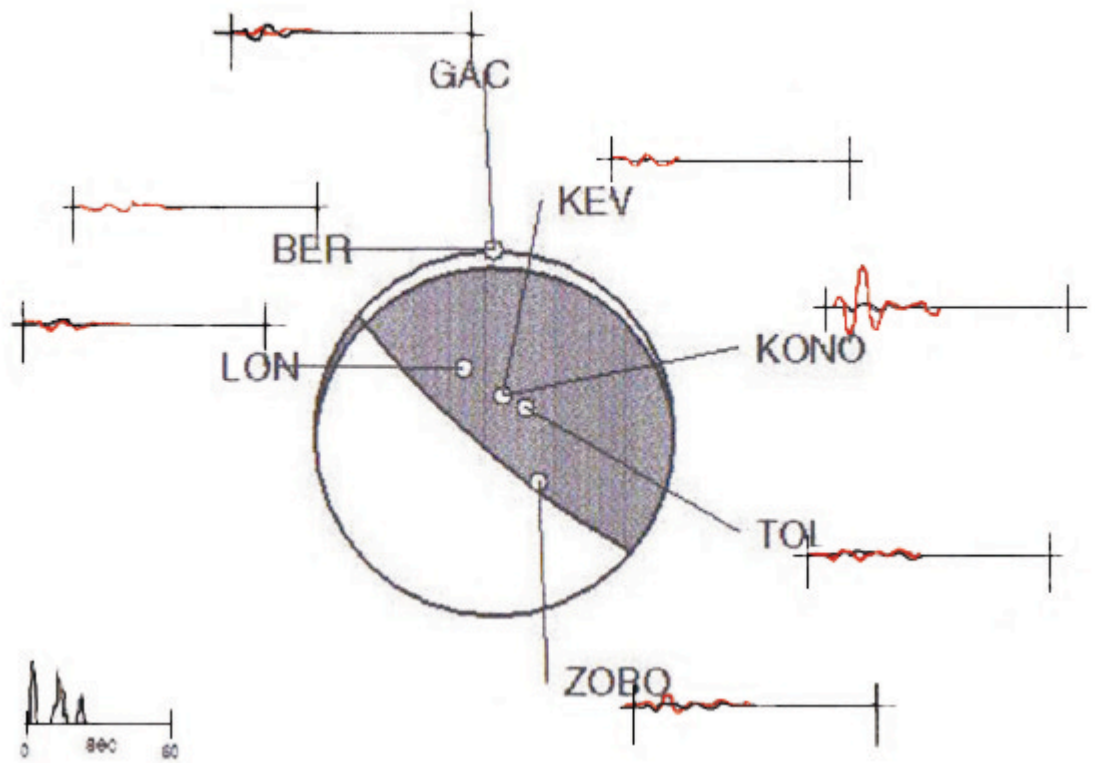


Figura 25 Distribución de estaciones en los planos de falla (la línea roja es la sintética).

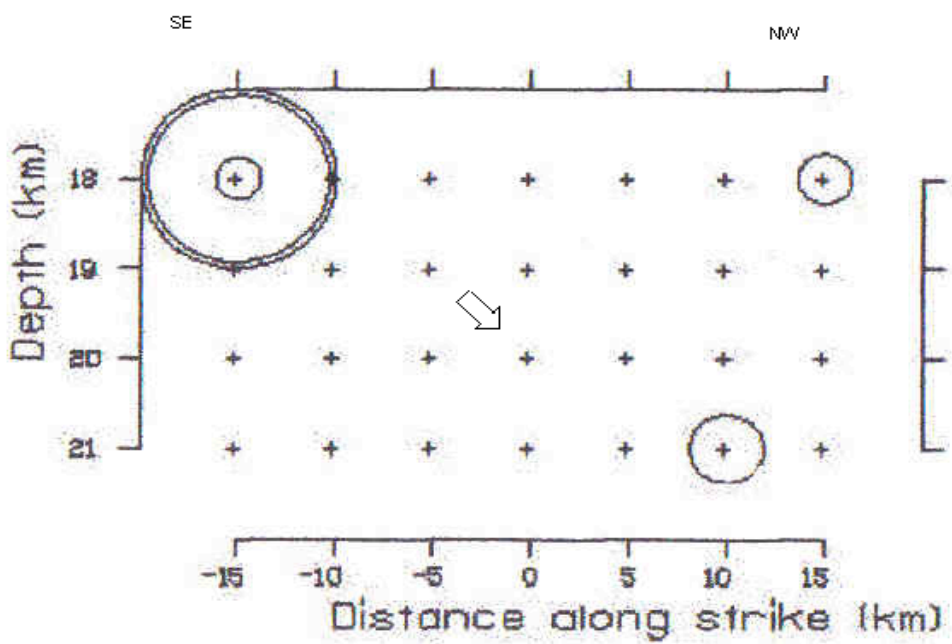
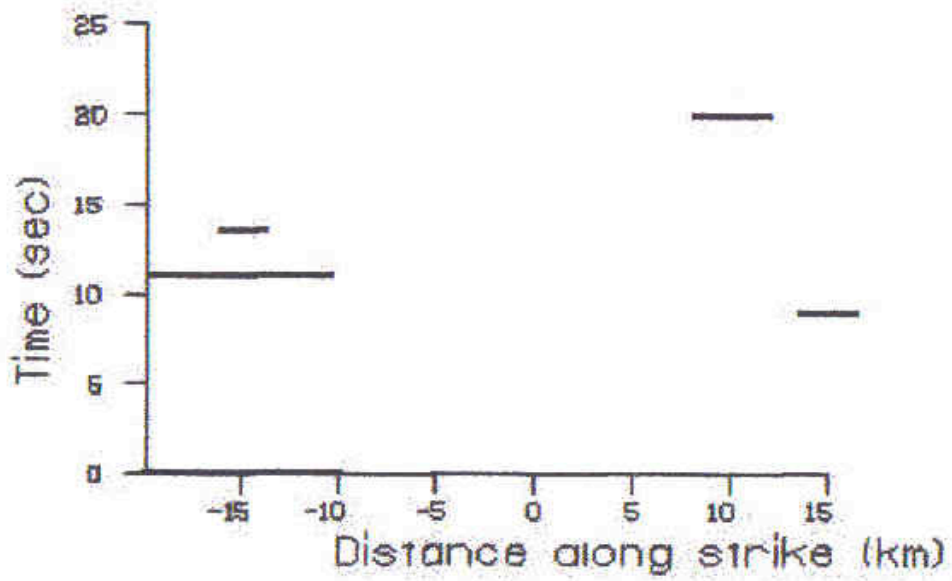


Figura 25a Distribución espacio-temporal.

El sismo del 24 de Enero de 1983

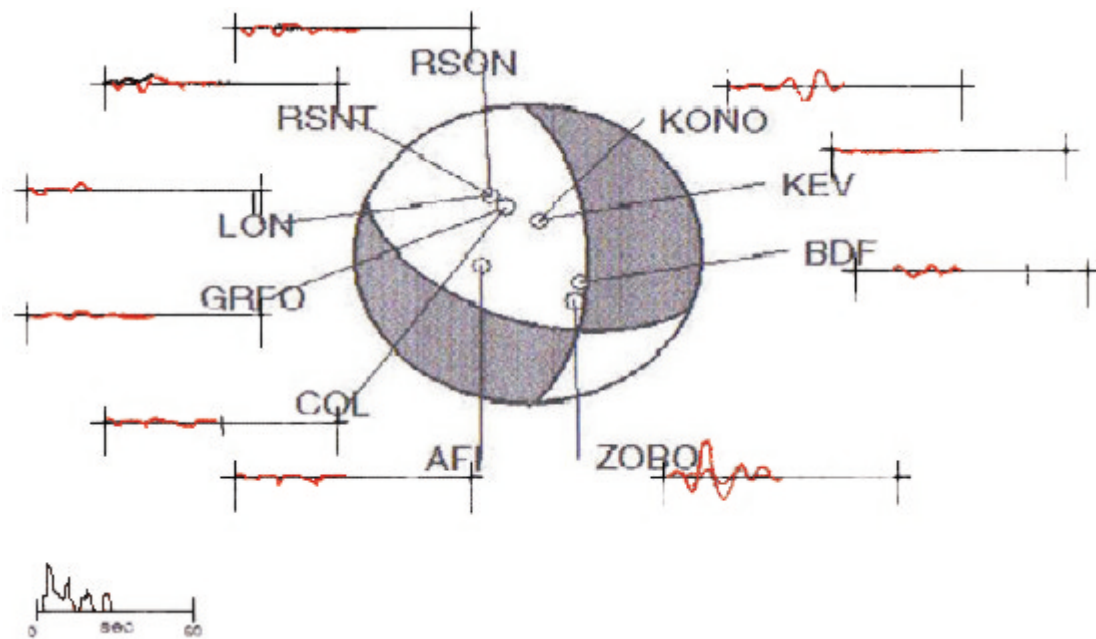


Figura 26 Distribución de las estaciones en los planos de falla (la línea roja es la sintética).

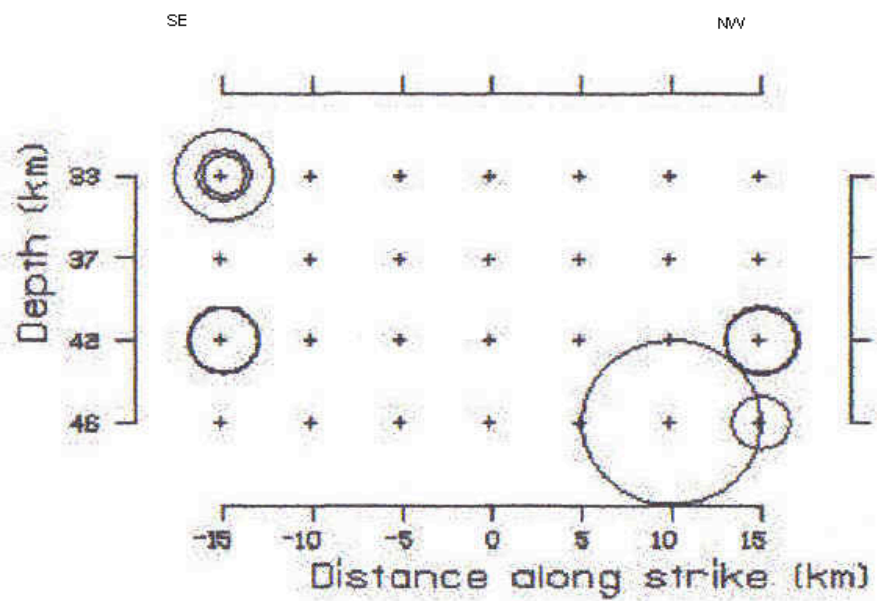
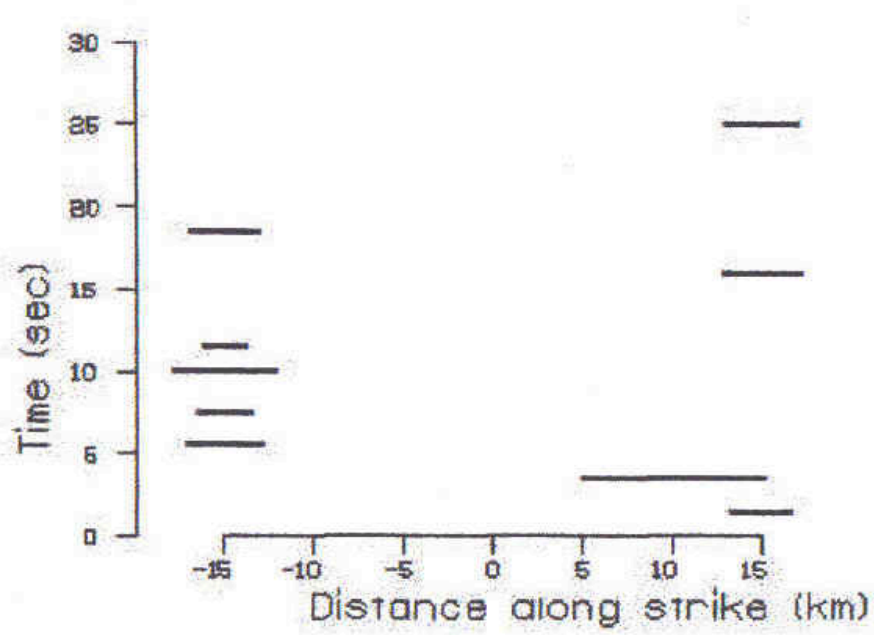


Figura 26a Distribución espacio-temporal.

El sismo del 25 de Febrero de 1996

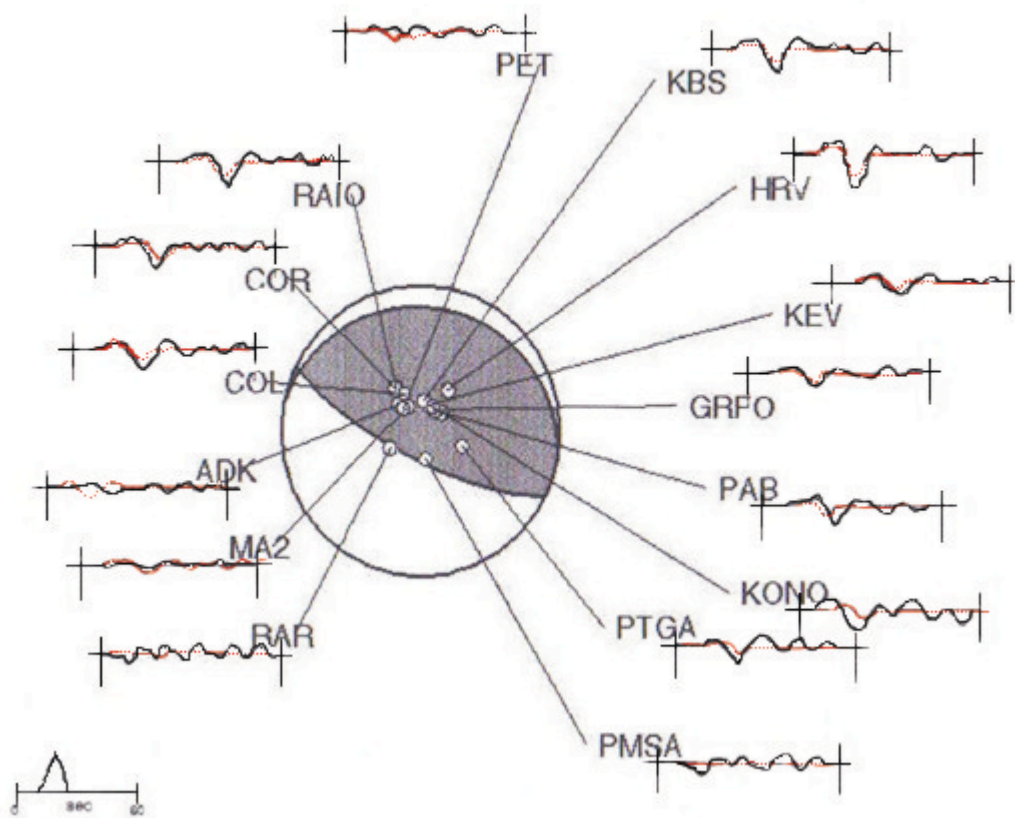


Figura 27 Distribución de estaciones en los planos de falla (la línea roja es la sintética).

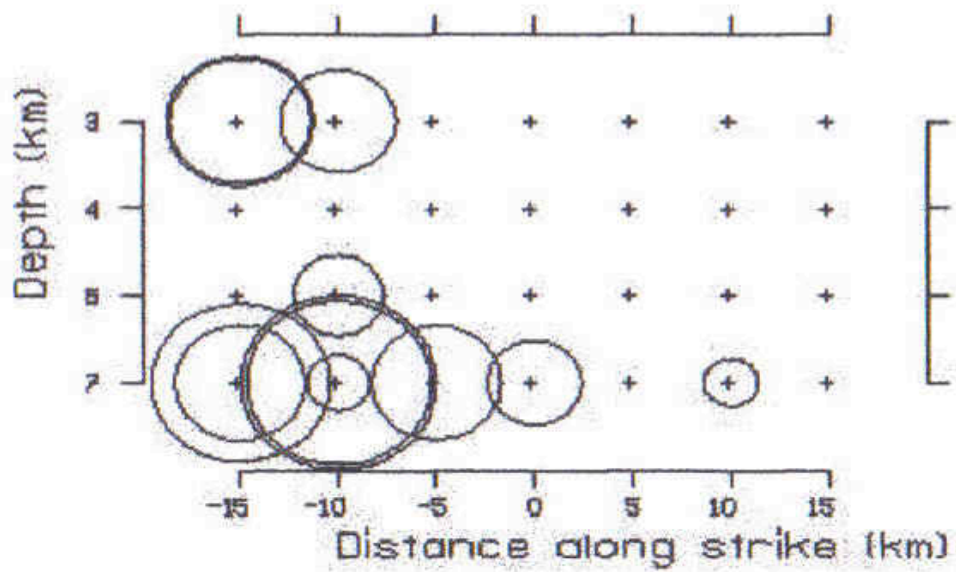
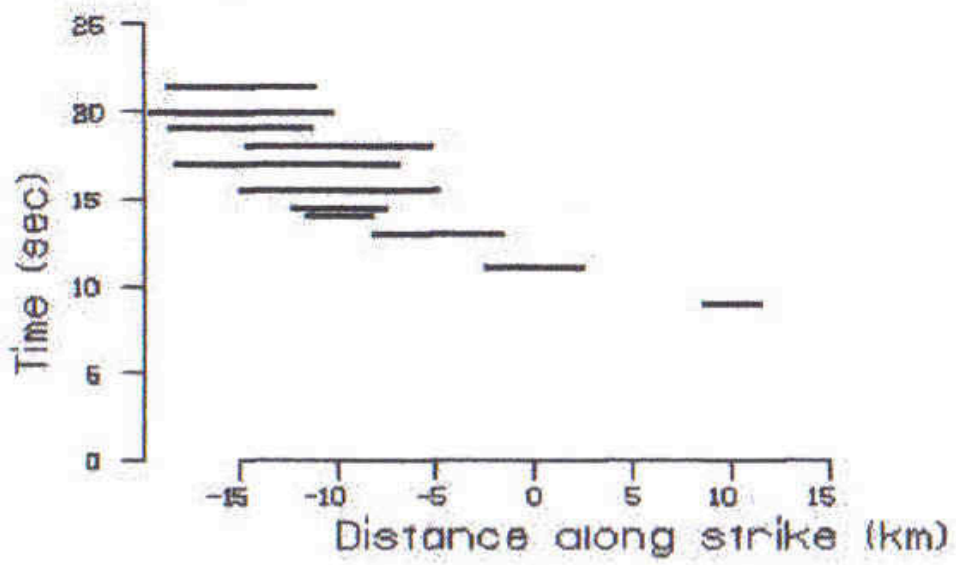


Figura 27a Distribución espacio-temporal.

El sismo del 19 de marzo de 1996

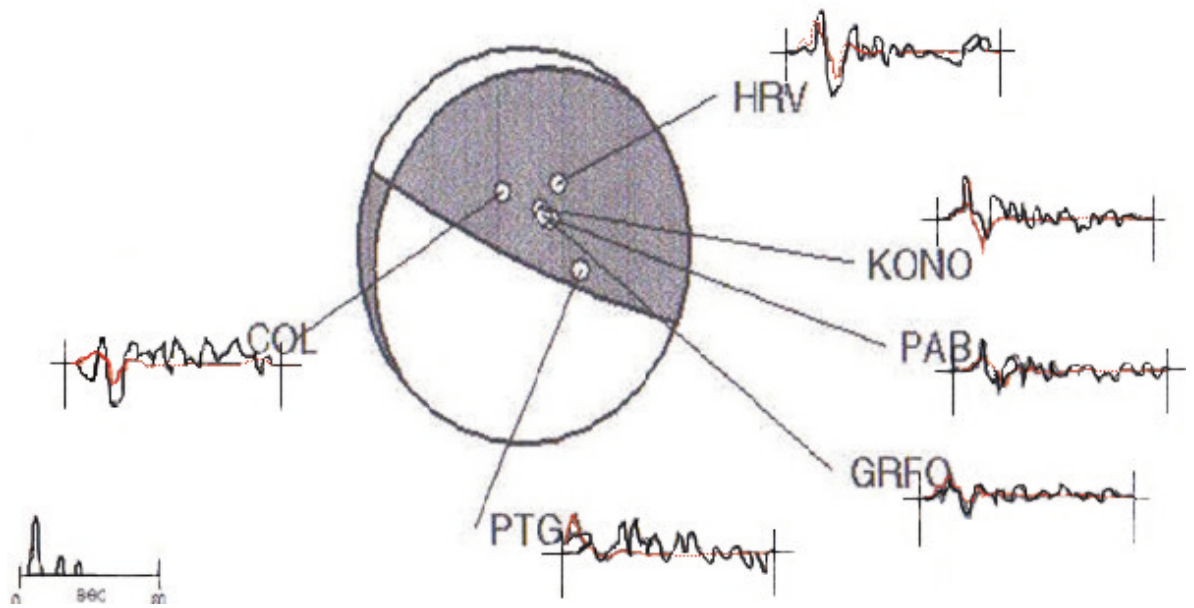


Figura 28 Distribución de estaciones en los planos de falla (la línea roja es la sintética).

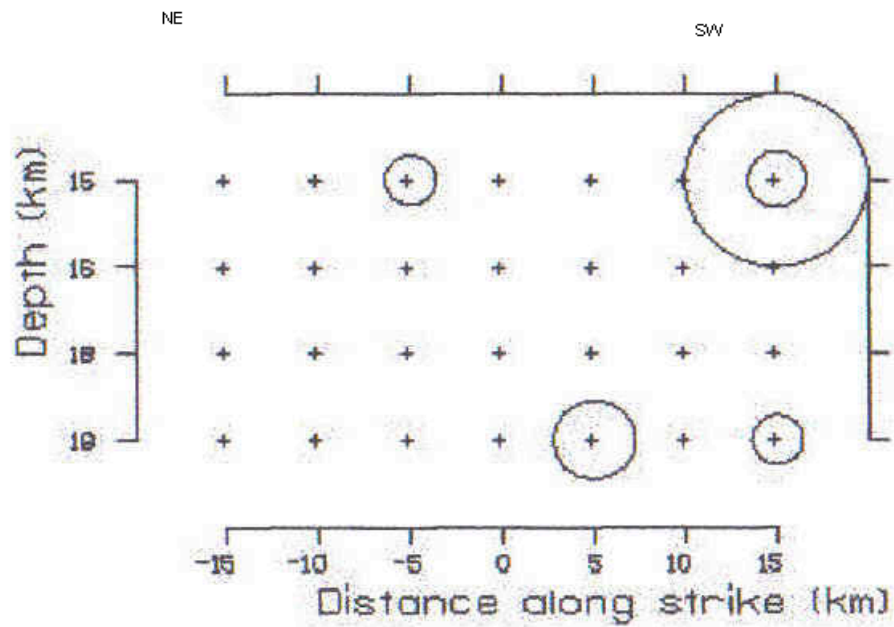
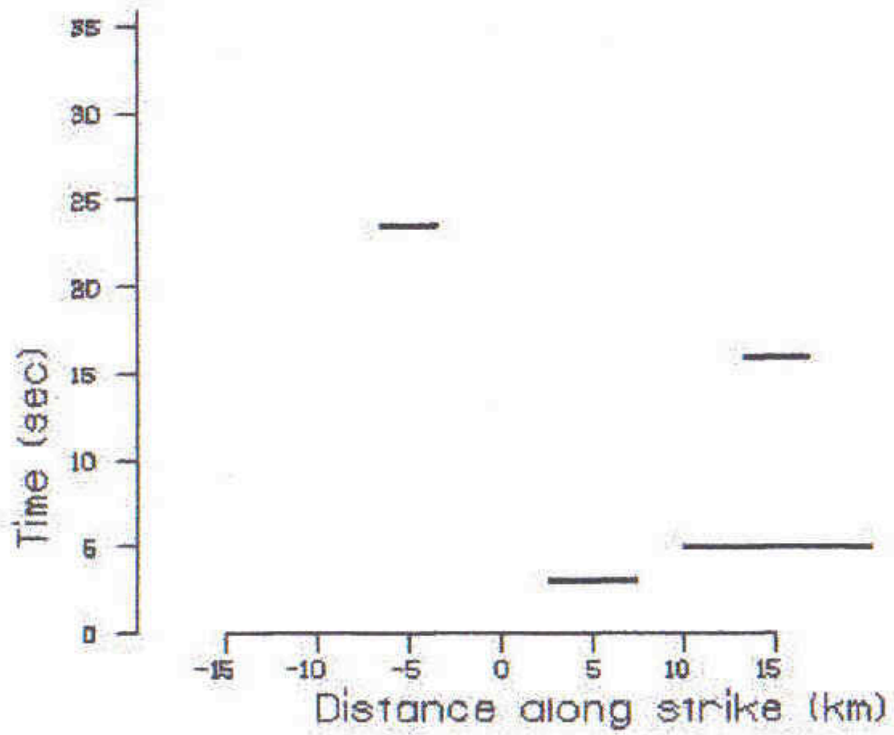


Figura 28a Distribución espacio-temporal.
El sismo del 19 de Julio de 1997

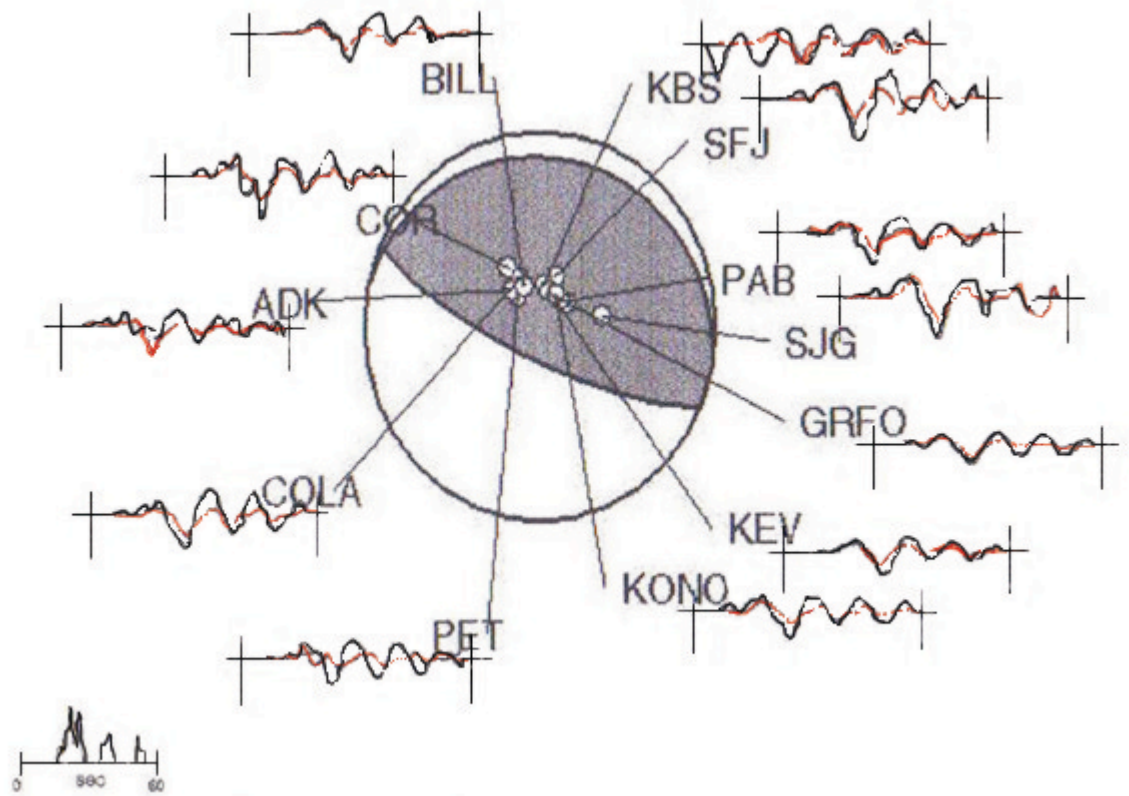


Figura 29 Distribución de las estaciones en los planos de falla (la línea roja es la sintética).

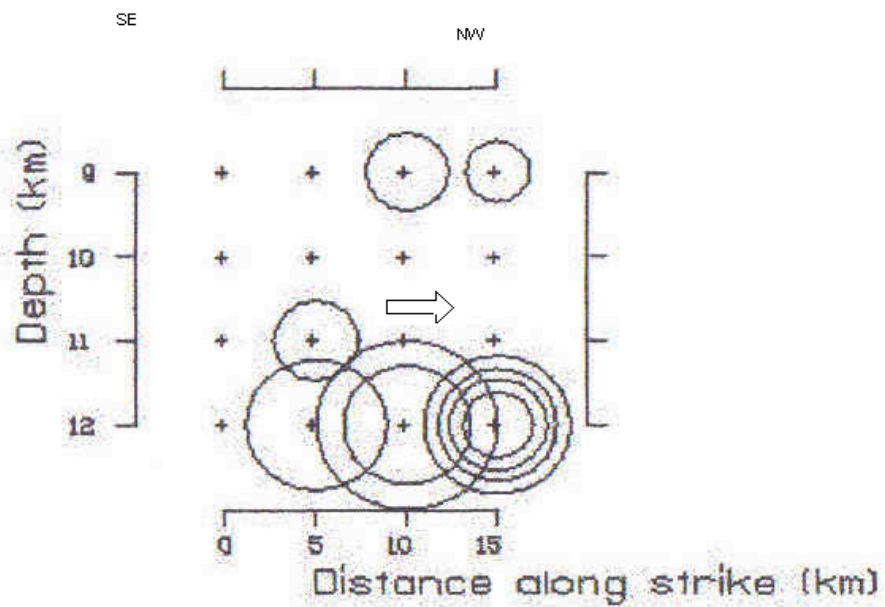
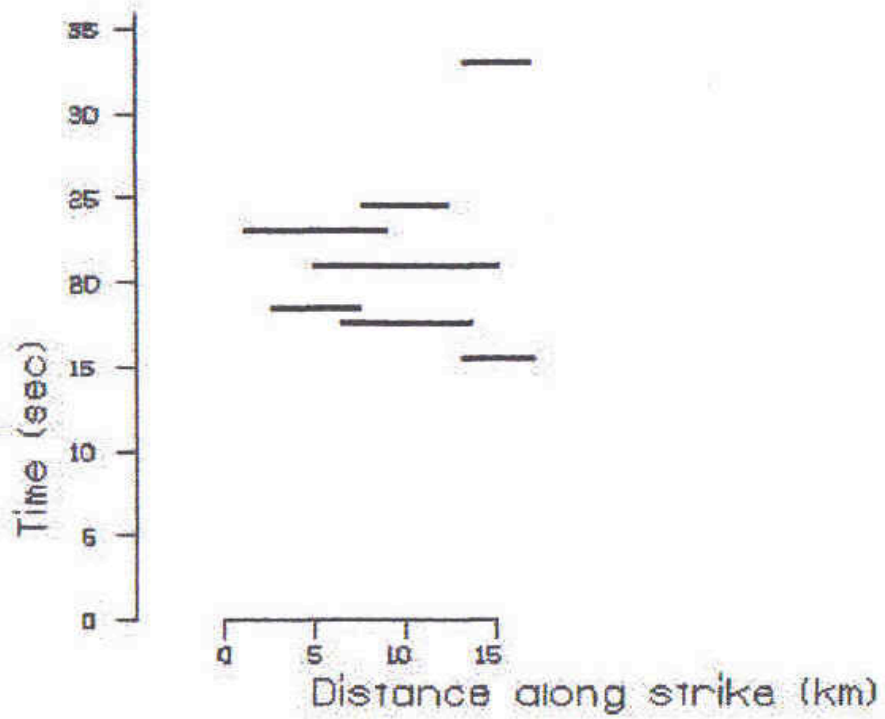


Figura 29a Distribución espacio-temporal.

El sismo del 3 de Febrero de 1998

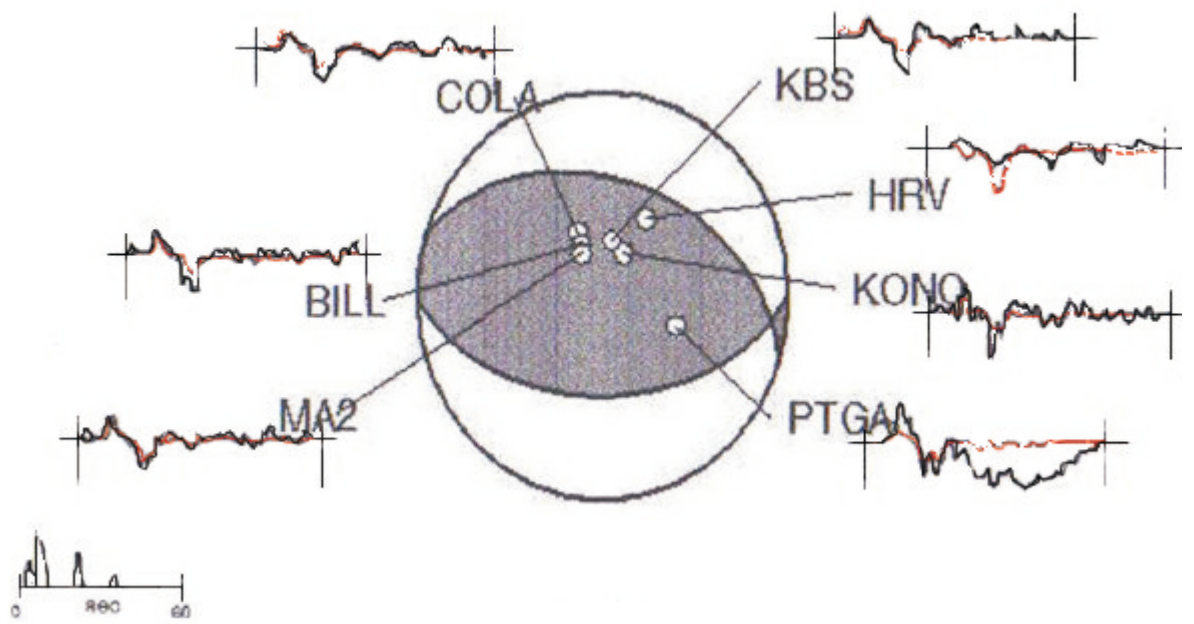


Figura 30 Distribución de las estaciones en los planos de falla (la línea roja es la sintética).

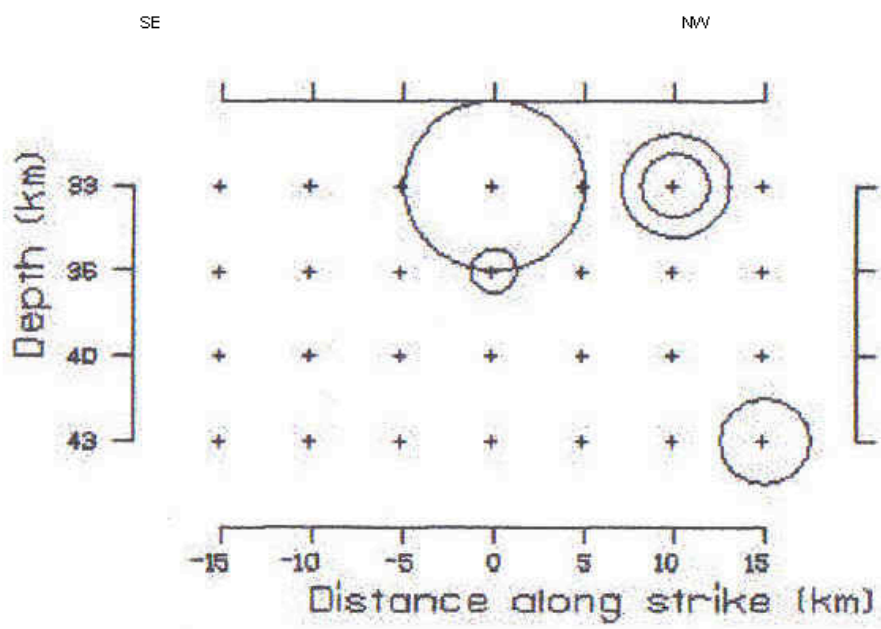
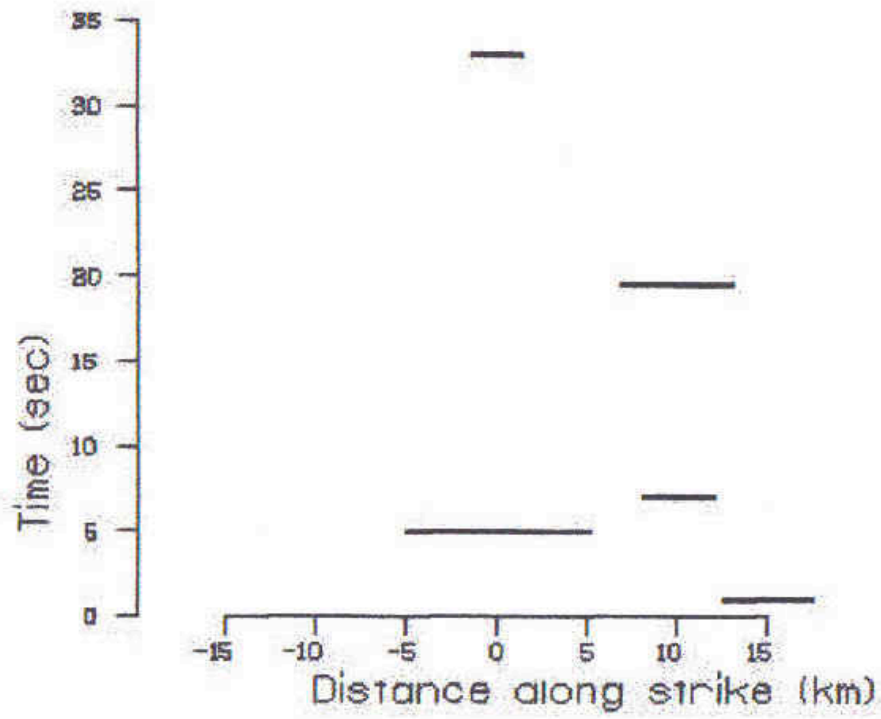


Figura 30a Distribución espacio-temporal.

El sismo del 7 de Junio de 1998

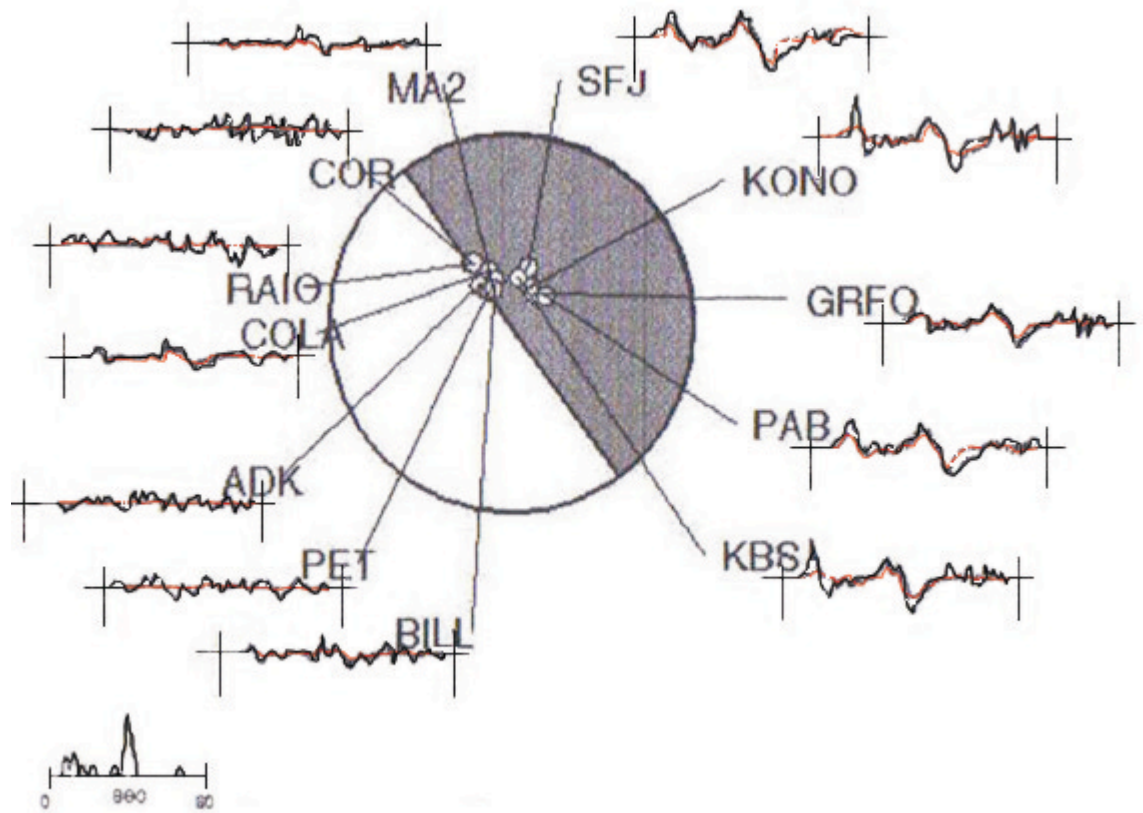


Figura 31 Distribución de las estaciones en los planos de falla (la línea roja es la sintética).

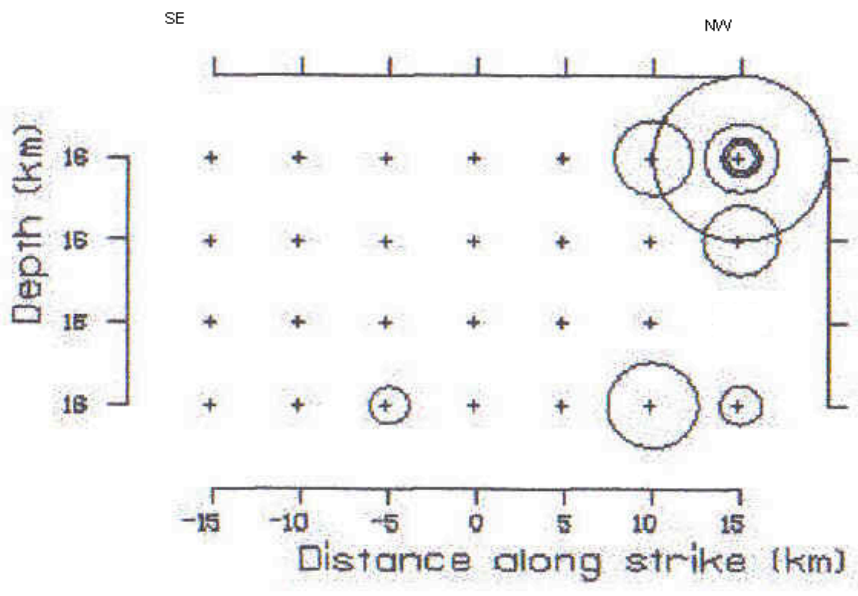
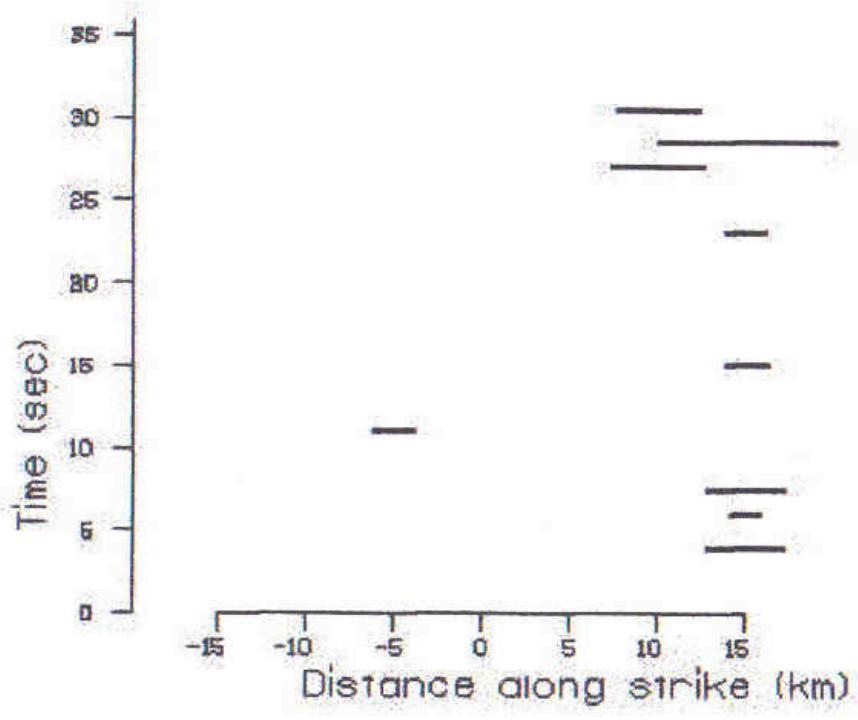


Figura 31a Distribución espacio-temporal.

El sismo del 30 de Septiembre de 1999

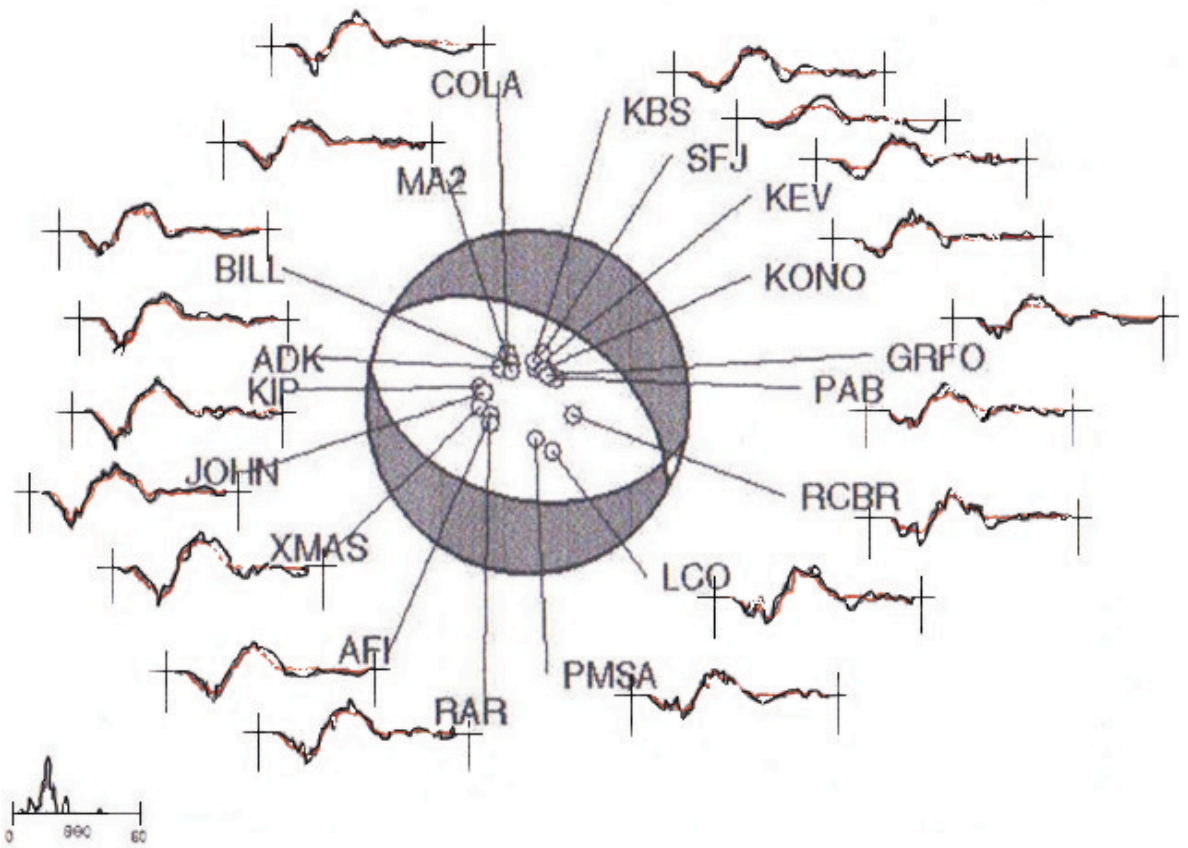


Figura 32 Distribución de las estaciones en los planos de falla (la línea roja es la sintética).

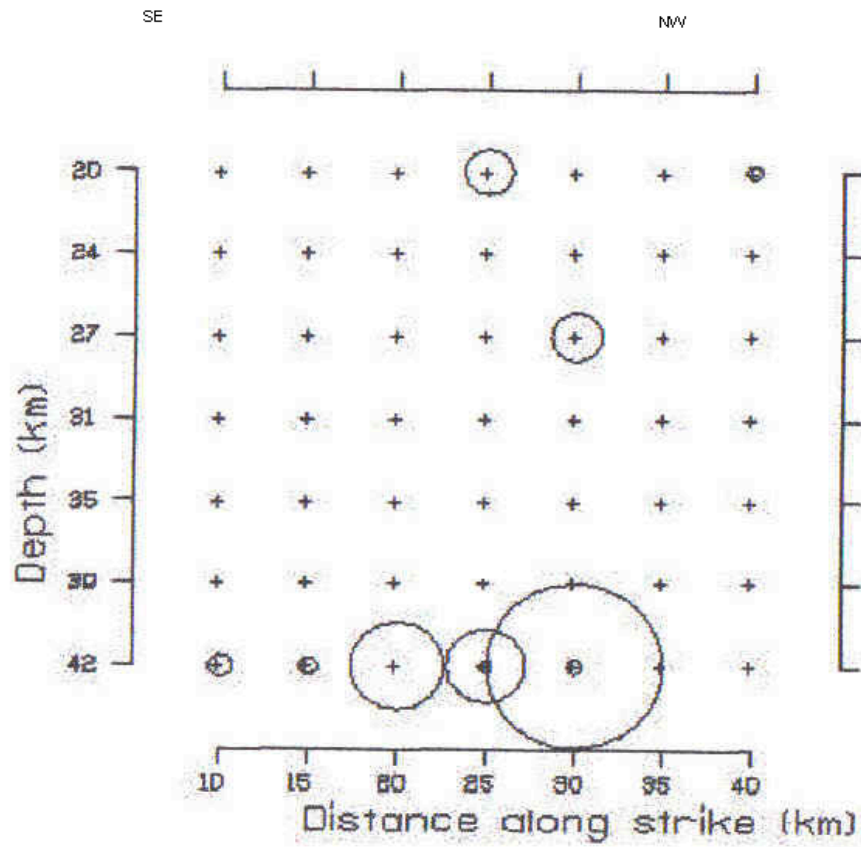
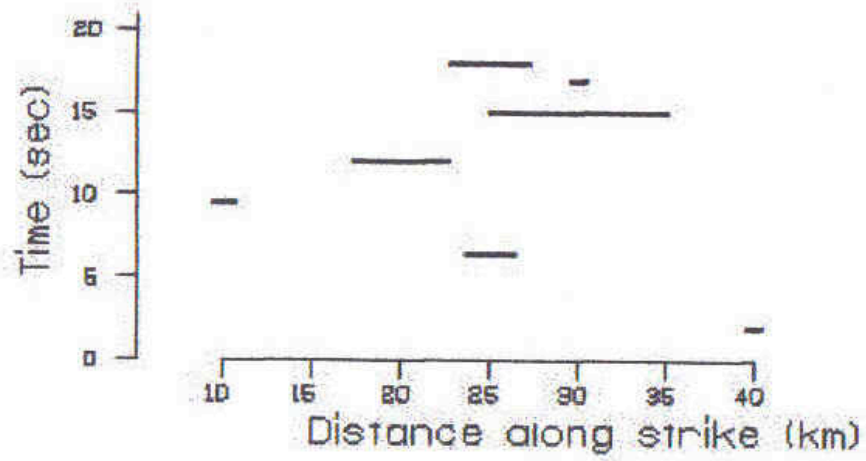


Figura 32a Distribución espacio-temporal.

Conclusiones

Se determinaron los procesos de ruptura de nueve sismos de la región costera de Oaxaca ocurridos durante el período 1982-1999. Mediante las técnicas de modelado de forma de onda.

Se determinó el espectro telesísmico de desplazamiento de la fuente para determinar los valores de la frecuencia de esquina y del momento sísmico suponiendo un modelo de Brune (1970). Los valores obtenidos se encuentran dentro del rango de 4×10^{26} y 4.5×10^{25} dinas cm para el momento sísmico, como se observa en el Capítulo 3 y en la tabla 3.

Se determinó el patrón de liberación de momento sísmico sobre el plano de falla para los eventos estudiados mediante el modelado de la forma de onda P para registros telesísmicos. Se observa que la mayoría de ellos muestra funciones de fuente relativamente simples lo que demuestra que son eventos que no tienen una propagación de ruptura, es decir, que solo hubo una gran liberación de energía y no varias. Para los eventos de 1983, 1996, 1998 y 1999, nuestros resultados muestran rupturas complejas tal como se puede apreciar en las figuras 18, 19, 20, 22, 24 y a la vez 26a, 27a, 28a, 30a y 32a.

Tal como se describió en el Capítulo 1, la región costera de Oaxaca es una de las más complejas del país desde un punto de vista geológico ya que existen cuatro complejos importantes que son el Oaxaqueño, el de Acatlán, el de Xolapa y el de Tierra Caliente.

Los eventos que aquí ocurren reflejan por tanto esta complejidad de la zona costera tanto a nivel superficial como en lo que se refiere a la tectónica de la zona. Es así que los eventos con mayor complejidad en su proceso de ruptura están asociados a las regiones más activas desde el punto de vista tectónico como puede ser la zona de dobletes en los límites Guerrero-Oaxaca.

Estudios previos de sismos ocurridos en la zona costera del estado muestran propagaciones de ruptura a lo largo de la costa, al igual que estudios anteriores sobre la compleja sismicidad de la región, y la contribución de Nava (1987), al proporcionar la velocidad de la zona de subducción de la placa de Cocos.

Referencia.

1. Aki K. (1972). Earthquake mechanism, the upper mantle, ed. A. R. Ritsema Tectonophysics, 13, 423-446.
2. Bezzeghoud, M., A. Deschamps y R. Madariaga (1987). Some observation of earthquake source time function and broad band spectra on digital stations. Proceedings of the school of applied geophysics, held at erice, march 1987. G. panza, editor (en prensa).
3. Brune, J. N. (1970). Tectonic stress and the spectra of seismic shearwaves from earthquakes. J. Geophys. Res., 75, 4997-5009.
4. Cassinis R., Nolet G. and Panza G.F. (1989). Digital seismology and fine modeling of the lithosphere.
5. De Cesna, Z., 1965, Reconocimiento geológico en la Sierra Madre del Sur de México, entre Chilpancingo y Acapulco, Estado de Guerrero: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología Boletín, 62, 77 p.
6. Der, Z., y A.C. Less(1985)Methodologies of estimating $t^*(f)$ from short period body waves and regional variations of $t^*(f)$, Geophys. J. R. Astr. Soc. 82, 125-140.
7. Guerrero-García, J. C., Silver, L. T., Anderson, T. H., 1978, Estudios geocronológicos en el complejo Solapa: Boletín de la sociedad Geológica Mexicana, 39, 2-33.
8. Hanks, T.C. (1982): f_{max} , Bull. Seism. Soc. Am. 72,1867-1880.
9. Hernández, B., N. Shapiro, S. K. Singh, J. F. Pacheco, F. Cotton, M. Campillo, A. Iglesias, V. cruz, J. M. Gómez y L. Alcántara (2001). Rupture history of sep 30, 1999 Intraplate earthquake of Oaxaca, Mexico (Mw=7.5) from inversion of strong motion data in the frequency domain, Geophys. Res.Lett, 28, 363-366.
10. Houston H. y H. Kanamori (1986) Source spectra of great earthquakes: teleseismic constraints on rupture process and strong motion. Bull. Seism. Soc. Am. 76, 19-42.
11. Madariaga, R. (1976), Dynamics of an expanding circular fault. Bull. Seism. Soc. Am. 66, 639-668.
12. Nava A. (1987). Terremotos. La Ciencia para Todos. Fondo de Cultura Económica.
13. Nieto A. F., Samaniego I., Susana Alicia Alaniz Álvarez y Fernando Ortega Gutiérrez (1995). Estructura interna de la falla de Oaxaca (México) e influencia de las anisotropías litológicas durante su actividad cenozoica. Revista Mexicana de ciencias geológicas Res. 12, 1-8.
14. Ortega-Gutiérrez, F., 1981, Metamorphic belts of southern Mexico and their tectonic significance: Geofísica Internacional, 20(3), 177-202.
15. Ortiz, M., Singh, S.K., V. Kostoglodov, and J. Pacheco (2000). Constraint on the rupture areas of the Acapulco-San Marcos, Mexico Earthquakes of 1962 (M 7.1; 7.0) and 1957 (M7.7), based on the analysis of tide records, Geofís. Intern., 39, 337-348.

16. Pardo, Mario y Suárez, Gerardo. Shape of the subducted Rivera and Cocos plates in southern Mexico: Seismic and tectonic implications. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 100, pp12,357-373, July 10, 1995.
17. Peter J. Smith (1975). *Temas de Geofísica*.
18. Sánchez-Rubio, G., 1975, *Las migmatitas de Puerto Escondido, Oaxaca: México, D.F., Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México, Tesis de Licenciatura, 47p.*
19. Seth Stein, Michael Wysession (2003). *An introduction to seismology, earthquakes, and earth structure.*
20. Singh, S. K., G. Suárez y T. Domínguez (1985). The great Oaxaca Earthquake of 15 January 1931: Lithosphere normal faulting in the subduced Cocos Plate, *Nature*, 317, 56-58.
21. Singh, S. K., M. Ordaz, L. Alcántara, N. Shapiro, V. Kostoglodov, J. F. Pacheco, S. Alcocer, C. Gutiérrez, R. Quaas, T. Mikumo, and E. Ovando (2000). The Oaxaca earthquake of 30 September 1999 (Mw=7.5): a Normal-faulting event in the subduced plate, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 71, 67-78.
22. Udías A., D. Muñoz, E. Bufon (1985), *Mecanismo de los terremotos y tectónica.*
23. Udías A., D. Muñoz (1989), *Física de la tierra movimientos fuertes del suelo y riesgo de terremotos. RES. 1-1989, departamento de física de la tierra, Astronomía y Atmosférica, Universidad Complutense de Madrid.*
24. Udías, Agustín. *Principles of seismology.* Cambridge University Press. 1999.
25. Valdez, C., W.D. Money, S.K. Singh, R.P. Meyer, C. Lomnitz, .H. Lueterget, C.E. Helsley, B.T.R Lewis y M. Mena (1986). Crustal structure of Oaxaca, Mexico from seismic refraction measurements, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 76,547-563.