

03077



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO

UNIDAD ACADEMICA DE LOS CICLOS PROFESIONAL Y POSGRADO DEL COLEGIO DE CIENCIAS Y HUMANIDADES INSTITUTO DE GEOFISICA POSGRADO EN GEOFISICA



DOS CASOS DE SISMICIDAD SUPERFICIAL EN CENTROAMERICA —EL ENJAMBRE DE MAYO DE 1988 EN EL GRABEN DE LA CIUDAD DE GUATEMALA —EL TERREMOTO DE SAN SALVADOR, EL SALVADOR. DEL 10 DE OCTUBRE DE 1986

T E S I S

QUE PARA OPTAR AL GRADO DE MAESTRO EN SISMOLOGIA Y FISICA DEL INTERIOR DE LA TIERRA PRESENTA: JOSE ENRIQUE MOLINA CRUZ

CIUDAD UNIVERSITARIA TESIS CON FALLA DE ORIGEN MAYO, 1992



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas Tesis Digitales Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS © PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

RESUMEN

Dos secuencias sísmicas, relacionadas con fallamientos superficiales en la zona marginal del sur de Centroamérica, son estudiados con detalle. La mayoría de los sismos destructores en Centroamérica ha ocurrido en fallamientos superficiales localizados en dicha zona.

La primera parte abarca el estudio del enjambre de mayo de 1988. Este ocurre en el graben de la ciudad de Guatemala y se relaciona con una falla de tipo normal con rumbo $N350^\circ$ y buzamiento de 75° al E. Estos parámetros son sugeridos por la distribución espacial de los eventos y por el estudio de las direcciones de polarización de la onda-S, en el acelerógrafo de la estación de Ciudad de Guatemala situada 3 km al NE del enjambre. El mecanismo propuesto es compatible con la tectónica local, gobernada por un graben de dirección NS. En el lado oeste del graben ocurrieron algunas réplicas después del terremoto de febrero de 1976 ($M_s=7.6$) asociado a la falla del Motagua.

La segunda parte se refiere al terremoto de San Salvador del 10 de octubre de 1986 ($M_s=5.4$). Se estudiaron: 1) la distribución espacial de las réplicas, con los datos de la red sismológica local de período corto; 2) el mecanismo focal, el momento sísmico y la profundidad del evento principal, utilizando los registros de estaciones digitales telesísmicas; 3) búsqueda detallada de la localización epicentral del evento principal, utilizando la polaridad de las fases SH y SV_r en los registros de movimiento fuerte; y 4) el espectro promedio de aceleración del evento principal y se estimó la caída de esfuerzo en la fuente utilizando los registros de las componentes horizontales de los acelerógrafos. Los resultados obtenidos con estos conjuntos de datos, son:

- Epicentro: $13.72^\circ N$, $-89.18^\circ W$
- Profundidad: 9 Km
- Plano de Falla: Rumbo= $N3^\circ$, Buzamiento= 75° al E, Vector Deslizamiento= 20° (Falla transcurrente lateral izquierda, con pequeña componente de falla inversa)

-Momento Sísmico: 3.0×10^{24} dinas-cm (ondas de internas de datos telesísmicos) y 1.4×10^{25} dinas-cm (componentes horizontales de las estaciones de movimiento fuerte, en campo cercano)

Las amplificaciones producidas por la estructura cortical en el área epicentral serían del orden de 5 veces, en el rango de 0.3 a 10 Hz, en relación al momento sísmico obtenido con los datos telesísmico y referido al modelo de Brune.

Brevemente se discuten las diferencias y semejanzas entre los terremotos de octubre de 1986 y el de mayo de 1965 ($M_s=6.0$), los que causaron daños en la ciudad de San Salvador.

INDICE

	Página
I. INTRODUCCION	1
II. TECTONICA Y SISMICIDAD SUPERFICIAL EN CENTROAMERICA	4
III. EL ENJAMBRE DE MAYO DE 1988 EN EL GRABEN DE LA CIUDAD DE GUATEMALA	10
1 Introducción	10
2. Análisis de Datos y Resultados	13
2.1. Registros de período corto	13
2.2 Registros de acelerógrafo	15
3 Discusión y Conclusiones	31
IV. TERREMOTO DE SAN SALVADOR, EL SALVADOR, DEL 10 DE OCTUBRE DE 1986	34
1 Introducción	34
2 Análisis de Datos y Resultados	35
2.1 Registros de la red telemétrica local	35
2.2 Registros telesísmicos	42
2.3 Registros de aceleración	44
3 Discusión y Conclusiones	77
V. DISCUSION Y CONCLUSIONES GENERALES	83
APENDICE (Polarización de la fase-S)	87
BIBLIOGRAFIA	90

I. INTRODUCCION

La zona bajo estudio la constituye lo que geográficamente se denomina Centroamérica y en especial la franja paralela a la costa sur en donde se concentra la mayor actividad sísmica superficial ($h < 20$ km) dentro de la Placa del Caribe. El rasgo topográfico más relevante en esta parte es el arco volcánico centroamericano.

La información histórica e instrumental indica que la mayoría de los sismos que han causado daños importantes están asociados a fallamientos secundarios dentro de la franja definida por la sismicidad superficial. Ejemplos de este tipo de eventos ocurridos durante el presente siglo y que han sido reportados en la literatura se muestran en la Tabla 1.

A pesar de la frecuencia con la que ocurren estos eventos y los daños que producen, su relación con la tectónica local y regional aún no está bien explicada. Esto se debe, en primer lugar, a que las redes locales (de período corto y/o de movimiento fuerte) son relativamente recientes (aproximadamente 20 años) y su cobertura es limitada.

Se considera que las preguntas básicas: ¿cuáles son las características de la sismicidad en ésta zona?, ¿cuál es su relación con la tectónica local y regional? y ¿qué implicaciones tienen en la evaluación de la amenaza sísmica? siguen siendo válidas. Para contribuir al estudio de este tipo de sismicidad se seleccionaron dos eventos típicos de la región: una serie tipo enjambre que ocurrió dentro del graben de la Ciudad de Guatemala en mayo de 1988 y el terremoto de San Salvador, El Salvador, del 10 de octubre de 1986. Estos dos eventos, además de estar asociados a un mismo ambiente tectónico regional, tienen en común el haber ocurrido prácticamente al centro de las redes locales telemétricas de período corto y cerca de estaciones autónomas de movimiento fuerte (acelerógrafos).

TABLA I
SISMOS OCURRIDOS DURANTE EL PRESENTE SIGLO PRODUCIDOS POR FALLAS
SUPERFICIALES Y QUE HAN CAUSADO ALGUN TIPO DE DAÑO EN CENTROAMERICA

País	Mes/Año	M_s	M_L	Zona Epicentral	Referencia *
COSTA RICA	4/1910			Cartago	1,2
	7/1911			Toro Amarillo	1
	6/1912			Sarchí	1
	4/1973	6.5		Tilarán	2
	12/1990	5.7		Puriscal	3,4
NICARAGUA	3/1931	5.6		Managua	5
	1/1968	4.6		Managua	5
	12/1972	6.2		Managua	5
EL SALVADOR	6/1917			San Salvador	6
	4/1919			San Salvador	6
	12/1936			San Vicente	6,7
	5/1965	6.0		San Salvador	8
	10/1986	5.4		San Salvador	6,9
GUATEMALA	12/1917			Guatemala	10
	3/1913			Cuilapa	12
	10/1919			Santa Rosa	11
	9/1982		5.0	Chanmagua	11
	12/1985		5.0	San Marcos	13
	10/1991		5.3	Pechuta	14

*Referencias: (1) Güendel, 1986; (2) Montero y Dewey, 1986; (3) Güendel, et al., 1990; (4) Montero, et al., 1991; (5) Algermissen, et al., 1974; (6) White, et al., 1987; (7) Levin, 1937; (8) Lomnitz y Shultz, 1966; (9) Ríos, R., et al., 1986; (10) Seismological Notes, BSSA, v. 8, 1918; (11) Boletín Sismológico (Anual), INSIVUMEH; (12) Dr. H Monzón, comunicación personal; (13) Quevec y Molina, 1986; (14) Molina, 1991. M_L =magnitud local, duración de coda.

En el primer caso, se utilizan los registros de período corto de la red telemétrica local para estudiar la distribución espacial de los eventos del enjambre y los registros de aceleración de seis eventos en la estación mas cercana (3 km al noroeste del enjambre aproximadamente) para analizar la dirección de polarización de la fase-S. Ambos conjuntos de datos proporcionan información sobre los parámetros geométricos de la fuente.

El terremoto de San Salvador del 10 de octubre de 1986 ya fue estudiado por otros autores (Ríos, R., et al., 1986; Alvarez, S., 1987; White, et al. 1987) en forma preliminar. En el presente trabajo fueron releídos los registros de período corto de la red telemétrica local, para estudiar con detalle la distribución espacial de las réplicas. Se incluyen los registros de estaciones digitales tele sísmicas para calcular el mecanismo, tamaño y profundidad del evento principal; además las características de la forma de onda de los registros de movimiento fuerte de estaciones cercanas a la fuente, para relocalizar el epicentro.

El trabajo está organizado de la siguiente forma: primero, se presenta brevemente el marco tectónico y las características generales de la sismicidad en la zona de interés. Los dos capítulos siguientes constituyen la parte central del trabajo, uno está dedicado al enjambre de mayo de 1988 dentro del graben de la Ciudad de Guatemala y el otro al terremoto de San Salvador del 10 de octubre de 1986. Cada uno de ellos se desarrolla en forma independiente con su análisis de los datos, discusión y resultados. Por último el capítulo de Discusión y Conclusiones Generales analiza las dos series estudiadas dentro de la tectónica de la región tratando de dar respuesta a las preguntas anteriormente mencionadas.

La metodología utilizada en el análisis de los datos en ambas series es básicamente la misma y en su mayor parte bien conocida, aun así se consideró importante incluir un apéndice en el cual se presentan los conceptos básicos sobre la polarización de la fase-S de registros cercanos a la fuente.

II. TECTONICA Y SISMICIDAD SUPERFICIAL EN CENTROAMERICA

Molnar y Sykes (1969) establecen por primera vez la tectónica de placas para la región del Caribe, los movimientos relativos para las placas dados por estos y otros autores (Minster y Jordan, 1978; Sykes, et al., 1982; Stein, et al., 1988) indican que: la velocidad, respecto a la Placa del Caribe, de las placas norteamericana y suramericana son del orden de 3 cm/año y la velocidad de convergencia en el límite Cocos-Caribe es 7 cm/año, aumentando de norte a sur (Figura 1).

La descripción geológica de la región ha sido muy bien resumida por Mann, et al., (1990). En la parte continental de la Placa del Caribe, es decir lo que constituye Centroamérica, Dengo (1968) define tres provincias geológicas: la del norte y la más antigua, está formada por el sur de México, Guatemala, Honduras, El Salvador y la mayor parte de Nicaragua; la del sur formada, por la parte sur de Nicaragua, Costa Rica, Panamá y parte del norte de Colombia; y la zona marginal del sur, la más joven y común a toda Centroamérica, cuyas expresiones topográficas más evidentes son la cadena volcánica y la fosa mesoamericana del Cuaternario.

El arco volcánico se encuentra dentro de un sistema de fallas paralelas a la fosa conocido como graben o depresión de Nicaragua, cuyo rasgo en superficie va desde el sureste de Guatemala hasta Costa Rica (Dengo, 1968). Este graben no es continuo, sino más bien está formado por secciones ligeramente corridas en latitud y limitadas por fallamientos transversales (Stoiber y Carr, 1973). Los volcanes activos están sobre o muy cerca del borde oeste o sur del graben de Nicaragua (Figura 2).

En la zona más occidental de la Placa del Caribe, entre el arco volcánico y el límite entre las placas de Norteamérica y Caribe, existe una serie de grábenes con rumbos casi norte-sur, lo cual ha sido interpretado como producto de un campo de esfuerzos tensional con dirección aproximadamente este-oeste (Dengo, 1968; Burkart y Self, 1985).

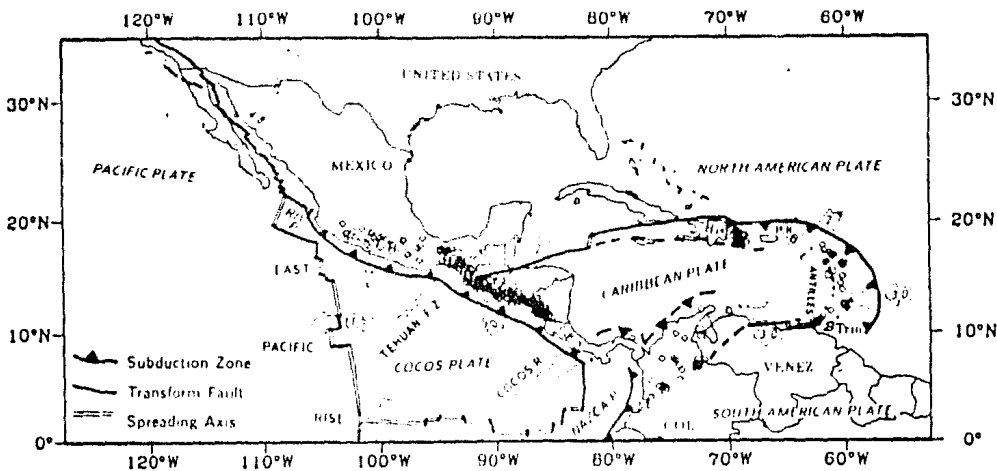


Figura 1. Tectónica y sismicidad en la región del Caribe. Los movimientos relativos indicados en las flechas son en cm/año, con respecto a la Placa del Caribe. La sismicidad corresponde a eventos $h > 60$ km (modificada de Dewey y Suárez, 1991)

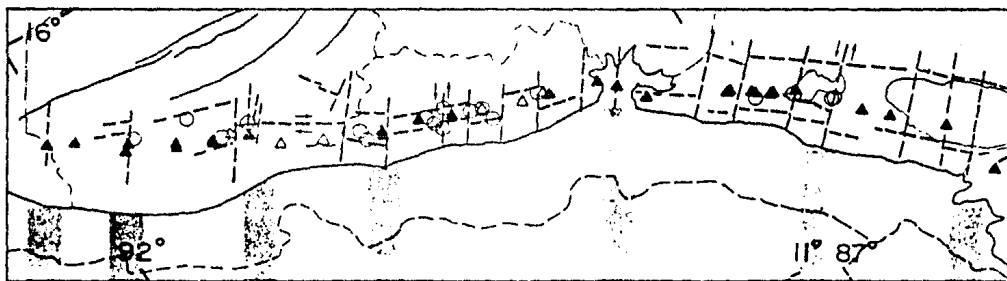


Figura 2. Tectónica de la zona marginal del Sur, volcanes activos (Δ) y zonas epicentrales de eventos que han causado daños mayores (\circ). Las líneas discontinuas indican los principales alineamientos de las fallas en el arco volcánico, las fallas paralelas al arco definen el graben de Nicaragua. Las flechas indican el tipo de movimiento. Las barras sombreadas indican los límites entre los segmentos de la litósfera en subducción propuestos por Stoiber y Carr (1973) (tomada de Carr y Stoiber, 1977).

En cuanto a la sismicidad, desde los primeros trabajos en la región ha sido claro que existe actividad sísmica superficial ($h < 20$ km) localizada muy cerca y a lo largo del eje volcánico centroamericano (Shultz, 1944; Molnar y Sykes, 1969; Dewey y Algermissen, 1974), (Figura 3). La energía sísmica liberada en esta zona es muy pequeña comparada con la que se libera en la subducción, pero constituye la principal amenaza sísmica en la región.

Carr y Stoiber (1977) muestran la relación entre las zonas más dañadas por sismos superficiales en el arco volcánico y la tectónica local, sugiriendo que la mayoría de los terremotos coinciden con la intersección entre los fallamientos con rumbo paralelo a la fosa y los que tiene un rumbo transversal a ésta (Figura 2). El movimiento principal en las fallas asociadas a estos eventos es de tipo transcurrente, lateral izquierdo en fallamientos transversales a la fosa y lateral derecho en fallas paralelas (Carr y Stoiber, 1977; White, et al., 1987).

Los estudios con los datos de las redes sismográficas locales muestran mecanismos focales con planos nodales casi verticales, y rumbos paralelos y transversales a la fosa con movimientos lateral derecho e izquierdo respectivamente; otros mecanismos muestran planos nodales con rumbo aproximadamente norte-sur y movimiento de carácter normal (Langer y Bollinger, 1979; Segura, 1982; Muñoz, 1983; Montero y Dewey, 1986; White, 1991).

Además, la distribución espacial de la sismicidad superficial define una franja de unas cuantas decenas de kilómetros de ancho que coincide con la cadena volcánica y se presenta en forma prácticamente continua a lo largo de toda Centroamérica (White, 1991). Esta franja de sismicidad superficial que se observa al considerar un intervalo de tiempo de unos pocos años, consiste de las réplicas de los eventos mayores ($5.0 < M_s < 6.5$) y/o actividad tipo enjambre, además de la sismicidad de fondo.

Por otra parte, dicha sismicidad muestra algunas características particulares en los dos extremos del arco volcánico, es decir, en Costa Rica y en Guatemala, en donde el efecto de la actividad interplacas sobre la sismicidad superficial dentro de la Placa del Caribe parece ser más evidente, como ocurre después del terremoto de Guatemala de

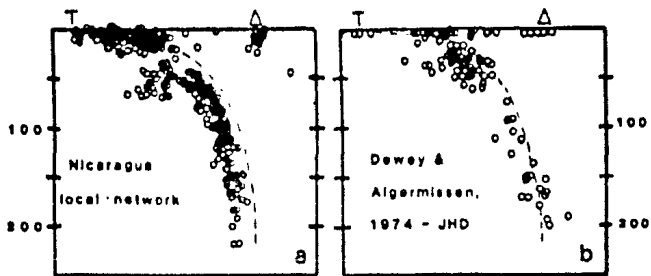


Figura 3. Distribución en profundidad de los hipocentros en el borde Cocos-Caribe, corte transversal a la fosa en la parte de Nicaragua. Se muestran eventos localizados (a) con la red local y (b) con información teleseísmica relocalizada por Dewey y Algermissen (1974). T= fosa y Δ= volcanes. Nótese la sismicidad superficial debajo de los volcanes. Tomada de Burbach, et al., 1984.

febrero de 1976 (Langer y Bollinger, 1978) y la serie de eventos ocurridos durante 1991 en Costa Rica (Montero, et al., 1991)

Para explicar los rasgos estructurales y la sismicidad anteriormente descritos se han propuestos: para la Zona Marginal del Pacífico, el mecanismo de extensión detrás del arco volcánico típico en los márgenes de convergencia que explica muy bien los fallamientos paralelos a la fosa (Dengo, 1968). Las discontinuidades o escalones en el arco volcánico son debido a cambios en el ángulo de buzamiento de la placa en subducción. Stoiber y Carr (1973) han propuesto un modelo de subducción en bloques (Figura 2); otros autores (Burbach, et al, 1984; Güendel, 1986) indican que la litósfera en subducción es continua pero tiene plegamientos. Los posibles movimientos transcurrentes en las fallas paralelas al arco volcánico podrían indicar que la dirección de la subducción tiene una pequeña componente paralela a la fosa White (1991).

Un modelo completamente distinto es el propuesto por Dewey y Algermissen (1974), en el cual el eje volcánico trabaja como una dorsal oceánica y los fallamientos transversales en las discontinuidades del arco volcánico son fallas transformadas tipo dorsal-dorsal.

Para la zona más al interior de la Placa del Caribe, en su extremo oeste, varios autores (Plafker, 1976; Burkart y Self, 1985; Newhall, 1987; Guzmán-Speziale, et al., 1989; Mann, et al., 1990; White, 1991) proponen el movimiento relativo de bloques corticales o movimiento no uniforme, dentro de la Placa del Caribe, (Figura 4). Cada modelo depende básicamente de las suposiciones que se hagan respecto a: 1) las características del límite entre las placas Norteamérica-Caribe y del punto triple Norteamérica-Caribe-Cocos; 2) la dinámica de la placa del Caribe bajo la supuesta tectónica, y 3) el grado de acoplamiento entre los bloques que forman el interior de la Placa del Caribe y la zona marginal del sur.

Finalmente, cabe destacar que la observación más difícil de interpretar son los movimientos de rumbo en fallas paralelos o transversales al arco volcánico, como lo hicieron notar Molnar y Sykes (1969).

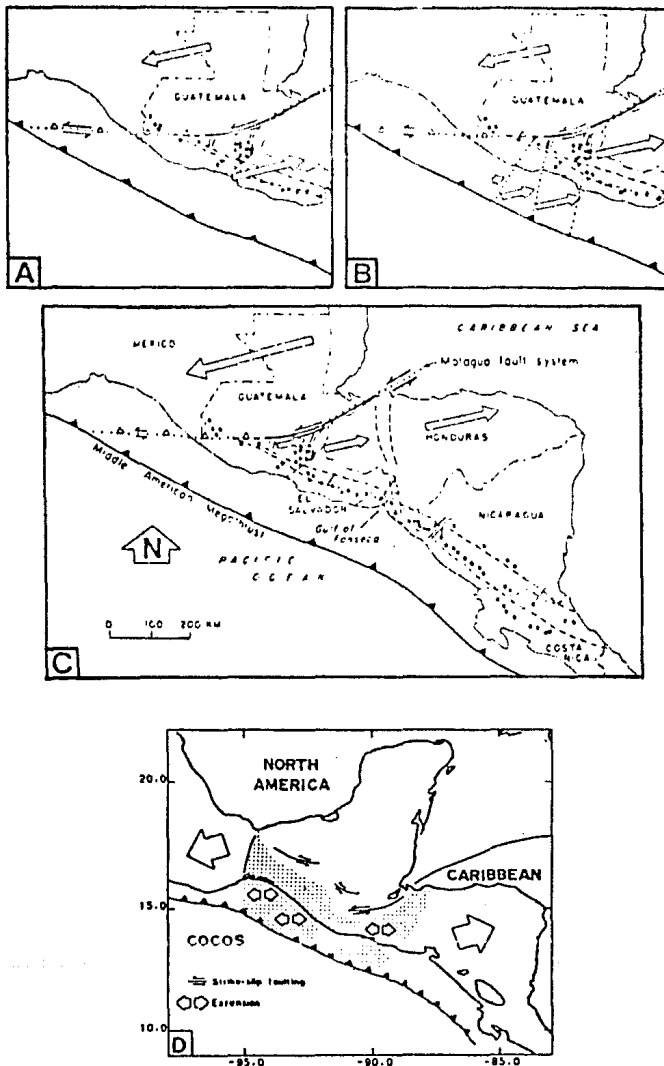


Figura 4. Modelos tectónicos para explicar la deformación y sismicidad al interior de la placa del Caribe, en su extremo oeste. A, B y C de Plafker (1976); A) la placa del Caribe se mueve como un solo bloque; B) el extremo oeste de la placa se mueve más lento; C) la franja entre la fosa y el arco volcánico está desacoplado del resto de la placa. 1976; y D) Guzmán-Speziale et al. (1989), el punto triple Cocos-Caribe-Norteamérica es en realidad una amplia zona de deformación tensional en dirección casi EW (área punteada).

III. EL ENJAMBRE DE MAYO DE 1988 EN EL GRABEN DE LA CIUDAD DE GUATEMALA

1. Introducción:

Entre el 13 de mayo y el 9 de junio de 1988 se registraron aproximadamente 2000 microsismos en el extremo sur de la Ciudad de Guatemala, con profundidades menores de 15 km. La serie tuvo un comportamiento temporal tipo enjambre (Ligorria, et al., 1988). Secuencias sísmicas como ésta son frecuentes en el altiplano guatemalteco, a lo largo de la cadena volcánica, al menos se ha registrado una por año desde que se instaló la Red Sismográfica Nacional en 1977 (Boletines Sismológicos, 1977-1983, INSIVUMEH). Este tipo de actividad sísmica también ocurre con frecuencia en el resto del arco volcánico centroamericano (Muñoz, 1983; Segura, 1982; Güendel, 1990; White, 1991).

El enjambre de mayo de 1988 fue registrado por las estaciones de la Red Sismográfica Nacional manejada por el Instituto Nacional de Sismología, Vulcanología, Meteorología e Hidrología (INSIVUMEH). Las estaciones son de período corto, componente vertical y registro analógico (Figura 5). Además siete de los eventos de la serie dispararon el acelerógrafo tipo SMA-1 situado en la estación central, Guatemala Ciudad de Guatemala (GCG).

El objetivo principal al estudiar la serie es tratar de definir el mecanismo que le dio origen y su relación con la tectónica. Para ello se utilizan la distribución espacial de los sismos y las direcciones de polarización de la fase-S de los eventos registrados en el acelerógrafo.

La estructura del capítulo es, primero se presenta el análisis y resultados obtenidos con cada conjunto de datos y finalmente, se discuten dentro del marco tectónico local.

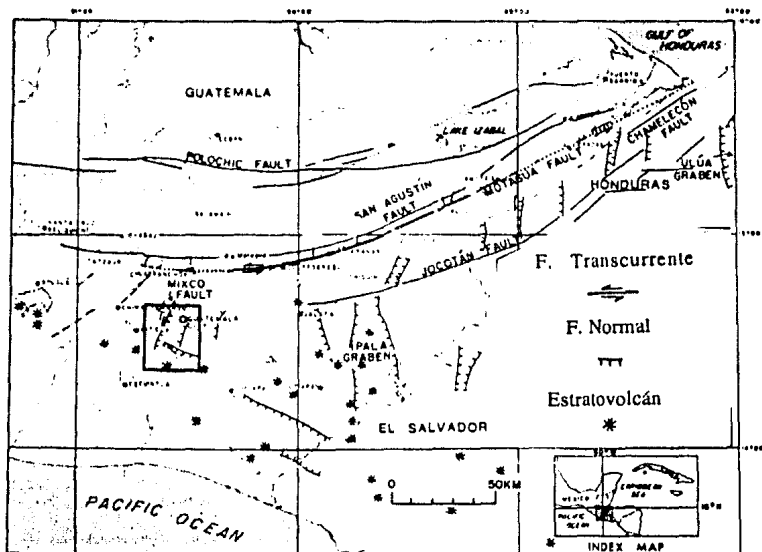


Figura 5a. Rasgos estructurales superficiales más importantes al interior de la placa del Caribe en la parte del centro y oriente de Guatemala. El detalle del área enmarcada se muestra en la Figura 5b (modificada de Plafker, et al., 1976).

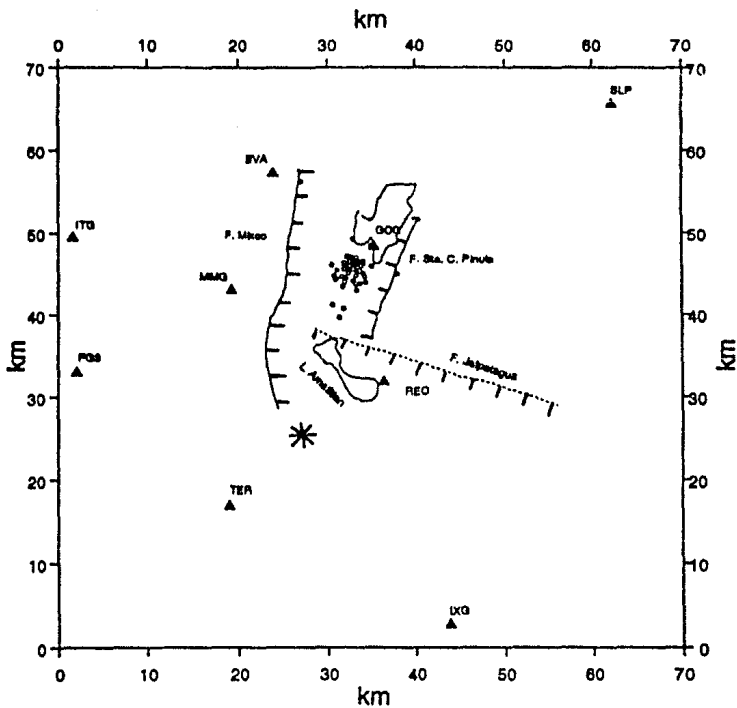


Figura 5b. Detalle de la zona de interés y distribución de las estaciones de la red telemétrica local de período corto (triángulos) utilizadas en la localización de los eventos del enjambre. Los círculos indican la distribución epicentral de los eventos bien localizados del enjambre.

2. Análisis de Datos y Resultados:

2.1. Registros de período corto:

Se seleccionó un conjunto de 56 eventos con arribos en la mayoría de estaciones, sin faltar el registro en GCG para tener mejor control en la profundidad. La precisión en la lectura de las fases es de 0.1 y 0.2 segundos para la P y S respectivamente. Dichos eventos fueron relocalizados utilizando la técnica de evento maestro (Everden, 1969). El procesamiento general de los datos fue el siguiente:

- cálculo de la relación V_p/V_s .
- relocalización y selección del evento maestro.
- relocalización del resto de eventos de la serie y selección de los más estables para estudiar su distribución espacial.

El cálculo de la relación V_p/V_s se hizo utilizando el diagrama de Wadati ($T_s - T_p$ vs. $T_p - T_0$). El valor obtenido fue de 1.69 ± 0.03 . Valores de este orden han sido calculados para eventos superficiales con registros en estaciones a menos de 50 km en otras partes del arco volcánico (Molina, 1991; ver Capítulo IV del presente trabajo).

Con el V_p/V_s calculado se relocalizaron los 56 eventos utilizando el programa HYPO71 (Lee y Larh, 1978), y se seleccionó el evento maestro entre los que mostraron mejor estabilidad en la solución y que fuera representativo de la serie. Las pruebas de estabilidad fueron hechas utilizando distintas profundidades de partida en la localización. Los eventos estables son los que logran converger prácticamente a la misma solución en todos los casos, dentro de un error promedio (RMS) representativo del conjunto de eventos. Además se hicieron corridas fijando la profundidad a distintos valores y luego se graficó el RMS vs. profundidad, para analizar por separado el control en la profundidad de los eventos estables. En este caso los eventos que muestran un RMS mínimo bien definido son seleccionados. El evento escogido como maestro cumple con ambos criterios de estabilidad.

Los residuales por fase (P y S) y estación del evento maestro fueron incorporados como información a priori en la estructura de

parámetros de control de la versión HYPO71 (Tablas 2). Con esta nueva estructura de datos fueron relocalizados el resto de eventos y se escogieron los más estables para estudiar su distribución espacial. En la Tabla 3 se muestra el modelo de velocidad utilizado.

TABLA 2
LISTADO DE ESTACIONES Y CORRECCIONES DE TIEMPO PARA CADA FASE UTILIZADAS EN LA RELOCALIZACION DE LOS EVENTOS DEL ENJAMBRE.

Estación	Corrección-P(seg)	Corrección-S(seg)
ITG	0.38	0.78
MMG	0.29	1.14
REC	0.11	0.51
TER	0.09	-0.07
BVA	0.50	0.79
IXG	0.54	1.16
SLP	0.32	0.36
CCG	0.30	0.57
FG3	0.26	0.44

TABLA 3
MODELO DE VELOCIDAD UTILIZADO EN LA LOCALIZACION DE LOS EVENTO DEL ENJAMBRE

V_p (km/s)	h(km)
3.5	0.0
5.0	1.0
6.0	6.0
6.8	13.0
8.0	35.0
8.26	200.0
8.50	300.0

Para ver la distribución en profundidad de los eventos se hicieron cortes en un rango de azimut de 0° - 180° . De estos se observa que para cortes con azimut de $80^\circ \pm 10^\circ$ la nube de eventos es más compacta (Figura 6). Dicha distribución espacial sugiere un plano con rumbo $350^\circ \pm 10^\circ$ de azimut y buzamiento de $75^\circ \pm 5^\circ$

Se intentó hacer mecanismos focales compuestos, pero problemas con la polaridad de algunas estaciones impidieron obtener resultados válidos. Ahora bien, la polaridad en la estación más cercana, GCG, que fue revisada cuidadosamente muestra dilataciones para más del 90% de los eventos estudiados. Lo cual indica que el movimiento de la falla puede ser de tipo normal o transcurrente lateral derecho.

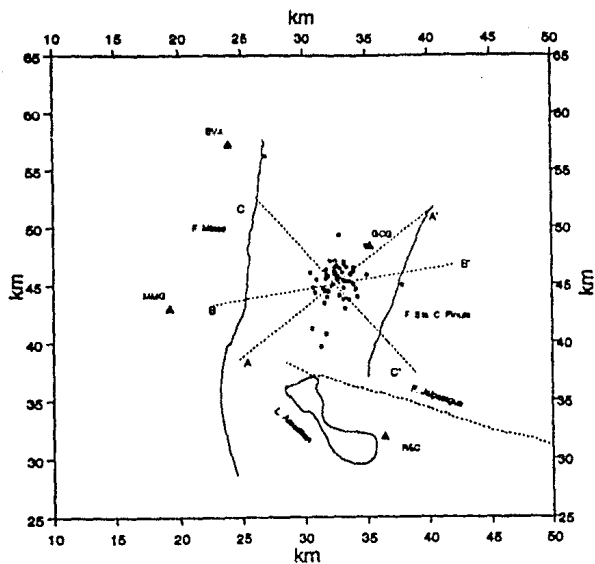
Resumiendo, el enjambre pudo ser producido por una pequeña falla con rumbo casi norte-sur, buzamiento de aproximadamente 70° y movimiento de carácter normal o de rumbo lateral derecho.

2.2. Registros de acelerógrafo

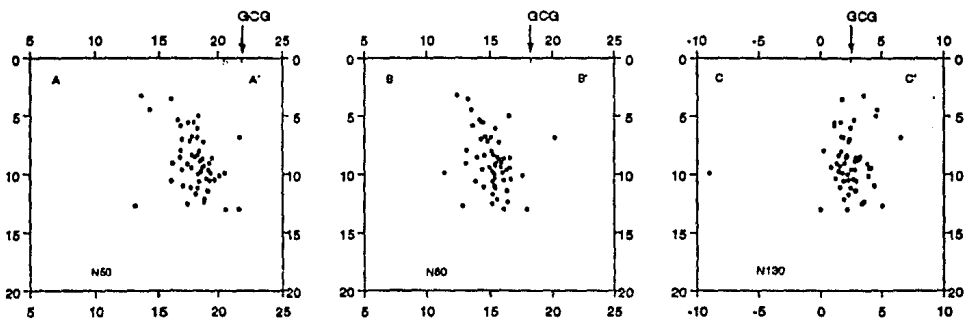
Los registros analógicos del acelerógrafo tipo SMA-1 en la estación GCG, entre el período del 19 al 25 de mayo, fueron digitalizados por Valenzuela (1988). Estos están corregidos por el instrumento y línea base. Dichos registros son utilizados para estudiar la dirección de polarización de la fase-S, la cual tiene información sobre el patrón de radiación del mecanismo que generó al evento, (Apéndice). Los siete registros obtenidos están identificados por las siglas g1 a g7, los cuales indican también el orden cronológico. El registro g2 no fue utilizado debido a que tiene amplitudes muy pequeñas y no es posible identificar el arribo de la fase-S.

En este caso se utiliza la dirección de polarización de los seis eventos para ver si es posible asociarlas a un solo mecanismo global, como lo sugiere la distribución espacial de los eventos del enjambre.

Para el proceso de análisis se consideraron: i) las características cualitativas de los registros, las amplitudes relativas y los tiempos de arribo de la fase-S entre las distintas componentes (EO, NS, Z), las que se utilizan para apoyar algunas suposiciones sobre el ángulo de incidencia y localización de los eventos, lo que se analiza más adelante. ii) los movimientos de partícula en velocidad ("odogramas") para calcular los vectores de polarización observados y, iii) la polarización observada vs. la teórica.



A



B

Figura 6. a) Distribución espacial de los epicentros de eventos bien localizados del enjambre de mayo de 1988 en el graben de la Ciudad de Guatemala. Los triángulos indican la localización de las estaciones de la red local de período corto más cercanas. Las líneas indican la dirección de los cortes que se muestran abajo b) Distribución en profundidad de los hipocentros, en la gráfica se muestran tres cortes a distinto azimut (50° , 80° y 130° , respectivamente).

La principal limitación con estos registros es que la señal de tiempo del instrumento no está sincronizada con el tiempo de la red telemétrica. Ello impidió que se pudiera identificar los eventos que dispararon el acelerógrafo con los registrados en las estaciones de período corto. En principio ésta es una limitación bastante seria, pero las dimensiones de la nube en la cual se concentran la mayoría de los eventos es relativamente pequeña y las características cualitativas comunes de los registros de los distintos eventos, nos permite suponer que los sismos que dispararon el instrumento también están dentro de la nube. Entonces, suponemos que las variaciones en localización epicentral respecto a la estación GCG son pequeñas y la principal diferencia puede ser en la profundidad.

Por otra parte, fueron localizados los eventos mayores dentro del período de registro del acelerógrafo; su posición epicentral coincide con la del resto de eventos, pero no se tiene control en la profundidad debido a que saturaron el registro en todas las estaciones y no tienen tiempo de arribo para la fase-S.

i) Características cualitativas de los registros

Los registros en aceleración y velocidad (integrados de los primeros) se muestran en la Figura 7. Las características más evidentes, además de las relaciones entre las amplitudes que indican que unos eventos son mayores a otros, son: 1) La componente vertical tiene amplitudes mayores para coda-P que en las componentes horizontales para cada evento (con excepción del evento g6) y lo opuesto sucede en la parte del registro que corresponde a la fase-S. De ello se infiere que el rayo está llegando con un ángulo de incidencia pequeño, lo que nos permite suponer que el efecto de superficie libre es amplificar por un factor de dos las amplitudes en las componentes horizontales. 2) En la mayoría de los registros el arribo-S parece que llega primero a la componente EO, lo cual es más evidente en los registros en velocidad; esto último indica que la amplitud relativa del pulso de la fase-S en la componente NS es menor que la amplitud en la componente EO.

aceleración (g1)

velocidad (g1)

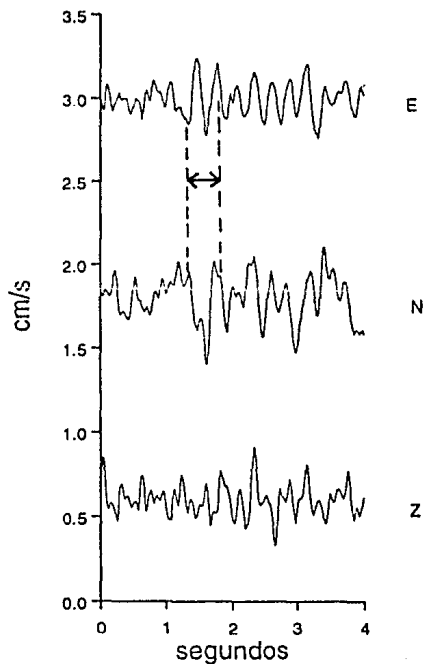
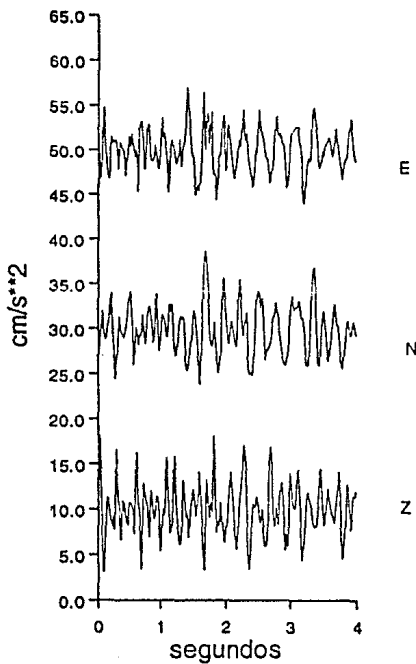
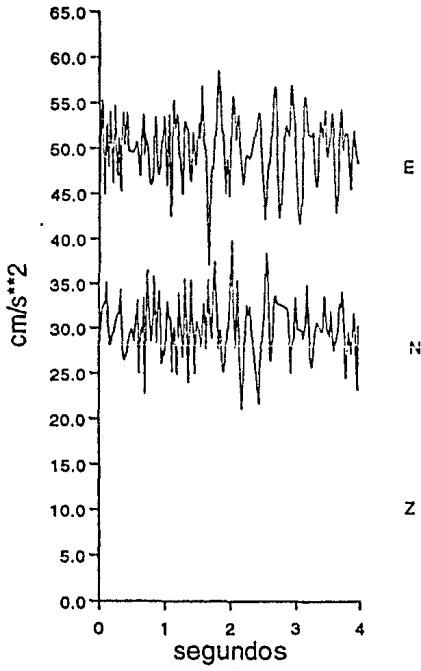


Figura 7(a-f). Trazas en aceleración (cm/s^2) y velocidad (cm/s) en las tres componentes, de los seis eventos registrados con el acelerógrafo tipo SMA-1 en la estación GCG. Las líneas discontinuas indican la ventana de tiempo utilizada para medir la dirección de polarización de la fase-S.

aceleracion (g3)



velocidad (g3)

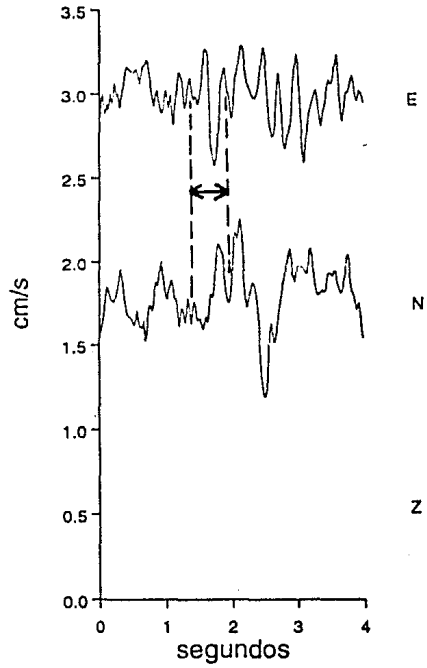
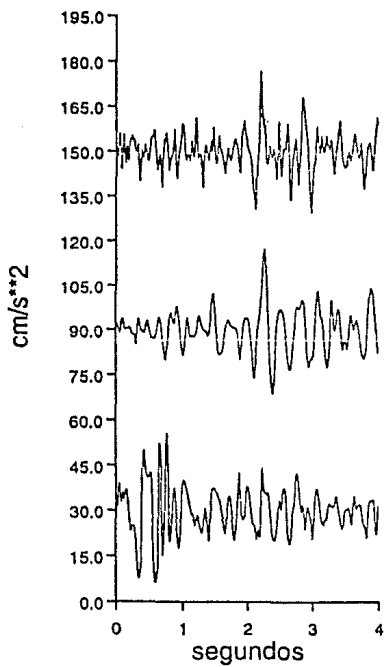


Figura 7(b)

aceleracion (g4)



velocidad (g4)

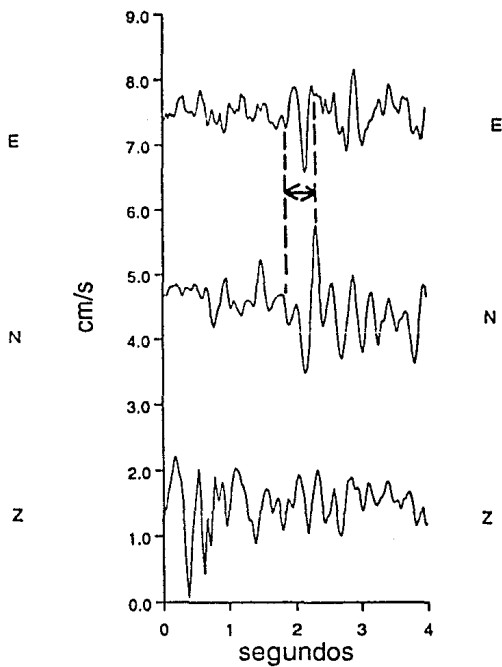
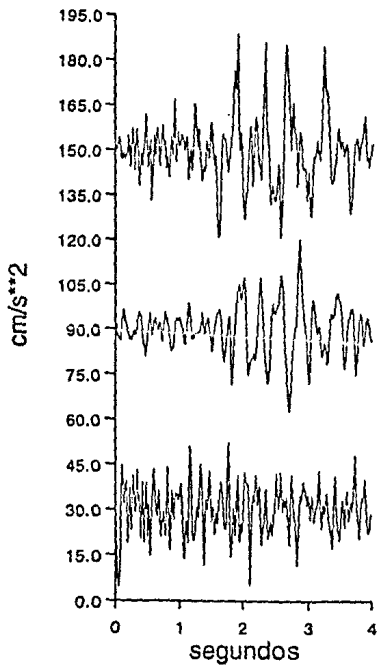


Figura 7(c)

aceleracion (g5)



velocidad (g5)

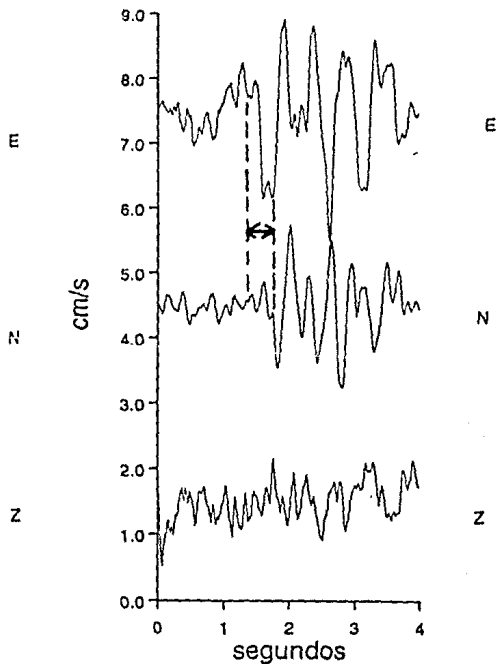


Figura 7(d)

aceleracion (g6)

velocidad (g6)

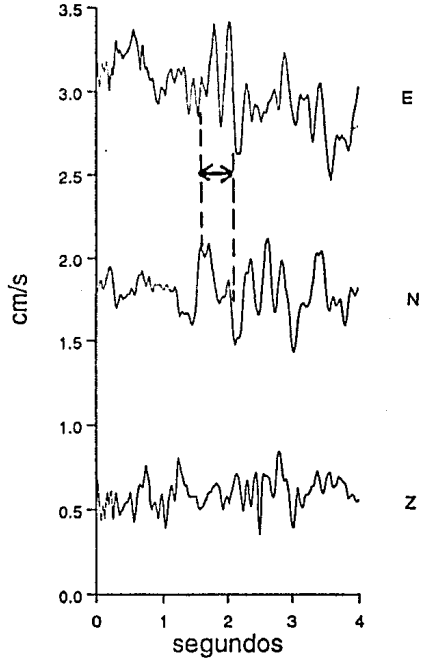
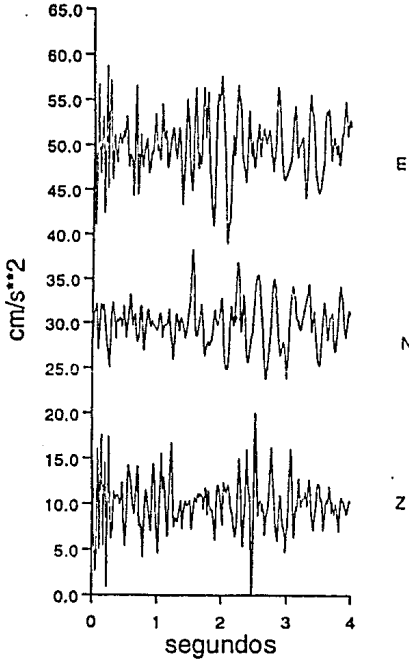
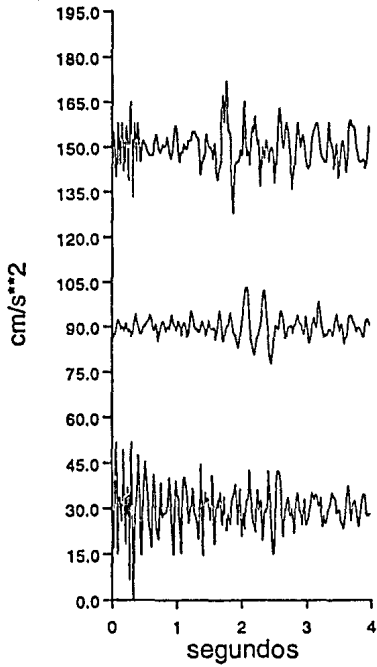


Figura 7(e)

aceleracion (g7)



velocidad (g7)

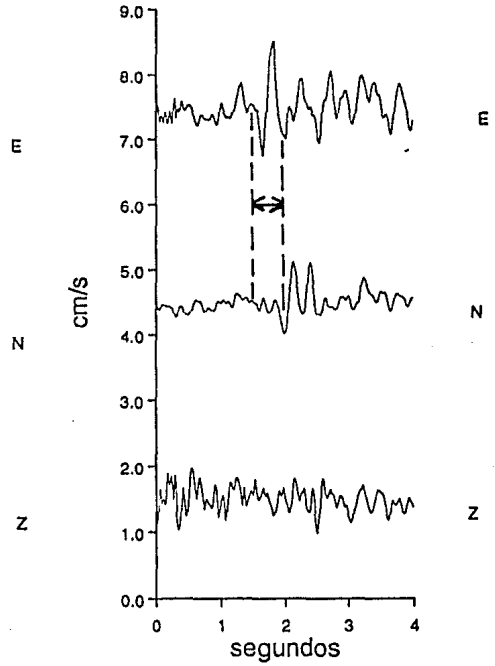


Figura 7(f)

ii) "Odogramas" y polarización observada

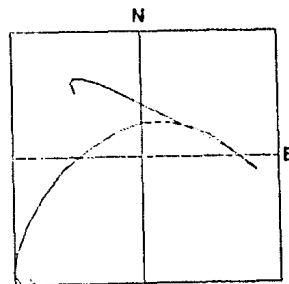
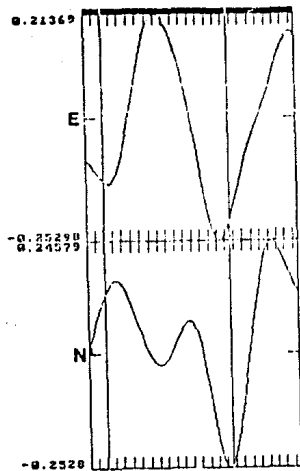
El movimiento horizontal de la partícula producido por el arribo de la fase-S directa fue estudiado con los registros en velocidad. En primer lugar, se utilizaron los registros sin filtrar para identificar las características generales del movimiento de partícula de cada evento. Luego fueron filtrados con un pasabanda, tipo Butterworth de fase cero, entre 2-10 Hz. Con lo cual el rango de longitudes de onda cumplen con la condición de campo lejano, es decir que son menores que la distancia fuente-estación y mayores o iguales que las dimensiones de la fuente. Esta última fue estimada utilizando la relación entre magnitud y radio (en metros) propuesta por O'Neill (1984) para eventos con magnitudes menores de 4.0. Para calcular la longitud de onda se utilizó un semiespacio con $V_p=5.0$ km/s ($V_s=3.0$ km/s).

Los diagramas de partícula con los registros sin filtrar y filtrados son consistentes en todos los eventos. Los odogramas de los registros filtrados se muestran en la Figura 8. Se utilizan estos porque es más fácil medir la dirección de polarización.

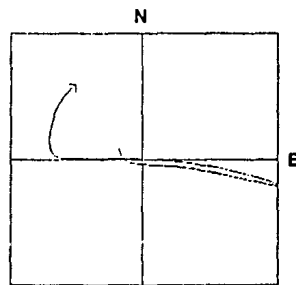
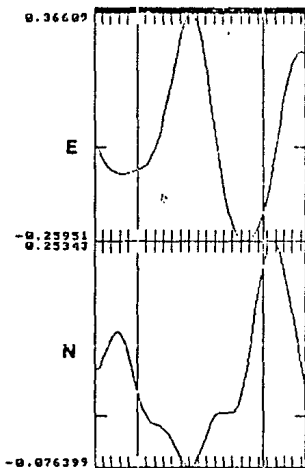
TABLA 4
DIRECCIONES DE POLARIZACION DE LA FASE-S, EN GRADOS RESPECTO AL NORTE,
OBTENIDOS DE LOS DIAGRAMAS DE PARTICULA DE LA FIGURA 7 (A-F).

Evento	Polarización
G1	N120°
G3	N100°
G4	N45°
G5	N110°
G6	N90°(?)
G7	N280°

Las polarizaciones observadas para cada evento se muestran en la Tabla 4. Estas se miden con respecto al Norte, azimut, con lo cual se define la dirección y el sentido de la polarización. Vemos que la polarización para los eventos g1, g3, y g5 es muy parecida, con azimut entre 90°-120°; y g4 tiene una dirección de 45. La polarización

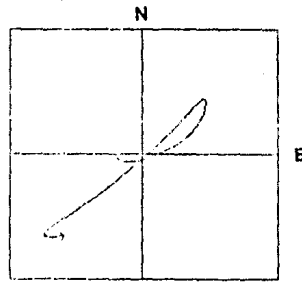
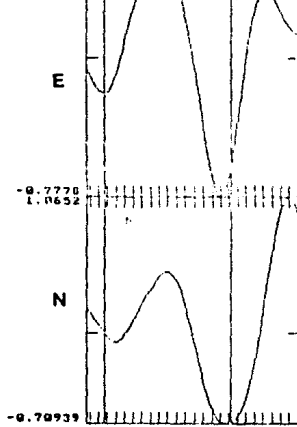


(a) g1

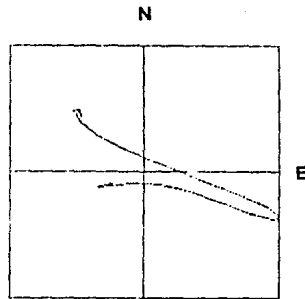
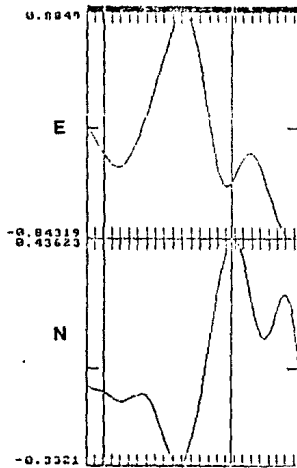


(b) g3

Figura 8(a-f). Diagramas del movimiento horizontal de partícula, "odogramas", correspondientes al pulso de la fase-S. A la derecha se muestra la ventana de tiempo utilizada en cada componente, marcas de tiempo cada 0.01 s. La flecha indica la dirección de movimiento. Se utilizaron los registros de velocidad filtrados entre 2 y 10 hz.

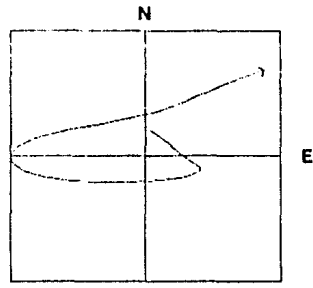
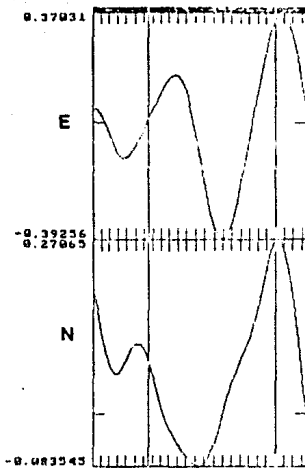


(c) g4

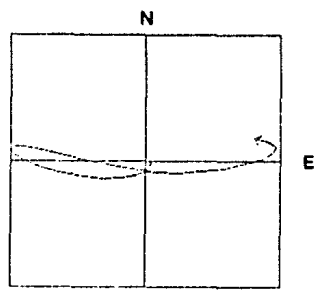
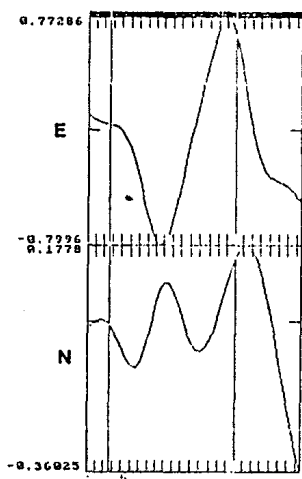


(d) g5

Figura 8(c,d)



(e) g6



(f) g7

Figura 8(e,f)

para θ_0 es la más ambigua, puede ser 90° o 270° ; además, el diagrama de partícula no es lineal lo que está indicando que muy probablemente el ángulo de incidencia es cercano al ángulo crítico (Apéndice). Esto último concuerda con la observación hecha para el evento θ_0 respecto a las amplitudes relativas de coda-P en las tres componentes.

iii) Polarización observada vs. teórica

El objetivo de esta sección es explicar las direcciones de polarizaciones observadas utilizando el rumbo y buzamiento del plano de falla obtenido de la distribución espacial de los eventos registrados con la red local de período corto.

Para estimar la polarización teórica se calcularon primero los desplazamientos teóricos de SV_r (componente radial) y SH utilizando las ecuaciones para campo lejano dentro de un medio infinito (Aki y Richards, 1980) y corregidos por el ángulo de incidencia. Para compararlas con las polarizaciones observadas, los desplazamientos teóricos en las componentes horizontales (radial y transversal) fueron rotados para referirlos a un sistema de coordenadas NS y EO, y luego la dirección de polarización medida respecto al Norte (Apéndice).

Las suposiciones básicas son: los eventos que dispararon el SMA-1 están dentro de la nube de eventos relocalizados; todos están asociados a un mismo mecanismo cuyo rumbo y buzamiento del plano de falla controlan la distribución espacial de los eventos.

El rango de valores para el rumbo, buzamiento, deslizamiento y localización de la estación respecto a la fuente (azimut) se indican en la Tabla 5. El ángulo de incidencia, para calcular las amplitudes en la superficie, y su correspondiente ángulo de salida y profundidad se muestran en la Tabla 6. El ángulo de incidencia fue calculado a partir del ángulo de salida, correspondiente a cada profundidad, obtenido durante la localización de los eventos.

TABLA 5
PARAMETROS DE LA FALLA Y RANGO DE AZIMUT UTILIZADOS PARA CALCULAR LA
POLARIZACION TEORICA DE LA FASE-S A UNA PROFUNDIDAD FIJA. LAS
PROFUNDIDADES UTILIZADAS SE INDICAN EN LA TABLA 6.

RUMBO	340°, 350°, 360°
BUZAMIENTO	70°, 75°, 80°
DESLIZAMINETO	±90°, ±45°, 0°, 180°
AZIMUT	30°-120° (∅=10°)

∅=intervalo utilizado en el azimut

TABLA 6
RANGO DE PROFUNDIDADES UTILIZADOS Y SUS ANGULOS DE SALIDA E INCIDENCIA
DEL RAYO DIRECTO EN LA ESTACION GCG.

Profundidad en km..	Angulo de salida	Angulo de incidencia
-----	-----	-----
8	150°	17°
12	160°	12°
15	165°	8°
17	170°	5°

Utilizando distintas combinaciones de los parámetros de la fuente arriba mencionados se obtienen los siguientes resultados: 1) El rumbo del plano de falla es el parámetro que puede variar más, ya que, para valores fijos de buzamiento y deslizamiento los cambios en el rumbo hacen que los mismos valores de polarización se obtengan a otros azimut. Por lo tanto, se decidió utilizar un rumbo de N350° que es el valor promedio que se obtuvo con la distribución espacial de los eventos. 2) En cuanto al buzamiento, se observó que para ángulos mayores que 80° no existe una combinación de parámetros que explique las observaciones. También en este caso utilizamos la información de la distribución espacial para proponer un valor de 75° de buzamiento. 3) Para el deslizamiento se encontró que para

direcciones de 0° , 180° y $\pm 45^\circ$ no se tienen polarizaciones teóricas ni relaciones de amplitud relativa que se aproximen a las observadas. Esto limita el espacio de posibles soluciones a un fallamiento de carácter normal o inverso.

En cuanto al movimiento de tipo inverso, éste no explica las dilataciones para el arribo de la fase-P, en los registros de período corto, observadas en la estación GCG para la mayoría de los eventos.

En la Tabla 7 se muestran los resultados para el caso de movimiento de carácter normal, las polarizaciones teóricas se ajustan a las observadas para g_1 , g_3 , g_4 y g_5 en el rango de azimut de 60° a 80° para una profundidad de 8 km; y para g_7 con una profundidad de 12 km y un rango de azimut 30° a 50° , indicadas con negrillas. Además estos resultados muestran una amplitud relativa significativamente menor en la componente NS respecto a la EO como se observa en los registros de velocidad.

TABLA 7
AMPLITUDES RELATIVAS EN LAS COMPONENTES HORIZONTALES Y
POLARIZACIONES TEORICAS UTILIZANDO UNA FALLA CON RUMBO: $N340^\circ$,
BUZAMIENTO: 80° Y DESLIZAMIENTO: -90° . PARA PROFUNDIDAD DEL FOCO DE 8 Y 12
KM.

Profundidad: 8 km

Azimut	AMPLITUDES RELATIVAS		Polarización
	EO	NS	
30°	-0.16	0.26	N328°
40°	-0.05	0.24	N348°
50°	0.04	0.20	N12°
60°	0.11	0.13	N40°
70°	0.16	0.06	N70°
80°	0.17	-0.03	N100°
90°	0.16	-0.12	N128°
100°	0.11	-0.22	N152°
110°	0.04	-0.30	N172°
120°	-0.05	-0.37	N188°

Profundidad: 12 km.

Azimut	Amplitudes relativas		Polarización
	EO	NS	
30°	-0.37	0.07	N281°
40°	-0.30	0.06	N282°
50°	-0.23	0.03	N278°
60°	-0.19	-0.01	N268°
70°	-0.16	-0.06	N250°
80°	-0.15	-0.12	N232°
90°	-0.16	-0.18	N222°
100°	-0.19	-0.24	N218°
100°	-0.23	-0.29	N219°
120°	-0.29	-0.34	N221°

En negrillas se indican las polarizaciones teóricas que mejor se ajustan a las observadas (Tabla 4)

De lo anterior se deduce que es posible explicar las polarizaciones de onda-S directa, con un mecanismo global, el cual consiste en una falla con rumbo casi NS, buzamiento de 70° y movimiento de carácter normal (Figura 9).

3. Discusión y Conclusiones:

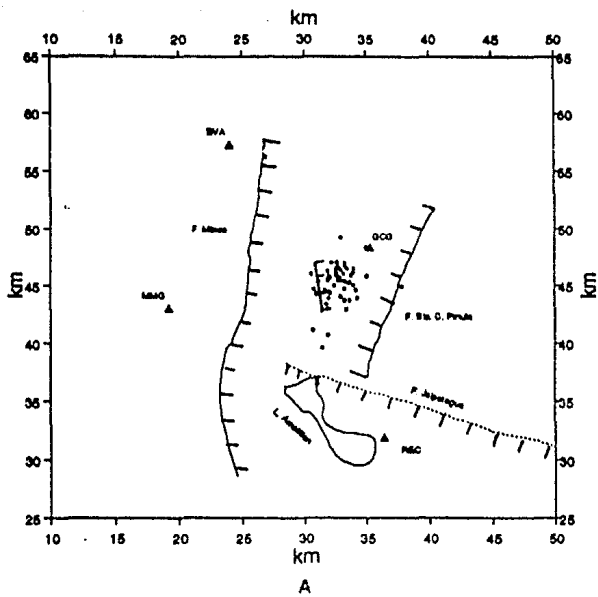
Las características sismológicas generales del enjambre pueden ser explicadas como producto de un solo mecanismo, el cual consiste en un plano de falla con rumbo de aproximadamente NS, buzamiento de 75° y movimiento de carácter normal (Figura 9). Estos resultados se basan en la distribución espacial de los eventos mejor localizados, las direcciones de polarización de la fase-S de seis eventos que activaron el instrumento tipo SMA-1 en la estación GCG y características cualitativas de estos últimos registros.

En cuanto a la interpretación de estos resultados dentro del marco tectónico local y regional podemos decir lo siguiente: 1) la tectónica en esta porción de la Placa del Caribe está asociada a un campo tensional con dirección aproximada EO (Capítulo II) y Figuras 4 y 5); 2) la tectónica local está dominada por el graben de la Ciudad de Guatemala, y al sur de éste, la continuación de la falla de Jalpatagua que lo intersecta casi perpendicularmente (y que se considera el borde norte del graben de Nicaragua) y finalmente la Caldera de Amatitlán (Figuras 5 y 9)

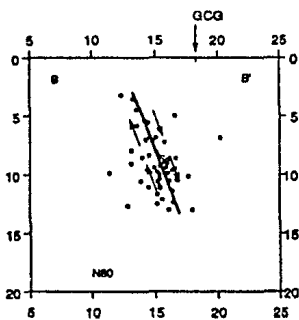
La sismicidad estudiada se ubica claramente dentro del graben de la Ciudad de Guatemala, el que tiene un rumbo N20°E. Limita al este con la falla de Sta. Catarina Pinula y al oeste con la falla de Mixco (Figura 9). Esta última está formada en realidad por un sistema de fallas paralelas dentro de una franja de 4-6 km de ancho. Después del Terremoto del 4 de febrero de 1976, la mayoría de las réplicas ocurrieron en la falla de Mixco, mostrando movimientos de tipo normal (Langer y Bolliger, 1978). La evidencia geológica también sugiere que es el límite oeste del graben y, en especial en su extremo sur en donde han ocurrido los movimientos más recientes (INSIVUMEH-IGN-ONU, 1978).

Por otra parte, evidencia de fracturas y diferencias en el hundimiento del piso del graben, indican que éste está formado por bloques. Los fallamientos al interior del graben son más evidentes en su parte sur, con rumbos aproximadamente paralelos al del graben (INSIVUMEH-IGN-ONU, 1978).

De lo anterior, se concluye que el mecanismo global propuesto para el enjambre de mayo de 1988 como causante de la sismicidad es compatible con la situación tectónica local y las observaciones sismológicas instrumentales anteriores.



A



B

Figura 9. Tipo de falla propuesta para explicar las direcciones de polarización; a) Vista en planta, estaciones de la red local (triángulos), epicentros (círculos), b) Corte perpendicular al rumbo de la falla, las flechas indican la dirección del movimiento entre los planos de falla

**IV. TERREMOTO DE SAN SALVADOR, EL SALVADOR,
DEL 10 DE OCTUBRE DE 1986**

1. Introducción:

El último terremoto, asociado a los fallamientos superficiales cercanos al arco volcánico centroamericano, que causó daños de importancia ocurrió en San Salvador, la capital de la República de El Salvador, el 10 de octubre de 1986. Esta es la cuarta vez que dicha Ciudad es dañada por este tipo de eventos en el presente siglo; los anteriores ocurrieron en junio de 1917, abril de 1919 y mayo de 1965 (Lomnitz y Schultz, 1966; White et al., 1987).

De los informes disponibles se tienen los siguientes datos generales: el comportamiento temporal de la serie fue típico de un evento tectónico y no hubo actividad sísmica precursora (Alvarez, 1987); ocurrió en una falla transversal al arco volcánico, con movimiento de rumbo lateral izquierdo, los parámetros del evento principal disponibles en la literatura se resumen en la Tabla 8.

TABLA 8
PARAMETROS DEL EVENTO PRINCIPAL, TERREMOTO DE SAN SALVADOR DEL 10 DE
OCTUBRE DE 1986

	White, et al., 1987	HARVARD	NEIC	ISC
	-----	-----	-----	-----
Latitud(N)	13.67°	13.9°	13.8°	13.8°
Longitud(O)	89.19°	89.4°	89.1°	89.14°
profundidad (km)	7.3	15.0	7.0	12.0
m_b	5.1	-	5.0	5.0
M_s	5.4	-	5.4	5.4
$M_0(x10^{24})$ dina-cm	-	4.7	-	-
NP1(ϕ, δ, λ)	122°,90°,168°	272°,79°,179°	-	-
NP2(ϕ, δ, λ)	212°,78°,0°	2°,89°,11°	-	-

La información instrumental disponible consiste en: 1) para las réplicas, registros analógicos de período corto, componente vertical, de la red telemétrica local; 2) para el evento principal, se cuenta con registros de movimiento fuerte en seis estaciones (cinco tipo SMA-1 y una AR-240) a pocos kilómetros de la fuente; 3) los registros de estaciones digitales telesísmicas de las redes mundiales. En la Figura 10 se muestran las estaciones de movimiento fuerte, así como los rasgos tectónicos locales más importantes.

El trabajo sobre el Terremoto de San Salvador de octubre de 1986 de White et al. (1987) utiliza en forma muy limitada y preliminar la información sobre las réplicas, los acelerógrafos y registros telesísmicos. El objetivo del presente trabajo es explotar más estos tres conjuntos de datos para restringir mejor algunos de los parámetros del evento principal.

El capítulo está estructurado de la siguiente forma, primero, se presenta el análisis y resultados correspondientes a cada conjunto de datos y por último se hace una discusión de la interpretación sísmológica dentro del contexto tectónico local.

2. Análisis de Datos y Resultados

2.1. Registros de la red telemétrica local de período corto:

La red telemétrica local de El Salvador que está a cargo del Centro de Investigaciones Geotécnicas (CIG), del Ministerio de Obras Públicas, constaba de siete estaciones de período corto, componente vertical y registro analógico a la fecha del terremoto de octubre de 1986. De éstas, cuatro se localizan dentro de un radio de 30 km respecto a la zona epicentral y el resto a distancias del orden de 80 a 100 km. Los tiempos S-P típicos de las réplicas se muestran en la Tabla 9.

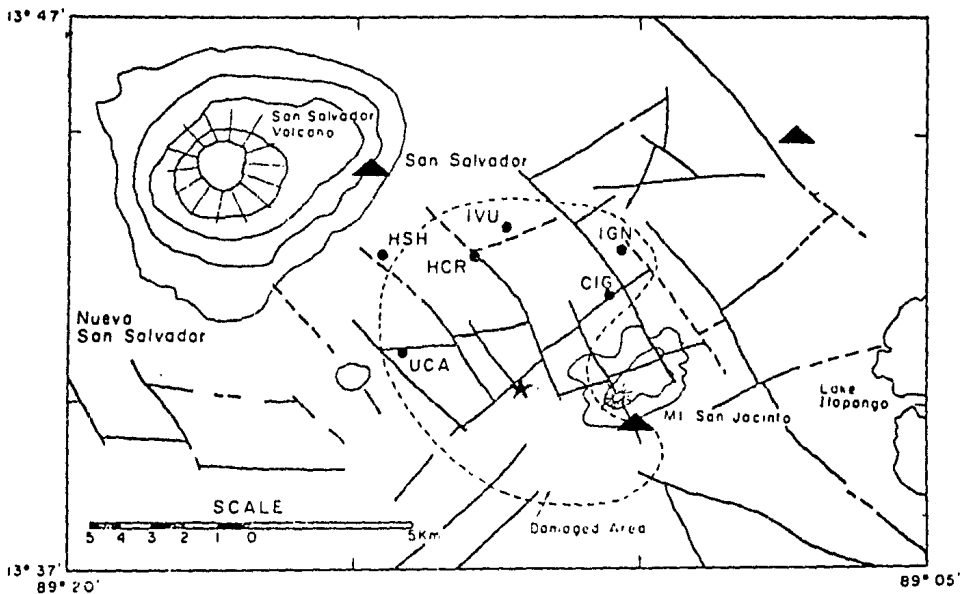


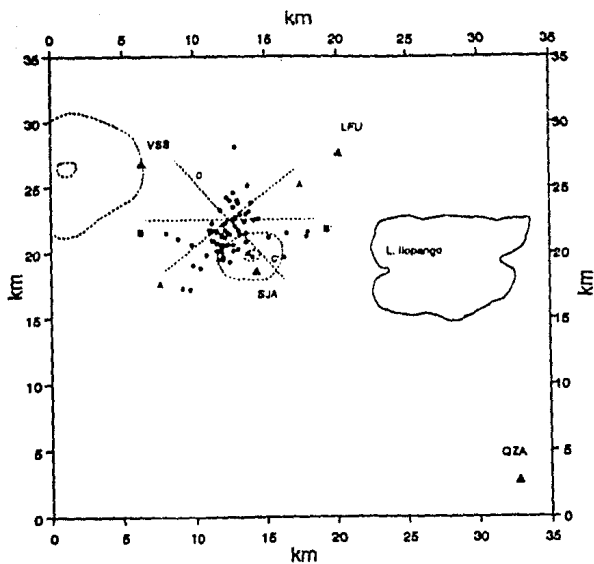
Figura 10. Detalle de la zona de interés, lineamientos superficiales principales (líneas continuas), estaciones de movimiento fuerte que registraron el evento principal (•). La línea discontinua delimita la zona con más daños, $IMM \geq VII$, que corresponde prácticamente a la Ciudad de San Salvador. La localización del evento principal (estrella) propuesta por White et al. (1987)

Para el presente trabajo se relejeron todos los registros disponibles para el evento principal y las réplicas. En los sismogramas la secuencia sísmica comienza con el evento principal a las 17:49 del día 10/10/86; durante las siguientes dos horas el registro está saturado en todas las estaciones. Los tiempos de arribo del evento principal no son claros y ciertos problemas con la telemetría ocasionaron que todas las estaciones iniciaran el registro al mismo tiempo; ésto implica que no se tienen lecturas confiables de los primeros arribos de la fase-P para el evento principal en las estaciones locales de período corto.

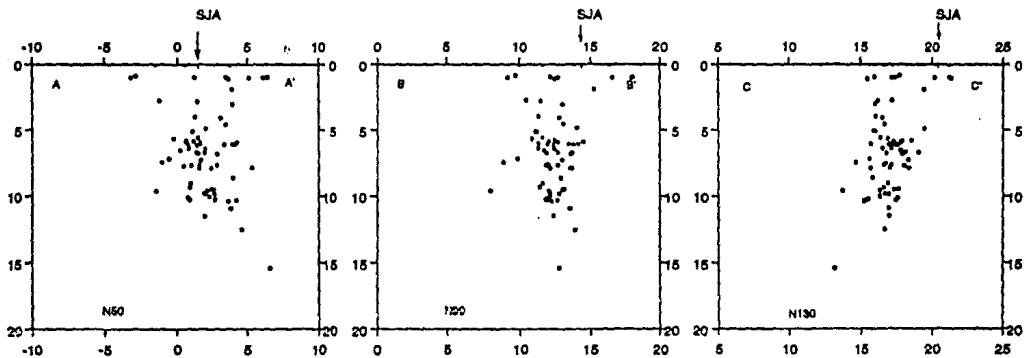
La localización de las réplicas está controlada por las estaciones más cercanas: SJA, SSV, LFA y QZA (Figura 11). Además, la estación LFU no funcionó durante las primeras 18 horas a partir del evento principal. Fueron utilizadas 240 réplicas entre las 12:00 del día 11 y las 09:00 del día 19 de octubre, para las cuales se tienen tiempos de arribo en las cuatro estaciones más cercanas.

TABLA 9
NOMBRE Y CODIGO DE LAS ESTACIONES DE LA RED TELEMETRICA LOCAL, Y LA
DIFERENCIA DE TIEMPO (EN SEGUNDOS) TÍPICAS ENTRE LOS ARRIBOS DE LA FASE-S
Y FASE-P PARA CADA ESTACION

Estacion	Ts-Tp(seg)
-----	-----
San Jacinto, SJA	1.5
Volcán San Salvador, VSS	2.0
La Fuente, LFU	1.5
Qezalapa, QZA	4.0
Cusmapa, CUS	10.0
Volcán San Miguel, VSM	12.0
Yupe, Ype	10.0



A



B

Figura 11. a) Distribución espacial de los epicentros (círculos) de las réplicas mejor localizadas entre las 12:00 del día 11 y las 09:00 del día 19 de octubre de 1986. Los triángulos indican las estaciones de la red telemétrica local de período corto utilizadas en la localización. Las líneas indican la dirección de los cortes que se muestran abajo. Línea punteada, curvas de nivel de estratovolcanes. b) distribución en profundidad de los hipocentros, la grafica muestra tres cortes a distinto azimuth (50°, 90° y 130°, respectivamente).

Los pasos que se siguieron en el procesamiento de los datos fueron: selección de las réplicas con mayor y mejor número de tiempos de arribo, cálculo de la razón V_p/V_s , relocalización de todas las réplicas utilizando la técnica de evento maestro, estudio de la distribución espacial y por último, determinación del mecanismo focal compuesto.

Para calcular la razón V_p/V_s se utilizó el diagrama de Wadati ($T_s - T_p$ vs. $T_p - T_0$), con 58 réplicas que tienen arribos de P y S en las cuatro estaciones más cercanas. El valor obtenido es de 1.72 ± 0.02 .

Con el nuevo valor de V_p/V_s fueron relocalizados los 58 eventos seleccionados utilizando el programa HYPO71 de Lee y Lahr (1978); de estos se escogió uno como maestro por mostrar buena estabilidad en la localización y estar situado dentro de la nube principal de las réplicas. Las pruebas de estabilidad consistieron en variar la profundidad de partida y comparar las soluciones obtenidas para cada caso. Se consideró como evento estable aquél que alcanza la misma solución dentro de las variaciones promedio para el conjunto de eventos.

Los residuales por fase y estación del evento maestro se utilizan como información a priori para la localización (Tabla 10). El modelo de velocidad se muestra en la Tabla 11, éste es el mismo que utiliza el Centro de Investigaciones Geotécnicas de El Salvador y también utilizó White, et al. (1987). Todas las réplicas con arribos en las cuatro estaciones cercanas fueron relocalizadas utilizando la estructura de datos anteriormente mencionada. Finalmente fueron seleccionadas 70 eventos con buena estabilidad en la solución para estudiar la distribución espacial de las réplicas.

TABLA 10
ESTACIONES Y CORRECCIONES DE TIEMPO PARA LAS FASES UTILIZADAS EN LA
LOCALIZACION DE LAS REPLICAS.

Estación	Corrección-P(seg)	Corrección-S(seg)
-----	-----	-----
LFU	0.06	0.34
QZA	-0.01	0.28
VSS	0.20	0.57
SJA	0.21	0.28

TABLA 11
MODELO DE VELOCIDAD UTILIZADO EN LA LOCALIZACION DE LAS REPLICAS.

Vp(km/s)	H(km)
-----	-----
3.5	0.0
5.5	1.0
6.5	10.0
7.2	25.0
8.0	40.0

La distribución espacial de epicentros e hipocentros se muestra en la Figura 11. Los epicentros definen una nube de aproximadamente 5 km en su parte más extendida, con dirección casi NS, por 3 km en su parte más ancha. En profundidad, la mayoría de las réplicas se localizan entre los 5 y 11 km, mostrando una distribución casi vertical. La distribución espacial de las réplicas mejor localizadas no llega a definir claramente una estructura. Posiblemente durante el evento se activaron varias fallas vecinas, paralelas, como se observó en el terremoto de Managua, Nicaragua, de diciembre de 1972 (Langer, et al., 1979; Ward, et al., 1974; Matumoto, et al., 1973). Como resultado de la distribución espacial de las réplicas vemos que existen dos tendencias principales que son: rumbo aproximadamente NS (epicentros) y buzamiento casi vertical (hipocentros).

El mecanismo focal compuesto, utilizando todas las réplicas mejor localizadas, se muestra en la Figura 12. En ella se observa, primero, que las polaridades de los eventos son muy consistentes, tomando en cuenta que no fueron agrupados por profundidad o distribución epicentral; segundo, que la distribución de polaridades sugiere un mecanismo de falla transcurrente con el rumbo de los planos nodales aproximadamente NS y EO. La dirección del movimiento es lateral izquierdo y derecho, respectivamente.

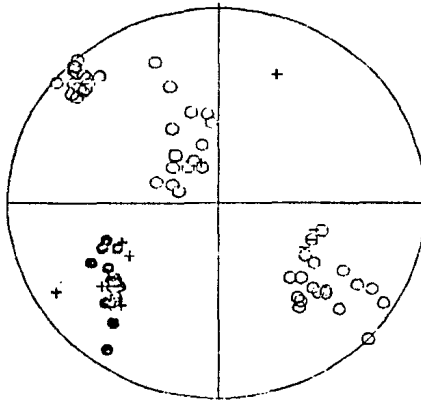


Figura 12. Mecanismo focal compuesto, utilizando las réplicas mejor localizadas. Compresiones (círculos oscuros o "+"), dilataciones. (círculos blancos o "-")

2.2. Registros telesísmicos :

Los registros de período largo de estaciones digitales de las redes mundiales se utilizaron para calcular el mecanismo focal, la profundidad y el momento sísmico del evento principal utilizando el programa de inversión del tensor de momento sísmico a partir de la forma de onda y amplitud de ondas de cuerpo, desarrollado por Nábelek (1984).

Para la inversión se supuso una fuente puntual de un segundo de duración localizada al centro de la nube de réplicas. Las estaciones empleadas están a distancias epicentrales de 30° a 90° (con excepción de ANMO que se encuentra a 26°, la cual se incluyó en la inversión con un peso menor) para evitar los problemas producidos por la heterogeneidad de la corteza y manto superior. El listado de estaciones, su localización respecto al epicentro y el tipo de fase que se incluyó en la inversión se presenta en la Tabla 12.

TABLA 12
ESTACIONES DIGITALES TELESISMICAS Y LAS FASES UTILIZADAS EN LA
MODELACION DE FORMA DE ONDA Y AMPLITUD.

Estación	Fase	Δ°	Azimut
RSNY	P,SH	33.1	19.3°
ZOBO	P,SH	36.4	144.5°
ANMO	P	26.2	326.4°
RSSD	P,SH	32.8	340.0°
RSNT	P,SH	51.9	345.3
RSON	P,SH	37.1	355.2°
GAC	SH	33.8	17.3°
KONO	SH	82.6	30.4°
GRFO	SH	86.2	39.8°

Δ° =distancia epicentral en grados.

Como puede verse en la Tabla 12 no hay buen control azimutal, la mayoría de estaciones se encuentran al norte del epicentro. Por otra parte, los registros de P tienen arribos nodales lo que dificulta reconocer el inicio y la polaridad del primer arribo. Para identificar la polaridad de P se utilizaron los registros telesísmicos de período corto; de estos se encontró que la estación RSON tiene arribos de P (dilatación), pP y sP muy claros (además los dos primeros fueron reportados por el ISC). Esta estación juega un papel muy importante en la inversión y su traza de período largo fue incluida aunque no es muy buena la relación señal ruido como se verá más adelante.

El procedimiento que se siguió para seleccionar el conjunto de datos de la Tabla 12 fue el siguiente: primero, se utilizaron únicamente los registros de las ondas P en aquellas estaciones con tiempos de arribo reportados por el ISC o NEIC; estos permiten fijar mejor el inicio de la ventana de inversión. Se utilizó como mecanismo de partida el reportado por Harvard, el cual es más parecido al mecanismo compuesto de las réplicas mejor localizadas (Figura 12). Los resultados obtenidos de la inversión con este conjunto de datos se muestran en la Tabla 13.

TABLA 13
RESULTADOS DE LA INVERSION DEL TENSOR DE MOMENTO SISMICO PARA LOS
DISTINTOS JUEGOS DE DATOS UTILIZADOS.

Parámetros de la fuente	a	b	c*	d*	e*
rumbo	9°	6°	3°	1°	0°
buzamiento	79°	66°	75°	80°	85°
deslizamiento	27°	25°	20°	19°	21°
profundidad(km)	8.6	8.6	9	9	8
momento ($\times 10^{24}$)dinascm	3.4	2.7	2.7	2.7	2.5

(a)=sólo P; (b)=P y SH; (c*,d*,e*)=P y SH con el buzamiento fijo a 75°, 80° y 85° respectivamente.

En el segundo paso se incluyeron las ondas SH, aquellas con poco ruido y que ayudaran en la cobertura azimutal. La estructura de datos final (Tabla 12) permite fijar bien el rumbo de los planos nodales, uno NS y el otro EO, aproximadamente. El buzamiento del plano con rumbo EO está mejor controlado por la distribución de las estaciones, el carácter nodal y de dilatación de la onda P, observado en período corto, en la estación RSON. Pero el buzamiento del plano con rumbo NS, que es el elegido plano de falla de acuerdo con la distribución de las réplicas, puede variar entre 65° y 85° sin que los residuales entre el sismograma observado y el sintético cambien significativamente.

Finalmente, se obtuvieron también resultados (Tabla 13) de la inversión con el conjunto de datos de las ondas P y SH cuando se fija el buzamiento del plano de falla en 75° , 80° y 85° . La Figura 13 muestra las trazas sintéticas y observadas para la solución con el buzamiento fijo a 75° . Se escogió éste por ser un valor promedio y además compatible con la distribución en profundidad de las réplicas (Figura 11). La solución es invariante si se utiliza como mecanismo focal inicial el reportado por White et al. (1987).

De la Tabla 13 se ve que el parámetro menos controlado es el buzamiento del plano de falla; el restantes son prácticamente iguales en todos los casos. El momento sísmico (2.7×10^{24} dinas-cm) es menor que el reportado por Harvard (4.7×10^{24} dinas-cm.). En la Figura 14 se comparan los mecanismos focales propuestos para el evento principal. Por otra parte, la profundidad es muy estable y consistente con las observaciones de los tiempos de arribo entre pP-P reportados.

2.3. Registros de aceleración:

Para el evento principal existen registros de movimiento fuerte a nivel del suelo en seis estaciones situadas dentro del área urbana de la Ciudad de San Salvador, a pocos kilómetros de la zona epicentral. Estas estaciones a cargo del Centro de Investigaciones Geotécnicas, se indican en la Tabla 14 y su distribución espacial se muestra en las Figura 10.

Los registros analógicos de estos instrumentos fueron digitalizados por Shakal, et al. (1986), utilizando el sistema CSMIP (de "Computer driven optical scannig system") con una frecuencia 50

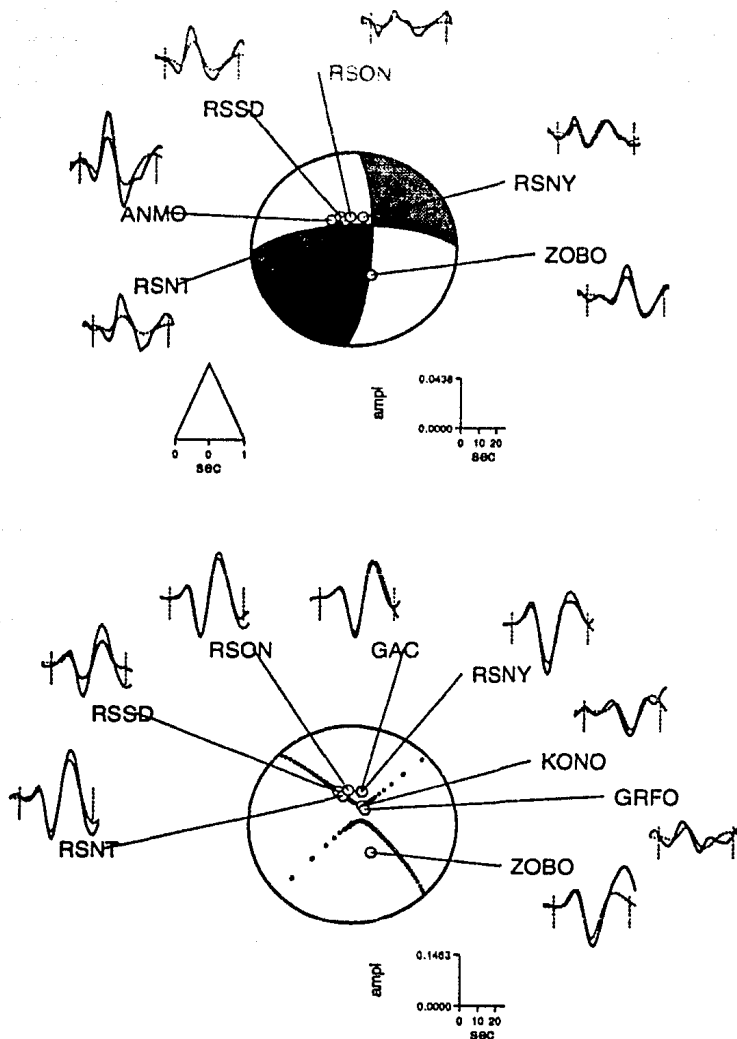


Figura 13. Resultados del modelado de forma de onda y amplitud para P y SH. Solución obtenida fijando el buzamiento del plano con rumbo aproximadamente NS en 75° (Tabla 13). El triángulo indica la función temporal de la fuente. a) Fase-P, b) Fase-SH.

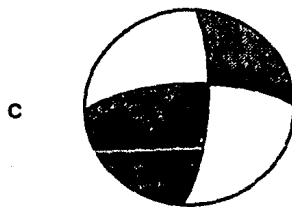
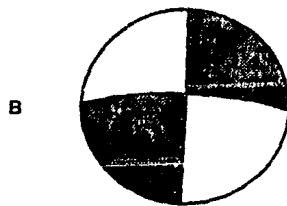
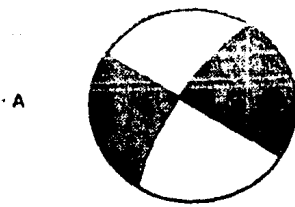


Figura 14. Mecanismos focales propuestos para el evento principal del Terremoto de San Salvador del 10 de octubre de 1986. a) White, et al., 1987; b) Harvard y c) en este trabajo.

muestras por segundo y corregidos por instrumento como por línea base. Dichos registros fueron integrados para obtener la traza en velocidad. En la Figura 15 se muestran los registros de aceleración (cm/s^2) y velocidad (cm/s) para las tres componentes en todas las estaciones.

TABLA 14
ESTACIONES DE MOVIMIENTO FUERTE DE TRES COMPONENTES QUE REGISTRARON EL
EVENTO PRINCIPAL.

Nombre	Código	Tipo
Instituto Geográfico Nacional	IGN	sma-1
Centro de Investigaciones Geotécnicas	CIG	sma-1
Instituto Urbano de la Construcción	IVU	ar-240
Hotel Camino Real	HCR	sma-1
Universidad Centro Americana	UCA	sma-1
Hotel Sheraton	HSH	sma-1

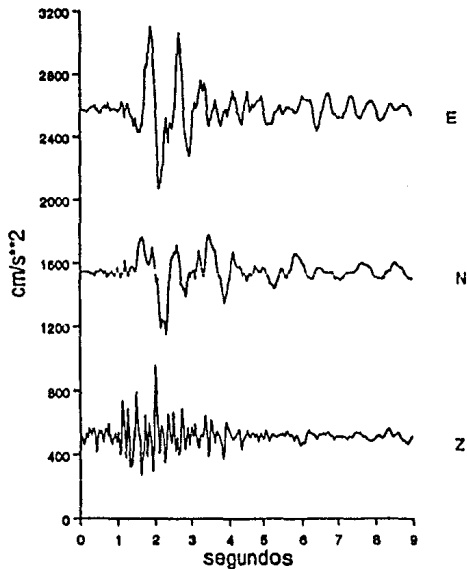
El análisis de los datos se divide en: a) características cualitativas de los registros, b) polarización de la fase-S, c) relocalización del evento principal utilizando la polaridad de SH y SV_r (componente radial), y d) análisis espectral.

a) Características cualitativas de los registros:

Los registros de aceleración en la componente vertical de todas las estaciones tiene un contenido de frecuencia mayor que en las componentes horizontales, y la energía parece estar llegando por paquetes o pulsos, antes y durante el arribo de la fase-S (Figura 15). Su interpretación está fuera de los objetivos del presente trabajo.

En los registros de velocidad la amplitud de la traza en la componente vertical es menor que en las componentes horizontales correspondientes; para la parte en la que llega el pulso de la fase-S, esto puede indicar que el ángulo de incidencia del rayo es pequeño.

aceleración (IGN)



velocidad (IGN)

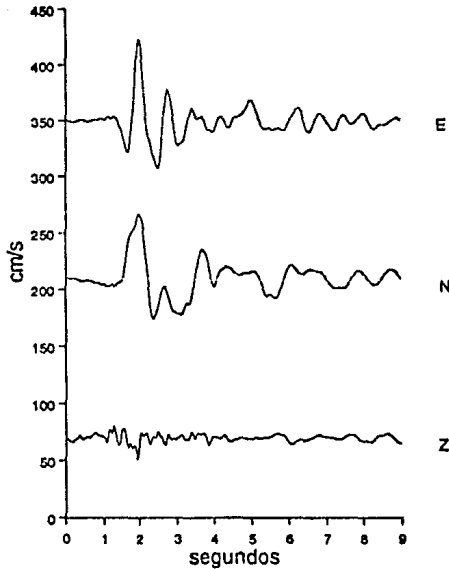
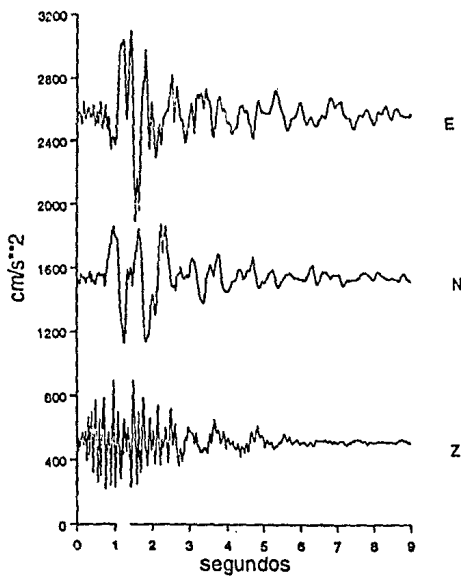


Figura 15(a-f). Trazas en aceleración (cm/s^2), izquierda, y velocidad (cm/s), derecha, en las tres componentes (E, N y Z) de los registros del evento principal obtenidos con las estaciones de movimiento fuerte.

aceleracion (CIG)



velocidad (CIG)

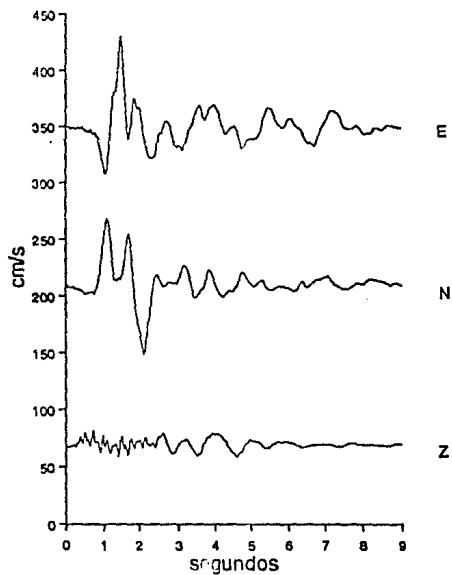
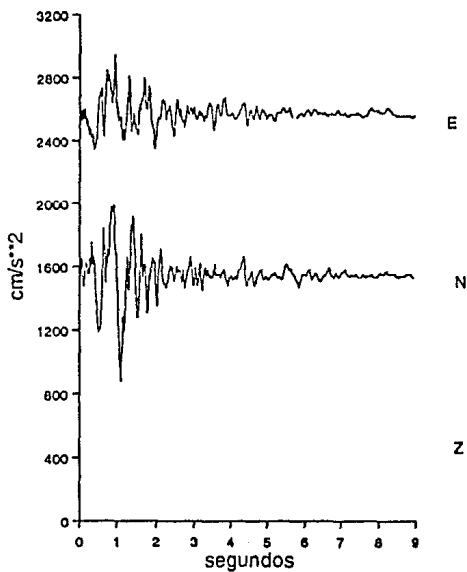


Figura 15(b)

aceleracion (IVU)



velocidad (IVU)

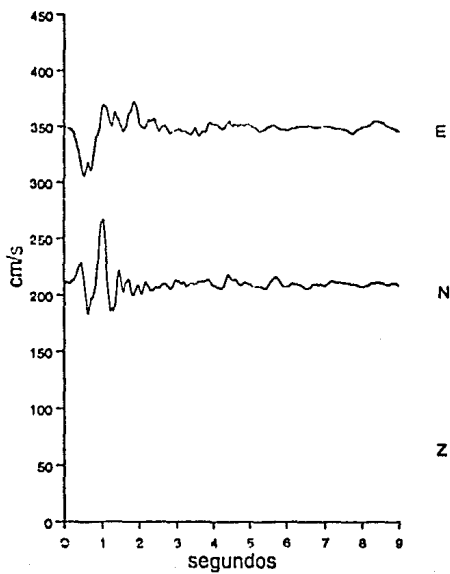
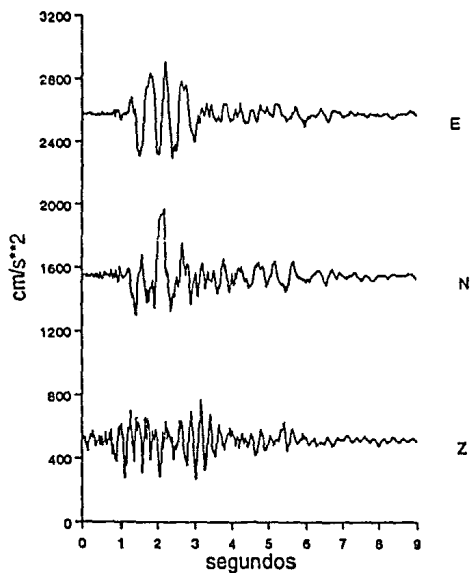


Figura 15(c)

aceleracion (HCR)



velocidad (HCR)

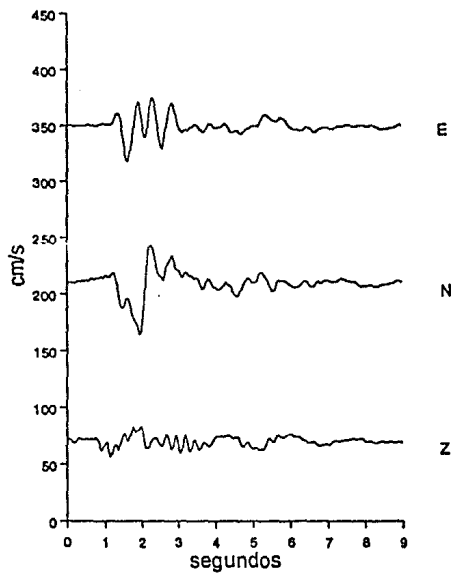
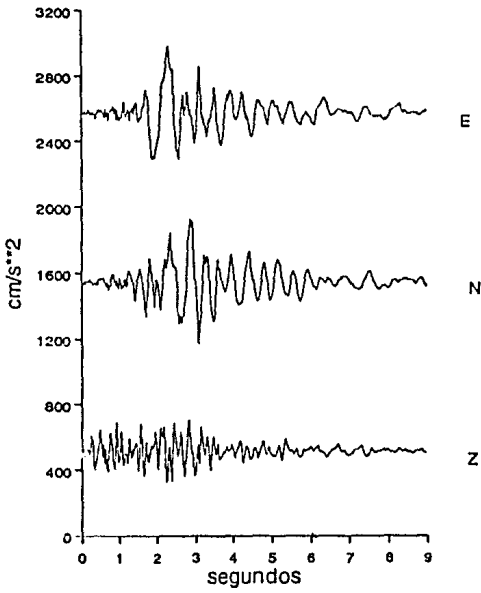


Figura 15(d)

aceleracion (UCA)



velocidad (UCA)

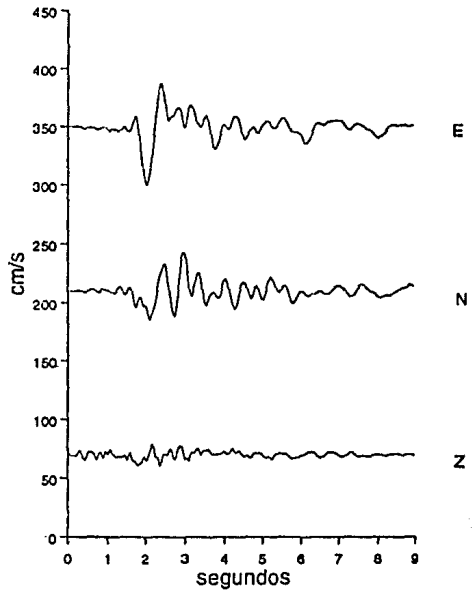
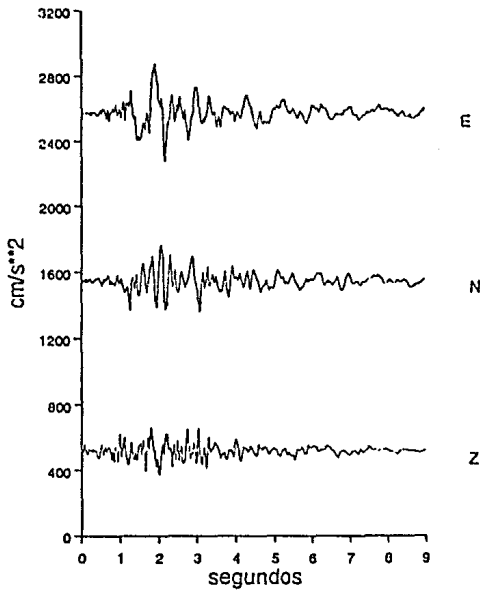


Figura 15(e)

aceleracion (HSH)



velocidad (HSH)

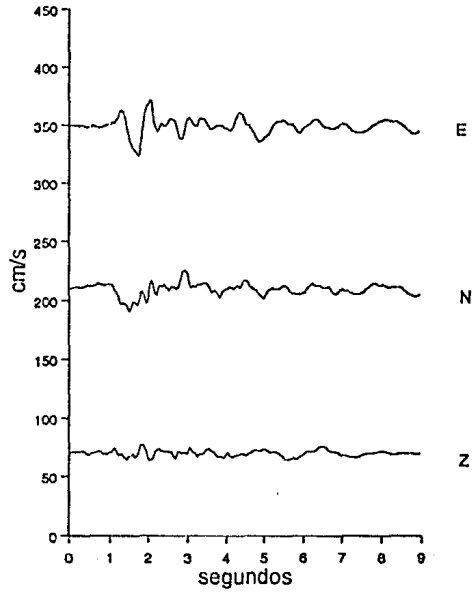


Figura 15(f)

La duración del pulso de la fase-S, medido en los registros de velocidad, es entre 0.6 y 0.9 segundos, lo que da una idea de la duración de la fuente.

La distancia hipocentro-estación mínima, considerando un semiespacio de $V_p=5.0$ km/s y midiendo el tiempo desde el inicio del registro hasta el arribo de la fase-S se muestra para cada estación en la Tabla 15. De estas distancias no se puede obtener una localización para el evento; en todo caso, si las distancias epicentrales a las estaciones de movimiento fuerte son pequeñas, los valores de la Tabla 15 estarían dando una idea de la profundidad mínima del evento. Por otra parte, si fijamos la profundidad del evento dentro de un rango de 7 a 9 km, podemos calcular las distancias epicentrales mínimas respecto a cada estación. Estas últimas también se muestran en la Tabla 15. Dichos resultados nos permiten limitar el espacio en donde es poco probable que se localice el evento principal, lo que se utilizará más adelante.

TABLA 15

DISTANCIAS MINIMAS HIPOCENTRO-ESTACION (DH), EPICENTRO-ESTACION (DE) TOMANDO LA DIFERENCIA DE TIEMPO ENTRE EL ARRIBO DE LA FASE-S Y EL INICIO DEL REGISTRO. DE(7) Y DE(9) CORRESPONDEN A PROFUNDIDADES DE 7 Y 9 KM PARA EL EVENTO PRINCIPAL RESPECTIVAMENTE. SE SUPONE UN SIMIESPACIO CON $V_p=5.0$ Km/S. Y $V_p/V_s=1.72$.

Estación	$\Delta t(\text{seg})$	DR	DE(7)	DE(9)
IGN	1.3	9.0	5.7	0
CIG	0.78	5.4	0	0
IVU	0.14	1.0	0	0
UCA	1.68	11.6	9.2	7.3
HSH	1.08	7.5	2.7	0
HCR	1.22	8.4	4.6	0

La columna DE(9) sugiere que la mayoría de los acelerógrafos se dispararon después del arribo de la onda P, si tenemos en cuenta que

la profundidad de 9.0 km es la más probable según los resultados de la inversión de los registros telesísmicos (Tabla 13).

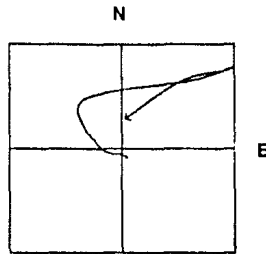
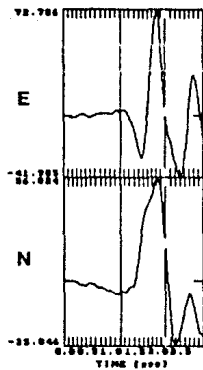
b) Polarización de la onda-S:

Los diagramas del movimiento horizontal de partícula, utilizando los registros de velocidad, no muestran una dirección de polarización estable en todas las estaciones (Figura 16). Esto puede deberse a varios factores (Apéndice): 1) Efecto de campo cercano, es decir, que el inicio del pulso de la onda S este contaminado por la coda de P y en general no podemos hablar de fases P y S puras. 2) Efecto de superficie libre, lo cual indicaría que el rayo alcanza la superficie con un ángulo mayor que el crítico. Esto es contrario a la relación de amplitudes, observadas entre la componente vertical y las horizontales que se ve en los registros. 3) Efectos de la estructura de la corteza, rebotes múltiples y fases convertidas, podrían estar llegando muy cerca al arribo de la fase-S directa. 4) Contaminación con la respuesta de la estructura en la cual están instalados los instrumentos. Cuatro de las estaciones están en los sótanos de edificios de 6-10 niveles. 5) Otros, como la anisotropía del medio cuya posibilidad es más difícil de evaluar.

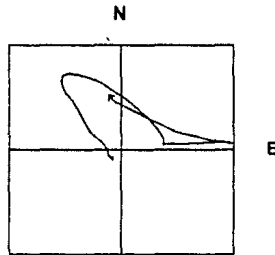
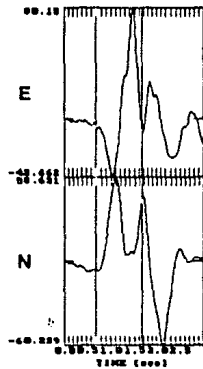
De estos, consideramos que los efectos producidos por la estructura de velocidad podría ser el más importante, como lo sugieren también las características de los registros de aceleración en la componente vertical. El estudio de estos factores no está contenido en el propósito del presente trabajo.

c) Relocalización del evento principal utilizando la polaridad de SH y SV_r

Uno de los resultados obtenidos al analizar la información publicada por White et al. (1987) sobre la localización y el mecanismo de foco del evento principal fue que no explican la polaridad de los pulsos de la fase-S observados en las componentes horizontales de las estaciones de movimiento fuerte.

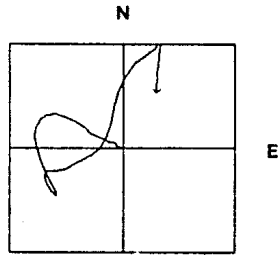
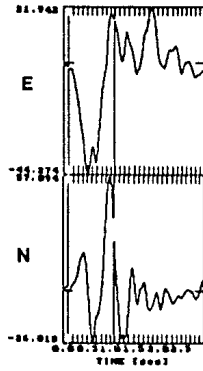


(a) IGN

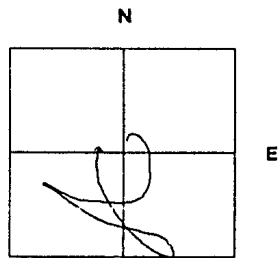
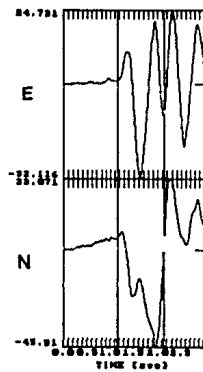


(b) CIG

Figura 16(a-f). Diagramas del movimiento horizontal de la partícula, "odogramas", obtenidos de los registros en velocidad para el evento principal en cada una de las estaciones de movimiento fuerte. A la derecha se muestran las ventanas de tiempo utilizadas en cada componente, marcas de tiempo cada 0.1 s.

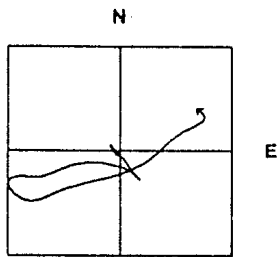
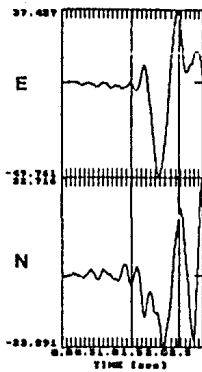


(c) IVU

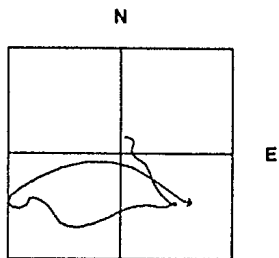
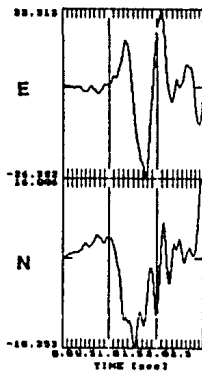


(d) HCR

Figura 16(c,d)



(e) UCA



(f) HSH

Figura 16(e,f)

De los parámetros de la fuente, la localización es la que está menos restringida, debido a la falta de control local, como ya se mencionó anteriormente. La localización propuesta por White, et. al. (1987) se basa en: 1) los tiempos entre el disparo y el arribo de la fase-S de los acelerogramas y 2) la observación de que las primeras réplicas se localizan primero al sur y la sismicidad parece migrar hacia el norte con el tiempo, sugiriendo que es la dirección en la cual se propagó la ruptura. Ambos argumentos son discutibles, ya que para el tipo de mecanismo focal obtenido para el evento principal en este trabajo, el pulso de la fase-P en la componente vertical no es muy energético, según indica el patrón de radiación. Esto sugiere que no todos los acelerógrafos se dispararon con el primer pulso-P, especialmente el de la estación IVU, cuyo instrumento es menos sensible (Tabla 15). En cuanto a la distribución espacial de las réplicas durante las primeras 18 horas, no se tiene control en la localización ya que la estación LFU no funcionó, como se mencionó anteriormente y durante las primeras 2 horas los registros están saturados.

Todo lo anterior motivó a utilizar la información de la polaridad del pulso de la fase-S como parámetro para restringir la localización del evento. Para ello se supuso que el mecanismo focal y la profundidad del evento son los obtenidos en la inversión de los registros telesísmicos de período largo fijando el buzamiento del plano de falla a 75° (Tabla 13).

El procedimiento de búsqueda fue el siguiente: se seleccionaron puntos, hipocentros, espaciados a un minuto de arco en latitud y longitud a una profundidad de 9.0 km, generando una malla que cubre el área dentro de la cual es probable que se localice el hipocentro del evento (Figura 17). Para cada punto se calcularon las amplitudes y polaridades teóricas de SH y SV_r, utilizando las ecuaciones para los desplazamientos en campo lejano en un medio infinito (Aki y Richards, 1980) y corregidos por el ángulo de incidencia. No se consideró la atenuación del medio.

Por otra parte, los registros en velocidad de las componentes NS y EO fueron transformados a un sistema radial y transversal respecto a cada punto de la malla. Para cada punto se compararon las polaridades de SH observada y teórica en todas las estaciones. En la

Figura 18 se muestran ejemplos de las trazas de SH y SV_r para algunos puntos y sus correspondientes valores teóricos. También se comparó la polaridad de SV_r aunque es más sensible a los efectos de superficie libre y propiedades del medio.

Los resultados generales al comparar las polaridades observadas vs. teóricas son: 1) no hay ningún hipocentro que satisfaga todas las polaridades de SH y SV_r ; y 2) los hipocentros que mejor ajustan las polaridades observadas se localizan más cerca del extremo norte de la nube de réplicas.

Para los hipocentros seleccionados en la Figura 17, se muestran en la tabla 16 el número de incongruencias entre la polaridad observada vs. teórica para SH y SV_r (Figuras 18(a-n))

Tabla 16
 NUMERO DE INCONGRUENCIAS (OBSERVADO VS. TEORICO) EN LA POLARIDAD DE SH
 Y SV_r EN LAS TRAZAS DE LA FIGURA 18 (*=mejores hipocentros)

Hipocentro	SH	SV_r
1	5	1
2	5	1
3	5	1
4	4	1
5	1	3
6	2	2
7	1	3
8	1	2
*9	0	2
10	2	2
11	2	1
12	4	1
*13	1	0
14	2	0
15	2	0

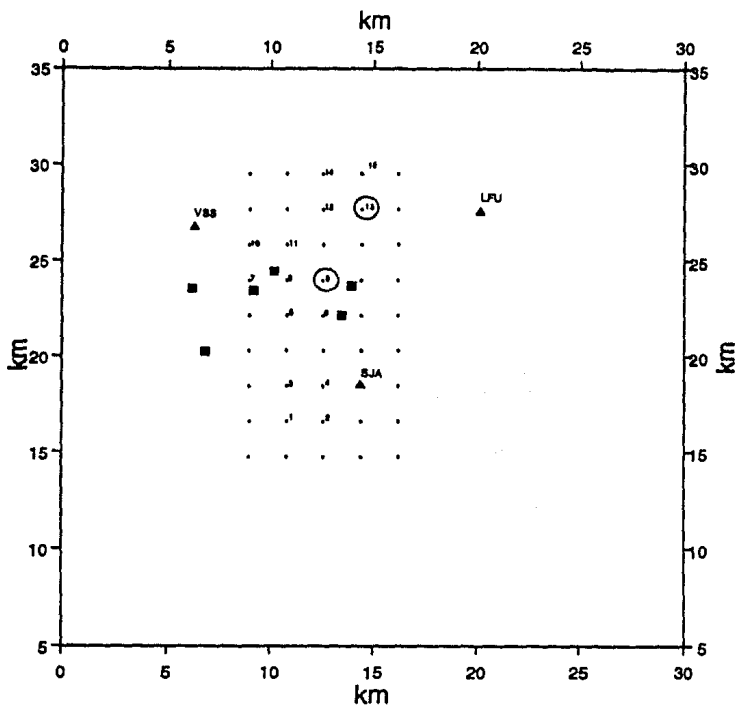


Figura 17. Malla de puntos, hipocentros, utilizados para relocalizar el evento principal comparando las polaridades observadas vs. teóricas de SH y SVr. Se utilizó el mecanismo focal y la profundidad obtenidas de la inversión de los registros telosísmicos de período largo. Localización epicentral que mejor explica las polaridades observadas (círculos), estaciones de movimiento fuerte (cuadrados), estaciones de período corto (triángulos). Los puntos numerados son los que se escogieron para mostrar las polaridades observadas vs. teóricas en la Figura 18.

Componente Transversal (SH)

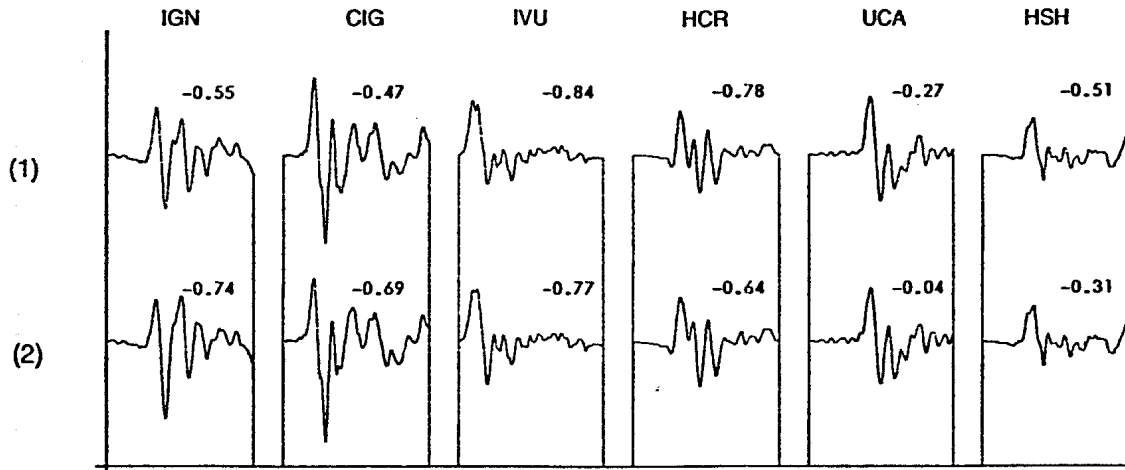


Figura 18(a-n). Trazas observadas en las estaciones de movimiento fuerte rotadas (componente transversal y radial) respecto a los nodos indicados entre paréntesis en el margen izquierdo (la localización se muestra en la Figura 17). Los números arriba de las trazas indican la amplitud teórica relativa y la polaridad de los desplazamientos para cada estación.

Componente Radial (SVr)

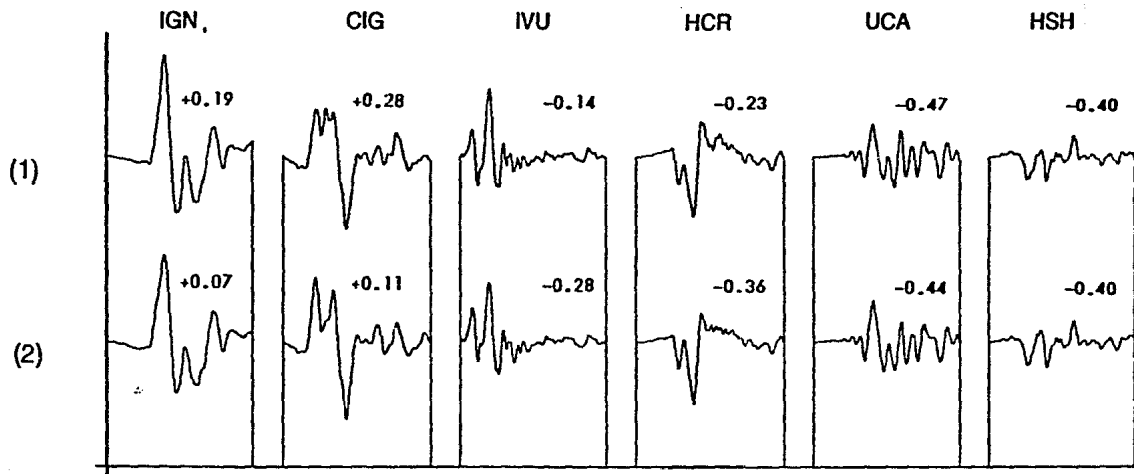


Figura 18(b)

Componente Transversal (SH)

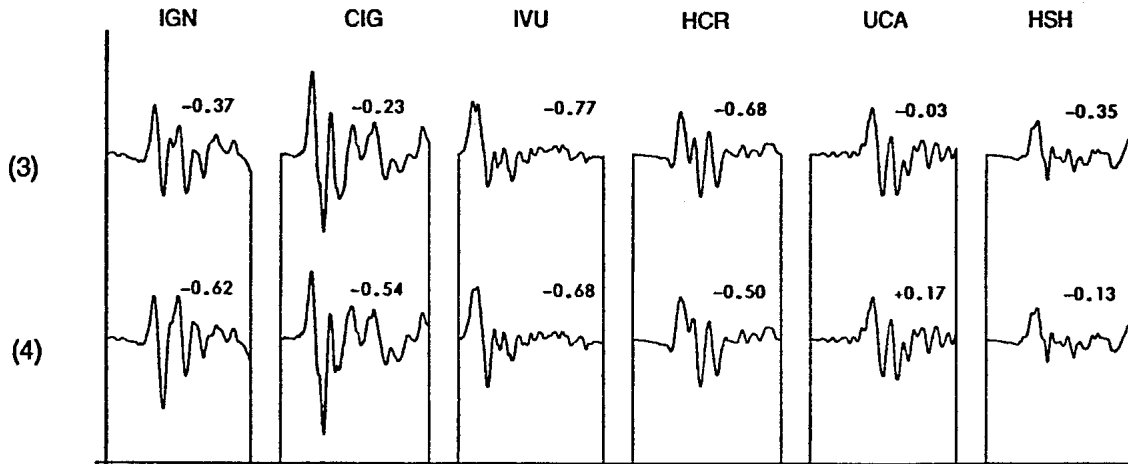


Figura 18(c)

Componente Radial (SVr)

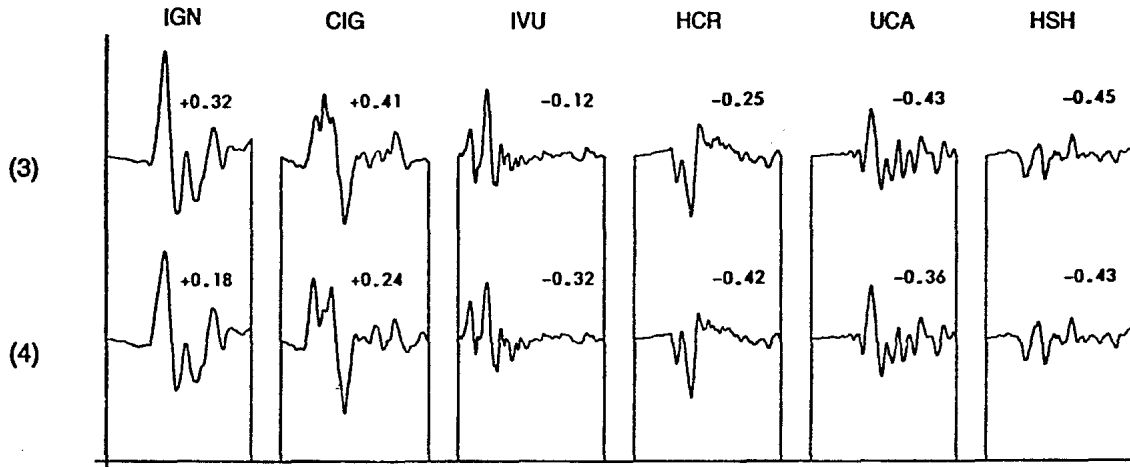


Figura 18(d)

Componente Transversal (SH)

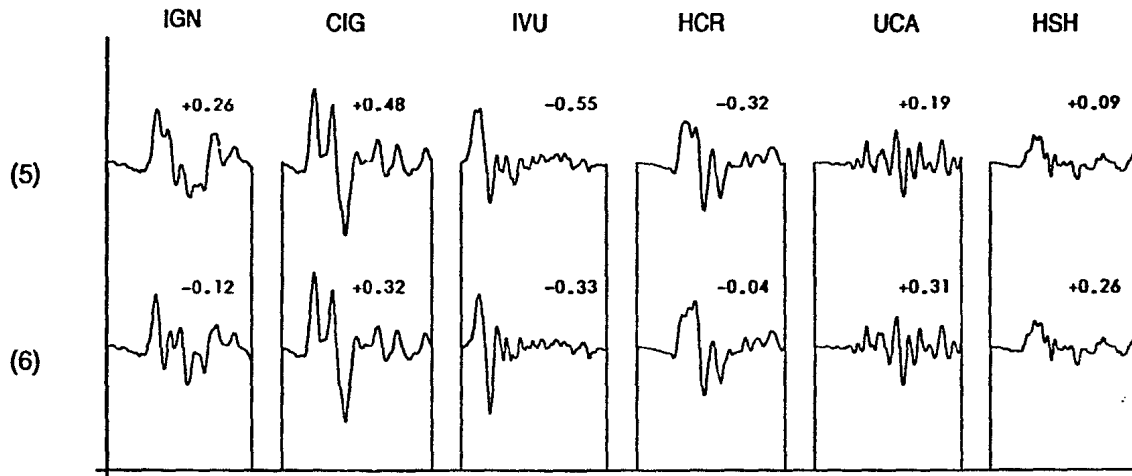


Figura 18(e)

Componente Radial (SVr)

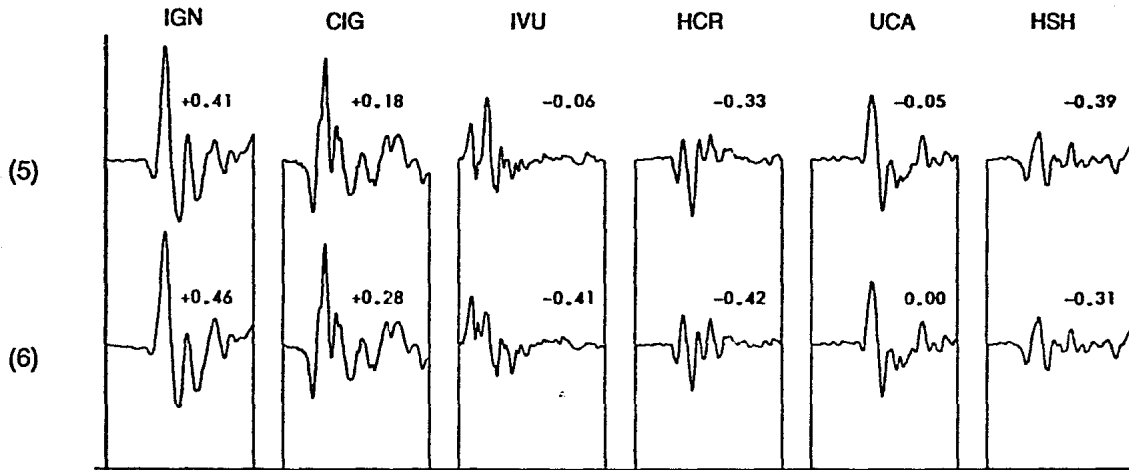


Figura 18(f)

Componente Transversal (SH)

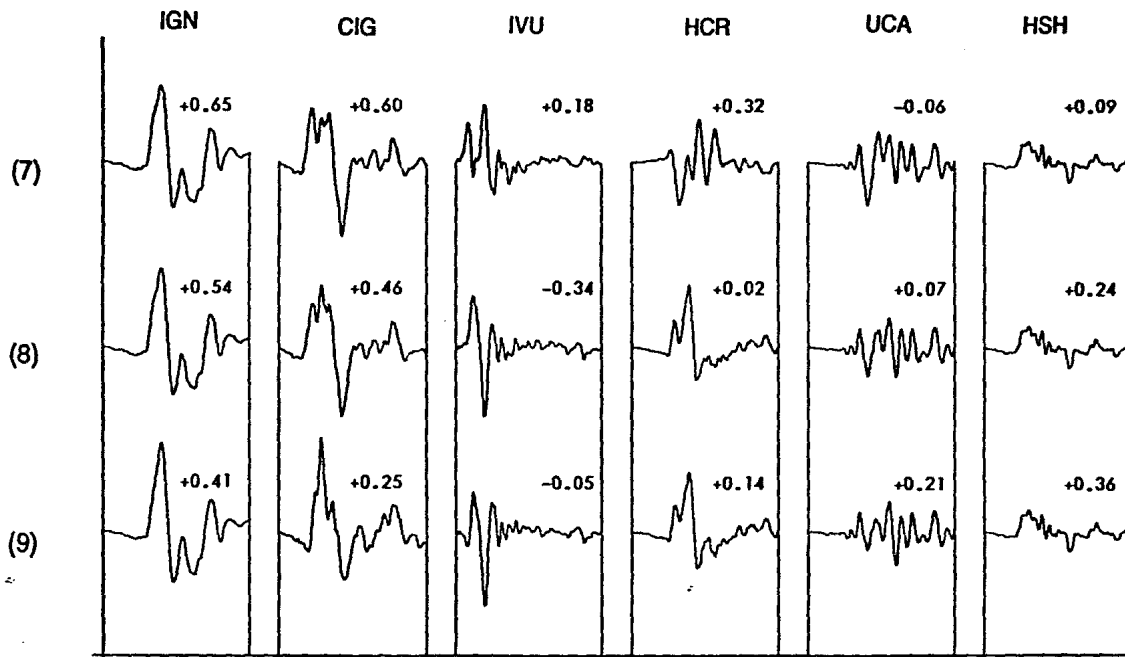


Figura 18(g)

Componente Radial (SVr)

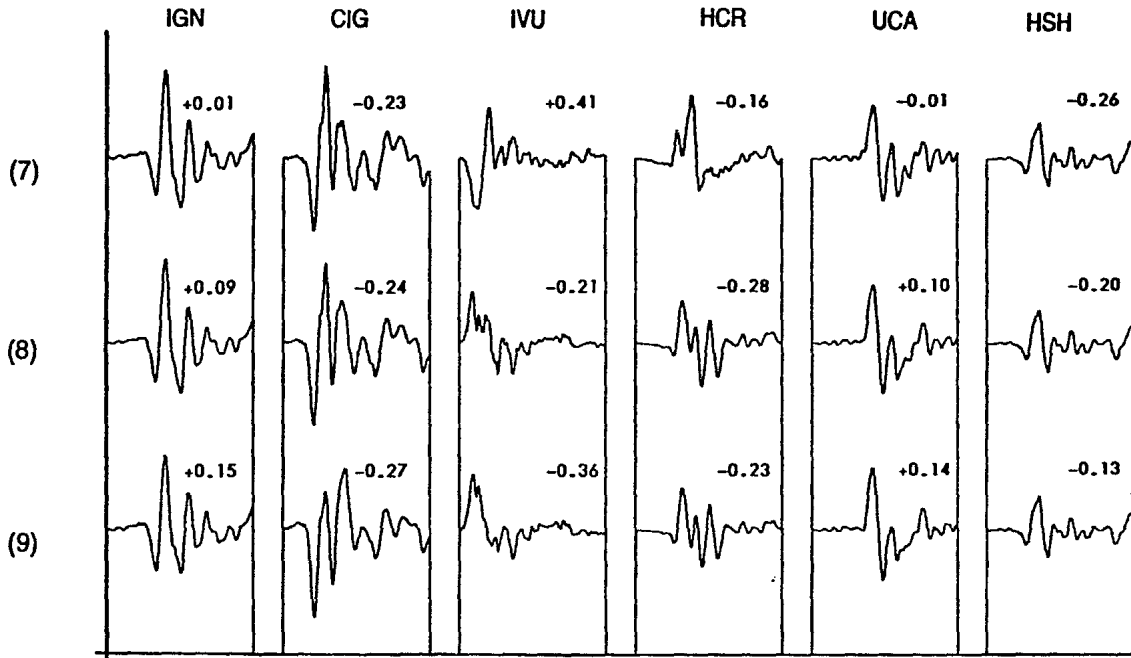


Figura 18(h)

Componente Transversal (SH)

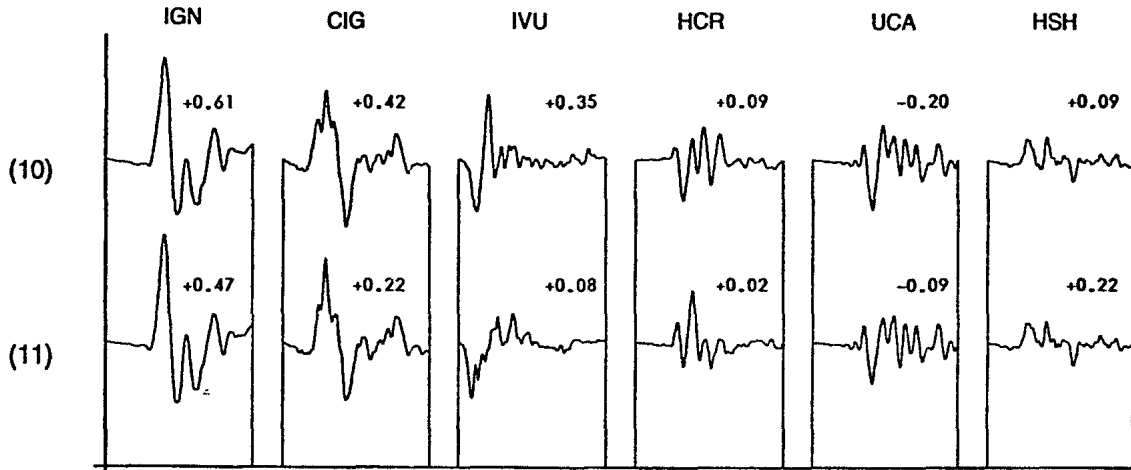


Figura 18(i)

Componente Radial (SVr)

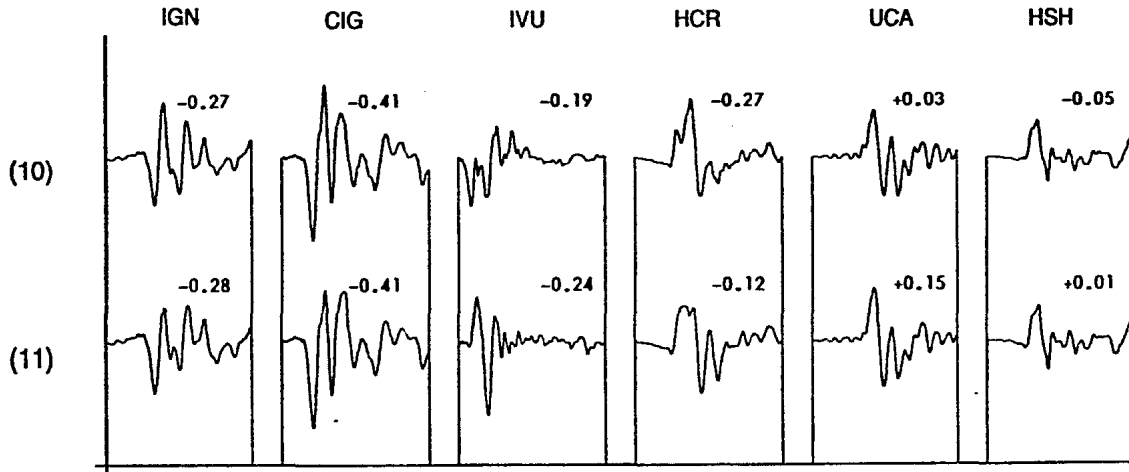


Figura 18(j)

Componente Transversal (SH)

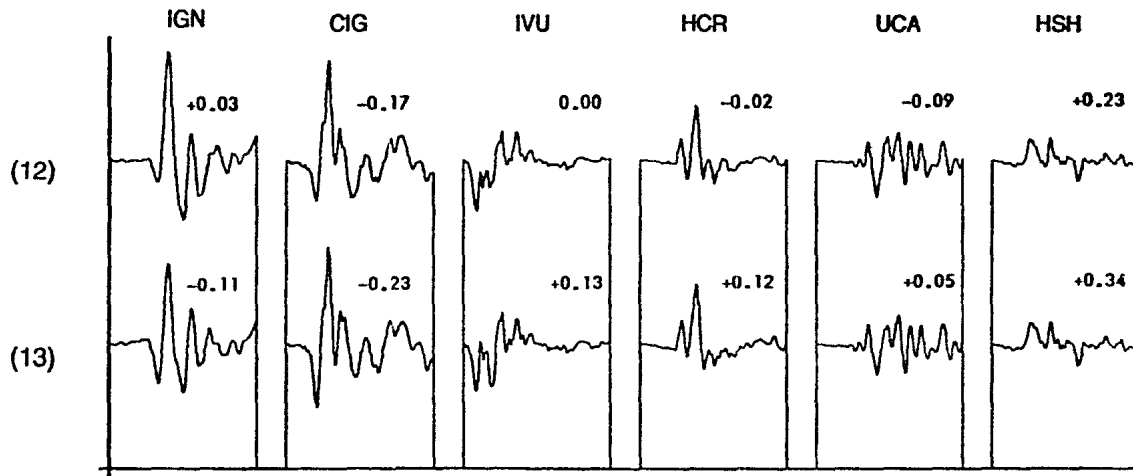


Figura 18(k)

Componente Radial (SVr)

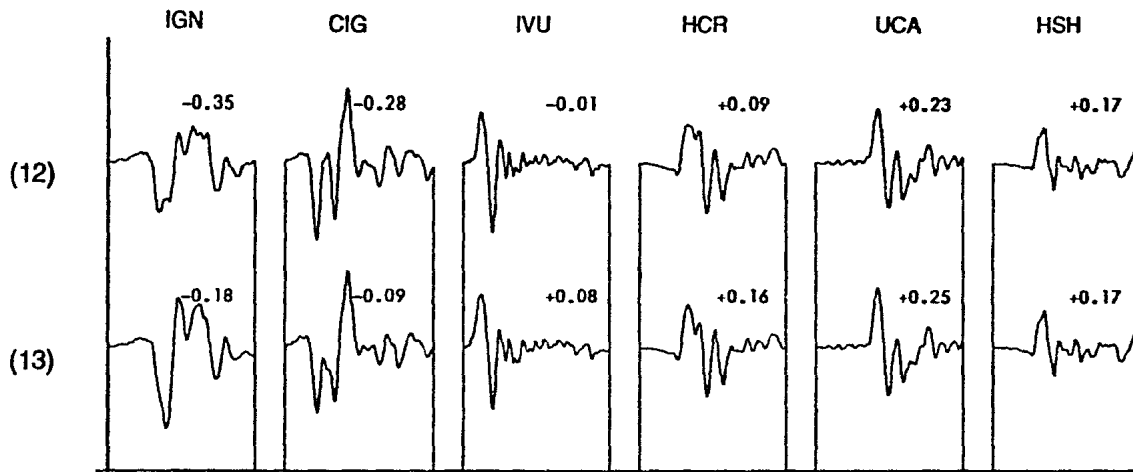
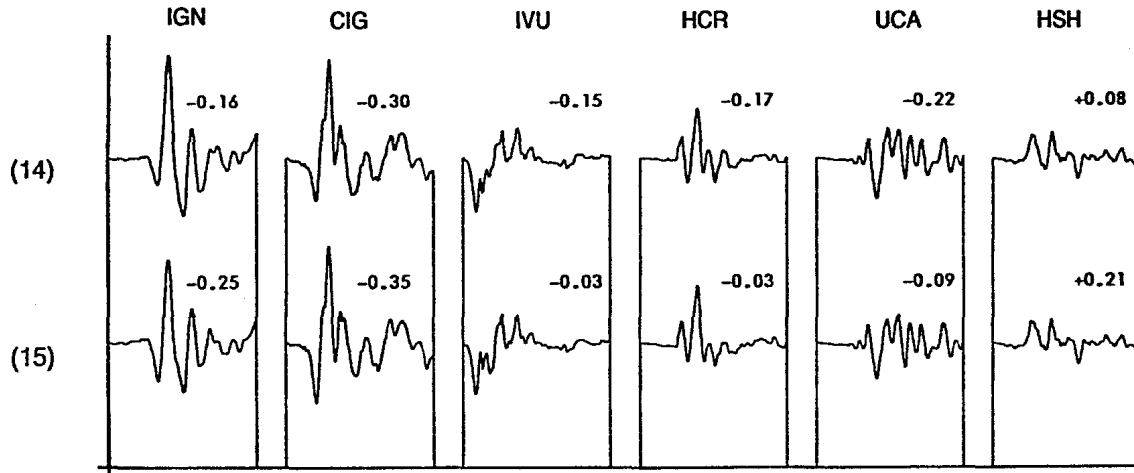


Figura 18(l)

Componente Transversal (SH)



Componente Radial (SVr)

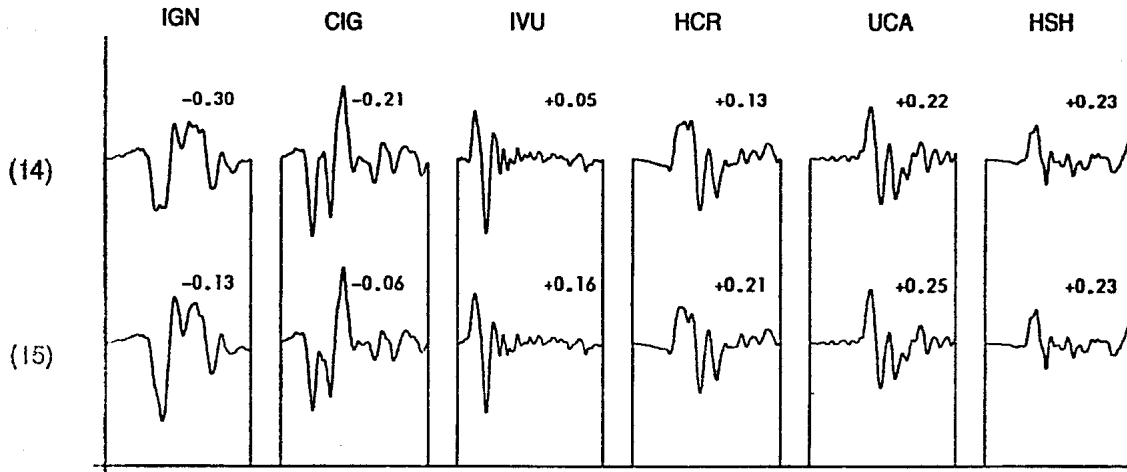


Figura 18(n)

De la Tabla 16 vemos que, si consideramos únicamente la polaridad de SH el mejor hipocentro es el identificado con el número 9, al considerar SH y SV_r el mejor hipocentro es el número 13 (Figura 17)

Si utilizamos la observación de las distancias epicentrales mínimas de la Tabla 15 para las estaciones UCA e IGN considerando las dos profundidades extremas vemos en la Figura 19 que el área con mayor número de réplicas queda dentro del espacio poco probable. Si la profundidad es de 7 km el hipocentro indicado con la letra A sería el más probable, aún cuando está dentro del círculo de la estación IGN. Si en cambio la profundidad del evento es de 9 km, ambos hipocentros están fuera o en el límite de la zona poco probable (Figura 19). Al considerar la distribución de las réplicas el hipocentro B es el más aceptable.

En cuanto a las amplitudes relativas se observa muchas discrepancias entre las teóricas y las observadas (Figura 18). Esto se podría deber a que se está utilizando un semiespacio para calcular las amplitudes teóricas, no se hacen correcciones por la atenuación del medio y por otra parte, los efectos de sitio en cada estación.

d) Análisis espectral:

El espectro promedio de aceleración en la fuente para la fase-S fue calculado a partir de los registros de aceleración en las dos componentes horizontales de cada estación utilizando el modelo de Brune (1970). Este se muestra en la Figura 20. De él podemos estimar en forma rápida algunos parámetros de la fuente y características del medio.

Para ajustar el espectro de aceleración al modelo de ω^{-2} , en la parte de las altas frecuencias ($f > 2\text{hz}$), fue necesario utilizar un factor de $\kappa = 0.09$ en el término que corrige la atenuación en las altas frecuencias (Singh, et al., 1990; Ordaz y Singh, 1992). Este valor de κ es relativamente alto y está indicando una atenuación grande en este rango de frecuencias.

De igual forma vemos que el momento sísmico obtenido de la parte de bajas frecuencias ($f < 0.6\text{hz}$), es del orden de 1.4×10^{25} dinas-cm ($M_w = 6.1 = M_s$). Este valor es cinco veces mayor al calculado en la

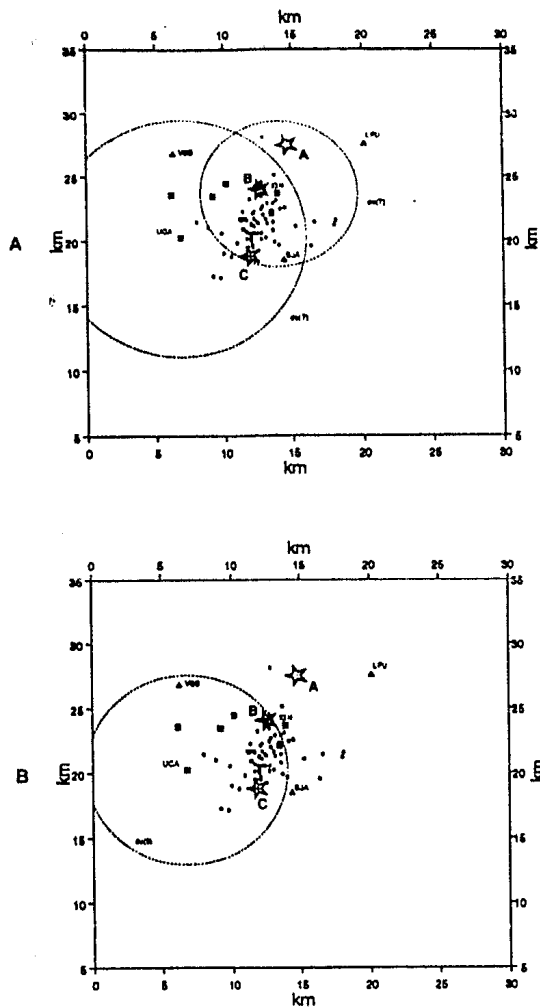


Figura 19. Distancias epicentrales mínimas (círculos) respecto a las estaciones de movimiento fuerte UCA e IGN., a) para una profundidad de 7 km, de(7), y b) profundidad de 9 km, de(9). Utilizando los datos de la Tabla 15. Epicentros propuestos A y B= en este trabajo, C= White, et al. (1987), estaciones de movimiento fuerte (cuadrados) y estaciones de período corto (triángulos).

inversión de ondas de cuerpo y tres veces más grande que el reportado por Harvard. Este nivel espectral tan alto podría deberse a amplificaciones locales en el rango de las bajas frecuencias ($f < 1\text{hz}$).

Para interpretar estos resultados se realizó el siguiente ejercicio. Primero se fijó el valor del momento sísmico al obtenido en la inversión telesísmica, 3.0×10^{24} dinas-cm, y se calculó la caída de esfuerzo total que ajusta el nivel espectral en la parte de las altas frecuencias. Segundo, se supuso una caída de esfuerzo típica, 100 bares, y con el momento sísmico de la inversión se calculó el espectro teórico. Ambos resultados se muestran en la figura 20.

Para el primer caso se obtiene una caída de esfuerzo del orden de 10^3 bares, correspondiente a una frecuencia de esquina $f_0 = 1.2\text{hz}$ y un radio de la falla de $r = 0.8\text{km}$. Para el otro caso, se obtiene que $f_0 = 0.5\text{hz}$ y $r = 2.4\text{km}$, los cuales son valores razonables para un evento de esta magnitud. Del espectro teórico correspondiente a una caída de esfuerzo de 100 bares vemos que las amplificaciones son del orden de cinco veces en las bajas frecuencias ($f < 5\text{hz}$) y de siete en las altas. Esto estaría indicando además, que el mecanismo que produce la amplificación no es selectivo en el rango de frecuencias observado.

3. Discusión y Conclusiones

a) Parámetros sísmicos:

Del estudio anterior se considera que los parámetros de la fuente, tales como profundidad, rumbo de los planos nodales, carácter del movimiento y el momento sísmico, son los que han quedado mejor controlados (Tabla 17). La selección del plano de falla se basa en el alineamiento principal observado en la distribución espacial de los epicentros de las réplicas mejor localizadas.

En cuanto a la localización propuesta para el evento principal, ésta explica mejor las polaridades observadas de SH y SV_r.

Las características cualitativas de los registros, principalmente en la componente vertical, y los diagramas de partícula de la fase-S sugieren la existencia de efectos relacionados con las propiedades del medio como podrían ser rebotes múltiples y fases convertidas.

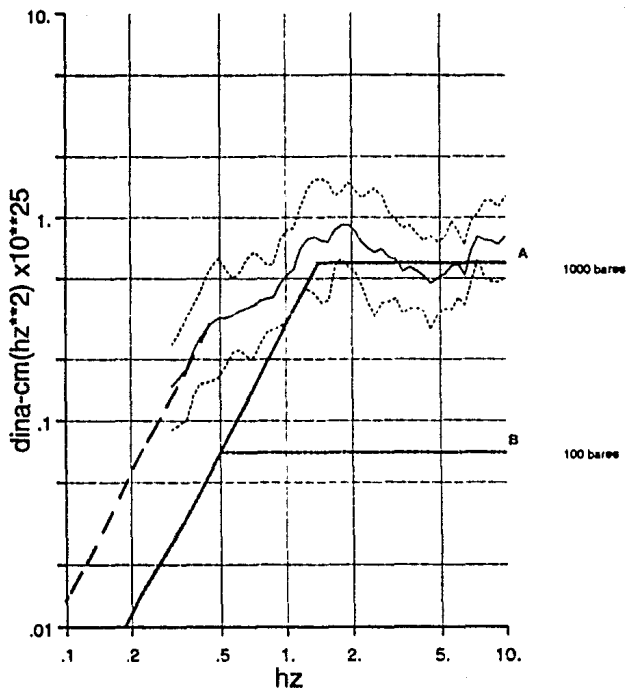


Figura 20. Espectro promedio de aceleración en la fuente, utilizando el modelo de Brune (1970). Espectro promedio (curva continua), espectro promedio \pm una desviación estandar (curvas puntuadas). La línea discontinua indica el nivel espectral utilizado para calcular el momento sísmico observado (1.4×10^{24} dinas-cm; las otras líneas indican el espectro teórico utilizando un momento sísmico de 3.0×10^{24} dinas-cm, para a) explicar el nivel espectral observado en el rango de las altas frecuencias ($f > 2\text{hz}$) y b) suponiendo una caída de esfuerzo de 100 bares.

TABLA 17
RESUMEN DE LOS PARAMETROS DEL EVENTO PRINCIPAL

Latitud (N)	13.72°
Longitud (O)	89.18°
profundidad (km)	9.0
$M_0(x10^{24})$ dina-cm	2.7
M_w	5.6
NP1(ϕ, δ, λ), P. de falla.	3°, 75°, 20°
NP2(ϕ, δ, λ)	268°, 68°, 175°

NP1=NP2=plano nodal; ϕ =rumbo; δ =buzamiento; λ =deslizamiento.

En cuanto al análisis espectral, se observa una amplificación del orden de cinco a siete veces respecto al espectro teórico calculado a partir del momento sísmico obtenido de la inversión telesísmica y suponiendo una caída de esfuerzo de 100 bares. Por otra parte, para ajustar los desplazamientos observados en las altas frecuencias es necesario utilizar una caída de esfuerzo del orden de 10^3 bares (siempre con el momento obtenido en la inversión de registros telesísmicos).

b) Tectónica local:

En la zona existe una gran número de fallas con rumbos principalmente con direcciones EO, NS, NO-SE, NE-SO y buzamientos mayores a los 65° (Rymer, 1987) (Figura 10). Además existen fracturas con geometría circular, asociadas a calderas volcánicas. Los movimientos observados en las fallas transversales y paralelas al arco volcánico son de tipo transcurrente lateral izquierdo y derecho respectivamente (Carr y Stoiber, 1977), además de una componente normal.

Por otra parte Rymer (1987) observó que el tipo de efectos secundarios producidos por el terremoto, tales como deslizamientos de

tierra, derrumbres, etc, parecen ser mayores que en otras zonas para eventos de magnitud similar, lo cual se explica por la cantidad y espesor de los depósitos volcánicos poco consolidados que cubren la mayor parte de la zona. Estas mismas capas de rellenos de material volcánicos pueden ser las responsables de los efectos de amplificación observados en éste y otros eventos similares (Lomnitz y Schultz, 1966; White, et al., 1987).

El mecanismo focal del evento principal es muy parecido al calculado por Molnar y Sykes (1969) para el terremoto de mayo de 1965, pero para este último White, et al., (1987) han propuesto que el plano de falla es el que tiene un rumbo casi paralelo a la fosa con movimiento transcurrente lateral derecho, en base a la geometría de las isosistas de mayor intensidad hechas por Rosenblueth y Prince (1965), (Figura 21). El terremoto de mayo de 1965 es mayor que el octubre de 1986, como lo indican la magnitud $M_s=6.0$ (Lomnitz y Schultz, 1966) y el tamaño del área afectada (Figuras 10 y 21). Su localización hipocentral es aproximada, pero es claro que ocurrió muy cerca de la ciudad de San Salvador, por la distribución de los daños y los tiempos de S-P de algunas réplicas en estaciones locales (Lomnitz y Schultz, 1966). En cuanto a la profundidad, con los tiempos de la fase pP reportados por el ISC en tres estaciones telesísmicas se obtienen dos posibles valores, 13 y 18 km. De la experiencia del evento de octubre de 1986, sabemos que la fase pP no es fácil de identificar, además que la sP llega con más energía unos pocos segundos después. Esto hace pensar que la profundidad de 18 km, con la cual se reporta el evento (ISC), podría deberse a un problema de identificación de la fase pP.

En cuanto a la selección del plano de falla, la geometría de las isosistas no parece ser un buen parámetro para este tipo de eventos, como se ve al comparar las isosistas de los eventos de San Salvador de mayo de 1965 y octubre de 1986 (Figuras 10 y 21), y las del terremoto de Managua de diciembre de 1972 (Figura 21). Por otra parte, la isosista de intensidad VIII para el evento de mayo 1965 (Figura 21) parece estar sobre estimada, en cuanto al tamaño, por los daños ocurridos en el aeropuerto de Hopango (C. Lomnitz, comunicación personal). Además que, podría estar reflejando las

condiciones locales. Se sabe que el espesor de los depósitos volcánicos aumenta hacia el lago de Ilopango, siendo a pocos kilómetros al este de la ciudad de San Salvador mayor que 25 m de espesor (Rymer, 1987). De todo esto concluimos que, aun cuando la distribución de los daños puede ayudar para distinguir este tipo de eventos de los generados en la subducción (Güendel, 1986) la selección del plano de falla en base a la geometría de las isosistas de mayor intensidad resulta poco confiable.

V. DISCUSION Y CONCLUSIONES GENERALES

Los resultados obtenidos en cada uno de los eventos analizados ya han sido presentados y discutidos en los capítulos respectivos. Estos y la información disponible en la bibliografía serán utilizados para tratar de obtener algunos resultados generales sobre las características de la sismicidad, su relación con la tectónica y la importancia en la evaluación de la amenaza sísmica.

Por el comportamiento temporal de la sismicidad superficial, en Centroamérica, se pueden distinguir dos tipos principales de series o secuencias. Una, producida por un evento principal y sus réplicas y otra, que muestra una distribución irregular, en el tiempo, tanto en el número de eventos como su magnitud, sin que exista claramente un evento principal; a esta se le denomina enjambre.

Hasta el momento son pocas las secuencias que han sido estudiadas con detalle, pues en la mayoría de los casos se tienen poca información instrumental. De esto se desprende que algunas de las características generales de la sismicidad superficial en Centroamérica están basadas en observaciones escasas o información indirecta discutible. De cualquier forma, se mencionarán aquellos rasgos que describen a las dos formas principales de eventos.

Los enjambres se observan con una frecuencia de dos o tres por año a lo largo de todo el arco volcánico (White, 1991). En algunos casos preceden o acompañan a las secuencias de tipo tectónico (como el enjambre que precedió al terremoto de San Salvador de mayo de 1965; Lomnitz y Schultz, 1966) o se relacionan con algún tipo de manifestación volcánica (actividad del volcán Tacaná en mayo de 1986; Quevec y Molina, 1986). El tiempo de duración de una serie de este tipo oscila entre días y meses (Boletines Sismológicos anuales, 1977-1982, INSIVUMEH, Guatemala). En su relación con la tectónica local, parecen ocurrir tanto asociados a movimientos de falla normal como transcurrente, aún que, en algunos casos se observa variedad de mecanismos focales relacionados con una misma serie. El grado de amenaza sísmica que representan los enjambres es pequeño, ya que la mayoría de eventos tienen magnitudes menores de 3.0.

En cuanto a las series iniciadas por un evento principal, éste es muy superficial ($h < 15$ km.), con un rango de magnitud $5.0 < M_s < 6.5$. La falla relacionada con el evento rara vez rompe la superficie; una misma zona puede ser dañada en varias oportunidades por este tipo de eventos, con intervalos de tiempo relativamente cortos de 20 a 40 años (White, 1991), y en cada caso la actividad parece estar relacionada a una falla distinta. El tipo de movimiento de la falla, en los casos mejor documentados (Managua 1972 y San Salvador, 1986), es transcurrente lateral-izquierdo, con el rumbo aproximadamente transversal al arco volcánico. Pero también se mencionan eventos que pudieran estar relacionados con fallas con rumbo paralelo al arco y movimiento lateral-derecho (San Salvador, 1965). En todo caso, ambos pueden ser explicados por un mismo campo de esfuerzos.

En la Figura 22 se comparan las direcciones de los ejes de esfuerzo tensional para los eventos de mayo de 1965 y de octubre de 1986 en San Salvador, obtenidas de los mecanismos focales (Molnar y Sykes, 1969; en este trabajo respectivamente), respecto a la dirección de convergencia COCOS-CARIBE (Burbach et al., 1984). La diferencia entre la dirección esperada y la observada es de 20° y 45° en cada caso. Para el evento de Managua de diciembre de 1972, la diferencia es un poco más de 45° , si se utiliza el rumbo observado de la falla, de Tiscapa, para estimar la dirección del esfuerzo tensional, ya que no existe un mecanismo focal publicado. Los mecanismos focales, en su mayoría compuestos, de eventos superficiales en el arco volcánico publicados (White, 1991; Güendel, 1990; Muñoz, 1983; Montero y Dewey, 1982; Segura, 1982; Langer y Bollinger, 1979) también sugieren una dirección del campo de esfuerzos tensional distinta ($> 20^\circ$) respecto a la dirección de convergencia. Estas diferencias pueden deberse a que los eventos ocurren en fracturas existentes, con lo cual el movimiento observado no necesariamente refleja las direcciones de los esfuerzos principales.

Los eventos transcurrentes de $5.0 < M_s < 6.5$ constituyen la principal amenaza sísmica en la región, debido a que la mayor concentración de población en Centroamérica está en o muy cerca de la franja definida por la sismicidad superficial. A las características propias de los eventos hay que agregar los efectos que producen las condiciones

locales (amplificación de los desplazamientos, fracturas secundarias, hundimientos, deslizamientos, etc.) más o menos comunes en toda Centroamérica y que consisten en un extenso relleno de material volcánico poco consolidado con espesores del orden de decenas a centenas de metros.

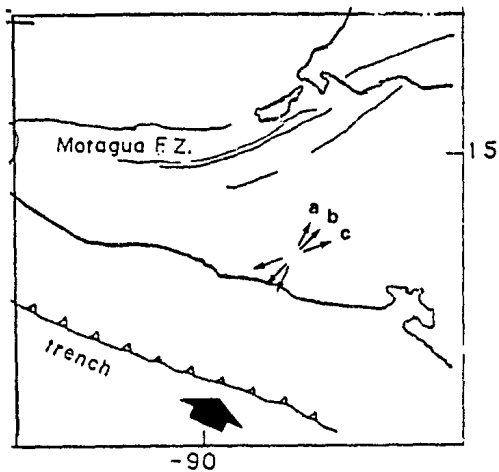


Figura 22. Dirección del eje principal de esfuerzo tensional, sugerido a) por la dirección de convergencia; y observado de los mecanismos focales de los eventos b) octubre de 1986 de San Salvador (este trabajo) y c) de mayo de 1965 (Molnar y Sykes, 1969).

APENDICE: POLARIZACION DE LA FASE-S

En teoría el movimiento del suelo puede ser parametrizado por un módulo y un vector unitario, ambos función del tiempo (Aki y Richards, 1980), es decir,

$$d(t)=m(t)p(t)$$

donde:

$d(t)$ = vector de desplazamiento

$m(t)$ =módulo

$p(t)$ =vector unitario

Por otra parte, el módulo es función del mecanismo focal, la función temporal de la fuente y de la posición del punto de observación respecto a la fuente. El vector unitario por su parte, es función del mecanismo y la posición; y además es menos sensible a las propiedades del medio que el módulo (Bernard y Zollo, 1989). Esto hace del vector p un parámetro más estable que la amplitud y forma de onda de la señal, aun cuando tiene menos información de la fuente.

Al estudiar la fase-S, el vector $p(t)$ está contenido en el plano perpendicular al plano que contiene al rayo sísmico. Stauder (1960), definió la dirección de polarización como el ángulo:

$$e=\text{tang}^{-1}(SH/SV)$$

donde;

SH=amplitud de la componente transversal

SV=amplitud de la componente vertical

Para ángulos de incidencia pequeños, la dirección de polarización se puede medir directamente de los registros de las componentes horizontales, en otros casos debe hacerse una corrección por el ángulo de incidencia (Stauder, 1960; Brumbaugh, 1979).

El ángulo de incidencia juega un papel muy importante en el análisis de la polarización, ya que es el que determina los efectos producidos por la superficie libre. Varios autores (Nuttli, 1961; Evans, 1984) han demostrado que para ángulos de incidencia menores que el

crítico, el efecto de la superficie libre es amplificar por un factor de dos la componente SV_r . Esta amplificación es del mismo orden que para SH, sin importar en este caso el ángulo de incidencia. Por lo que midiendo las amplitudes de SH y SV_r es posible conocer la dirección de polarización original de la fase-S directa. El ángulo crítico corresponde al ángulo de incidencia para el cual la fase-P convertida durante la reflexión de la SV en la superficie libre ($SV-P=SP$) se refracta totalmente, su valor está dado por:

$$i_c = \text{Sen}^{-1}(V_s/V_p) \approx 35^\circ \text{ (para un medio de Poisson)}$$

donde: i_c = ángulo de incidencia; V_s y V_p = velocidad de S y P respectivamente.

Para ángulos mayores al crítico, la componente SV_r sufre cambios de amplitud y fase que impiden recuperar la información de la fuente.

Cuando se trabaja con registros de alta frecuencia obtenidos a cortas distancias de la fuente se deben tener presentes otros factores que pueden modificar la polarización de la fase-S (Evans, 1984), tales como:

- curvatura del frente de onda (Booth y Crampin, 1985), cuyo efecto es producir una fase local SP ($SV-P$) a partir de cierta distancia de la fuente. Esto se debe a que el ángulo de incidencia varía con la distancia, cosa que no sucede con un frente de onda plano.

- propiedades y estructura del medio (Booth y Crampin, 1985; Ebel, 1989; Iannacone y Deschamps, 1989), como, fases generadas por irregularidades topográficas, reflexiones múltiples en las capas, fases convertidas en las interfases, rebotes en heterogeneidades aleatorias (principalmente cercanas a la fuente o a la estación) y anisotropía del medio, la cual puede producir una fase-S rápida y otra lenta (birefringencia o "splitting") en función de la dirección del rayo respecto a la dirección de los ejes principales de la anisotropía.

El efecto de los factores arriba mencionados también depende de la longitud de onda del pulso que se esté analizando. Bajo condiciones favorables los diagramas de partícula, "odogramas", muestran un trazo lineal y estable (en una misma dirección) durante todo el pulso de la fase-S directa.

Para los fines del presente trabajo la polarización observada de la fase-S directa fue determinada de los diagramas de partícula en las componentes horizontales (NS, EO), y su dirección se midió por el ángulo respecto al norte. Las polarizaciones teóricas fueron calculadas a partir de las amplitudes de desplazamientos de SV y SH para un medio infinito, proyectadas en la superficie (SV_r y SH) y referidas a un sistema NS y EO. El ángulo de polarización se midió respecto al norte.

BIBLIOGRAFIA

Aki, K. and P. G. Richards (1980). Quantitative Seismology, Theory and Methods, vol I, W. H. Freeman and Company, San Francisco. 557 p.

Algermissen, S. T., et al. (1974). The Managua, Nicaragua earthquake of December 23, 1972: Location, focal mechanism, and intensity distribution. Bull. Seismol. Soc. Am., 64, 993-1004.

Alvarez, S.(1987). Informe técnico-sismológico del terremoto de San Salvador del 10 de octubre de 1986. Centro de investigaciones Geotécnicas, Departamento de Sismología, República de El Salvador, 83p.

Arce-Valenzuela, A. (1988). Catálogo de acelerogramas procesados de los sismos ocurridos en el valle de Guatemala durante la actividad sísmica de mayo de 1988. Universidad del Valle de Guatemala, Series del Instituto de Investigaciones, no. IN-1, 54p.

Bernard, P., and A. Zollo (1989). Inversion of near-source S-polarization for parameters of double-couple point sources. Bull. Seismol. Soc. Am., 79, 1779-1809.

Booth, D. C. and S. Crampin (1985). Shear-wave polarizations on a curved wavefront at an isotropic free surface. Geophys. J. R. Astr. Soc., 83,31-45.

Brumbaugh, D. S. (1979). Classical focal mechanism techniques for body waves. Geophysical Surveys, 3, 297-329.

Brune, J. N. (1970). Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes. J. Geophys. Res., 75, 4997-5009.

Burbach, G. V., C. Frohlich, W. D. Pennington and T. Matumoto (1984). Seismicity and tectonics of the subducted Cocos plate. *J. Geophys. Res.*, 89, 7719-7735.

Burkart, B. and S. Self (1985). Extension and rotation of crustal blocks in northern Central America and effect on the volcanic arc. *Geology*, 13, 22-26.

Carr, M. J. and R. E. Stoiber (1977). Geological setting of some destructive earthquakes in Central America. *Geol. Soc America Bull.*, 88, 151-156.

Dengo, G. (1968). Estructura Geológica, Historia Tectónica y Morfología de América Central. Instituto Centroamericano de Investigación y Tecnología Industrial (ICAITI), Guatemala, 50 p.

Dewey, J. W. and S. T. Algermissen (1974). Seismicity of the Middle America arc-trench system near Managua, Nicaragua. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 64, 1033-1048.

Dewey, J. W. and G. Suárez (1991). Seimotectonics of Middle America, in Slemmons, D. B., E. R. Engdahl, M. D. Zoback y D. D. Blackwell, eds., Neotectonics of North America: Boulder Colorado, Geological Society of America, Decade Map vol. 1, chater 17.

Ebel, J. E. (1989). The effect of crustal scattering on observed high-frequency earthquake seismograms. *Geophys. J. Int.*, 98, 329-341.

Evans, R. (1984). Effects of the surface on shear wavetrains. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 76, 165-172.

Evernden, J. F. (1969). Identification of earthquakes and explosions by use of teleseismic data. *J. Geophys. Res.*, 74, 3828-3856.

Güendel, F. (1986). Seismotectonics of Costa Rica: an analytical view of the southern terminus of the middle america trench. Ph. D. thesis, University of California, Santa Cruz. 113 p.

Güendel, F. (1990). Informe preliminar de la secuencia sísmica de Puriscal del 26 de marzo- 11 de julio de 1990. Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Costa Rica (OVSICORI), Universidad Nacional, 21p.

Guzmán-Speziale, M., W. D. Pennington and T. Matumoto (1989). The triple junction of the North America, Cocos, and Caribbean plates: seismicity and tectonics. *Tectonics*, 8, 981-997.

Iannaccone, G. and A. Deschamps (1989). Evidence of shear wave anisotropy in the upper crust of central Italy. *Bull. Seismol.Soc. Am.*, 79, 1905-1912.

INSIVUME-IGN-ONU (1978). Informe final del proyecto: Estudio de aguas subterráneas en Guatemala. Parte I, Geología, Capítulo III, Estructura Tectónica. Ministerio de Comunicaciones y Obras Públicas, Instituto Nacional de Sismología, Vulcanología, Meteorología e Hidrología (INSUVUMEH). Guatemala.

Jarrar, R. D.(1986). Terrane motion by strike-slip faulting of forearc slivers. *Geology*, 14, 180-183.

Langer, C. J., M. G. Hopper, S. T. Algermissen, and J. W. Dewey (1974). Afterscks of the Managua , Nicaragua, Earthquake of December 23. *Bull. seismol. Soc. Am.*, 64, 1005-1016.

Langer, C. J. and G. A. Bollinger (1979). Secondary faulting near the terminus of a seismogenic strike-slip fault: aftershocks of the 1976 Guatemala earthquake. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 69, 427-444.

Lee, W. H. K., J. C. Larhr (1978). HYPO71(revised): A computer program for determining hypocenter, magnitud, and first motion pattern of local earthquakes. U. S. Geological Survey, Open File Report 75-311.

Levin, S. B. (1937). The Salvador Earthquake of December, 1936. Bull. Seism. Soc. Am., 27, 377-407.

Ligorría J.P., E. Molina y L. Ponce (1989). Sismicidad de mayo de 1988 al sur de la Ciudad de Guatemala.: Su relación con la geología local. GEOS, Número extraordinario de Resúmenes de la Runión Anual de la Sociedad Geofísica Mexica. Cuernavaca, México, Noviembre de 1989.

Lomnitz, C. and R. Schultz (1966). The San Salvador earthquake of may 3, 1965. Bull. Seismol. Soc. Am., 56, 561-575.

Mann, P. and K. Burke (1984). Cenozoic rift formation in the northern Caribbean. Geology, 12, 732-736.

Mann, P., C. Shubert and K. Burke (1990). Review of Caribbean neotectonics, en Dengo and J. E. Case, eds., The Caribbean Region: Boulder, Colorado, Geological Society of America, The Geology of North America, v. H, 307-338.

Matumoto, T. and G. Lathan (1973). Aftershocks and Intensity of the Managua earthquake of 23 December 1972. Science, 181, 545-547.

Minster J. B. and T. H. Jordan (1978). Present-day plate motions. J. Geophys. Res., 83, B11, 5331-5354.

Molina, E. (1991). Reporte preliminar sobre las réplicas del terremoto de San Miguel Pochuta, Guatemala, del 18 de septiembre de 1991. Sección de Sismología, INSIVUMEH, Guatemala.

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

Montero, C. (1991). Informe preliminar del terremoto del 22 de abril de 1991, Ms=7.4, Valle de la Estrella, Limón, Costa Rica. OVSICORI, Universidad Nacional, 26p.

Montero, W. and J. W. Dewey (1982). Shallow-focus seismicity, compositi focal mechanim, and tectonics of the Valle Central of Costa Rica. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 72, 1611-1626.

Muñoz, L. A. (1983). Actividad sísmica asociada al volcán Momotombo, Nicaragua. Tesis de maestría, UNAM, Fac. de Ciencias. 134 p.

Nábelek, J. L. (1984). Determination of earthquake source parameters from inversion of body waves. Ph. D. thesis, Massachusetts Institute of Technology, Cambridge, 361p.

Newhall, C. G. (1987). Geology of the Lake Atitlán region, western Guatemala. *J. Volcanology and Geothermal Research*, 33, 23-55.

Nuttli, O. (1961). The effect of the earth's surface on the S wave particle motions. *Bull. seismol. Soc. Am.*, 51, 237-246.

O'Neill, M. E. (1984). Source Dimensions and stress drops of small earthquakes near Parkfield, California. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 74, 27-40.

Ordaz, M. and S. K. Singh (1992). Source spectra and spectral attenuation of seismic waves from Mexican earthquakes, and evidence of amplification in the hill zone of Mexico city. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 82, 24-43.

Plafker, G. (1976). Tectonic aspects of the Guatemala earthquake of 4 february 1976. *Science*, 193, 1201-1208.

Plafker, G., M. G. Bonilla and S. B. Bonis (1976). The Guatemala earthquake of february 4, 1976, a preliminary report: Geologic effects, en Espinoza , a. F., editor, Geological Survey Professional Paper 1002, 90p.

Quevec, R. y E. Molina (1986). Actividad sísmica en los alrededores del volcán Tacana, Sección de Sismología, INSIVUMEH, Guatemala, 41p.

Ríos, R., J. Grases, L. Ponce, N. Weidman y L. Zegarra (1986). El terremoto de San Salvador, 10 de Octubre 1986. CERESIS/UNESCO, Lima, 1986. 73 p.

Rosenblueth, E., J. Prince (1965). El Temblor de San SALvador, 3 de mayo de 1965. Ingeniería Sísmica. Revista Sociedad Mexicana de Ingeniería Sísmica, III, 33-60.

Rymer, M. J. (1987) The San Salvador Earthquake of October 10, 1986: Geologic Aspects. Earthquake Spectra, 3, 434-462.

Schultz, R. (1944). Estudio sobre la sismicidad en la región Centro-Americana. Bol. Bibliogr. Geofis. Oceanogr. Amer., México, 2, 135-144.

Segura, F. (1982). Interpretación sismotectónica de la región de Cofradía y Apoyo, Nicaragua. Tesis de maestría, UNAM, Fac. de Ciencias. 131 p.

Shakal, A. F., M. J. Huang, D. L. Parke, and R. Linares (1986). Processed strong motion data from the San Salvador earthquake of october 10, 1986. Report No. OSMS 86-07, California strong motion instrumentation program, 630 Bercut Drive, Sacramento, California, 111p.

Singh, S. K., E. Mena, J. G. Anderson, R. Quaas, and J. Lermo (1990). Source spectra and RMS acceleration of Mexican subduction zone earthquakes. PAGEOPH, 133, 447-474.

Singh, S. K. y M. Ordaz (1992). La medida de los temblores. (en prensa)

Stauder, W. (1960). An application of S waves to focal mechanism studies. Pub. Dominion Observatory, Ottawa, 24, 343-353.

Stein, S., C. DeMets, R. G. Gordon, J. Brodholt, D. Argus, J. F. Engeln, P. Lundgren, C. Stein, D. A. Wiens, and D. F. Woods (1988). A test of alternative Caribbean plate relative motion models. J. Geophys. Res., 93, 3041-3050.

Stoiber, R. E. and M. J. Carr (1973). Quaternary Volcanic and tectonic segmentation of Central America. Bull. of Volcanologie, 37, 304-325.

Sykes, L. R., W. R. McCann and A. L. Kafka (1982). Motion of caribbean plate during last 7 million years and implications for earlier cenozoic movements. J. Geophys. Res., 87, 10656-10676.

Ward, P. L., J. Gibbs, D. Harlow, and A. Aburto (1974). The Managua, Nicaragua, earthquake and the tectonic significance of the Tiscapa fault. Bull. Seismol. Soc. Am., 64, 1017-1029.

White, R., D. Harlow and S. Alvarez (1987). The San Salvador earthquake of October 10, 1986- Seismological aspects and other recent local seismicity. Earthquake Spectra, 3, 419-434.

White, R. A. (1991). Tectonic implications of upper-crustal seismicity in Central America, in Slemmons, D. B., E. R. Engdahl, M. D. Zoback y D. D. Blackwell, eds., Neotectonics of North America: Boulder Colorado, Geological Society of America, Decade Map vol. 1, Chater 18.