

03077



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO



**UNIDAD ACADEMICA DE LOS CICLOS PROFESIONALES
Y DE POSGRADO DEL CCH.
INSTITUTO DE GEOFISICA
POSGRADO EN GEOFISICA**

**EL SISMO DEL 09 DE OCTUBRE DE 1995 EN COLIMA.
UN ESTUDIO TELESISMICO**

TESIS

**QUE PARA OBTENER EL GRADO DE
MAESTRIA EN SISMOLOGIA Y FISICA
DEL INTERIOR DE LA TIERRA
PRESENTA**

DAVID ESCOBEDO ZENIL

CIUDAD UNIVERSITARIA

ABRIL, 1997

**TESIS CON
FALLA DE ORIGEN**



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

Contenido

1 INTRODUCCIÓN	8
2 TECTÓNICA Y ANTECEDENTES	10
2.1 Las placas de Rivera y Cocos	10
2.2 El contacto Cocos-Rivera	13
2.3 Los eventos de junio de 1932	14
3 METODOLOGÍA Y DATOS UTILIZADOS	16
3.1 El programa BWIDC	16
3.1.1 Parametrización de modelos	17
3.1.2 Sismogramas sintéticos	18
3.1.3 Eventos multiples	20
3.1.4 Inversión y datos utilizados	20
4 INVERSIÓN DE FORMAS DE ONDA	21
4.1 Preparación de los datos	23
4.2 El sismo del 6 de octubre de 1995	24
4.2.1 Inversión de forma de onda	24
4.2.2 Resultados	26
4.3 El sismo de Colima, un sismo complejo	26

Contenido	2
4.3.1 Directividad de la fuente	28
4.3.2 Inversión de forma de onda	31
4.3.3 Resultados	34
4.4 El sismo del 12 de Octubre de 1995	38
4.4.1 Inversión de forma de onda y resultados	38
4.5 El sismo del 11 de diciembre de 1995	41
4.5.1 Directividad de la fuente	41
4.5.2 Inversión de forma de onda	42
4.5.3 Resultados	44
5 RELOCALIZACIONES CON JHD	46
5.0.4 Datos utilizados	47
5.1 Proceso de relocalización y resultados	48
6 DISCUSIÓN DE RESULTADOS	52
6.1 Sismo precursor	53
6.2 El sismo de Colima	53
6.2.1 Dirección de ruptura	55
6.2.2 Otros estudios	55
6.3 La réplica del 12 de Octubre	55
6.4 El sismo transcurrente (diciembre 11, 1995)	57
7 CONCLUSIONES	60

Lista de Figuras

2.1	<i>Tectónica de la parte oeste de Mézico. Se pueden observar los dos límites propuestos de las placas de Rivera-Cocos, R= Reid, [1976]; EM=Eissler, [1984]. Así como otros rasgos tectónicos importantes: EPR=East Pacific Rise, RFZ=Rivera Fracture Zone, EGG=El Gordo Graven, RPR=Rivera Pacific Rise, TFZ=Tamayo Fracture Zone y Middle America Trench (MAT). Los límites tectónicos como el EPR, RFZ, y TFZ, se tomaron de Michaud et al., [1996].</i>	11
2.2	<i>Áreas de ruptura de los sismos del 3 y 18 de junio de 1932, de Singh et al., [1985]</i>	15
4.1	<i>Localización de los sismos que se invierten en este trabajo, se observan las localizaciones determinadas con datos locales y las propuestas por Harvard.</i>	22
4.2	<i>Localización de las estaciones de la red mundial de sismógrafos de banda ancha, utilizadas en este trabajo.</i>	24
4.3	<i>Mecanismo focal para el sismo del 6 de octubre de 1995, en la parte superior de la figura se puede observar el mecanismo determinado por la inversión para la onda de cuerpo P y para la onda S en la parte inferior. Las líneas continuas representan la señal observada y las punteadas los sintéticos generados.</i>	27
4.4	<i>Trazas observadas para cinco estaciones que están a diferentes azimuts, en las cuales se observa el efecto de directividad de la fuente.</i>	29
4.5	<i>Variación de los errores en función del azimut de la dirección de propagación de la ruptura para una fuente lineal que se propaga con una velocidad de 2.3 km/s.</i>	30
4.6	<i>Variación de los errores en función de la velocidad de propagación de la ruptura para una fuente lineal que se propaga con un azimut de 310°.</i>	31
4.7	<i>Solución de la inversión de una fuente lineal con los parámetros fijos de velocidad de ruptura (2.2 km/s) y azimut (310°). También se observa la función de tiempo de la fuente con una duración de 96 seg.</i>	32
4.8	<i>Soluciones determinadas para tres estaciones (ADK, LVZ, GRFO) en diferentes experimentos: a) Una fuente lineal b) Con los parámetros de Harvard, c) Inversión a partir de la solución de Harvard, d) contribución con el primer subevento, e), f) y g) contribuciones con el segundo, tercer y cuarto subevento.</i>	33

4.9	<i>Solución y localización de los mecanismos focales para cada uno de los tres subeventos que componen el sismo de Colima, 1995/10/09</i>	35
4.10	<i>Función de tiempo de la fuente, se observan cuatro cuerpos con diferente tonalidad que representan, las contribuciones a los 4 subeventos, con sus respectivas soluciones a los 4 mecanismos focales.</i>	36
4.11	<i>Solución para el mecanismo focal del primer subevento del sismo de Colima, los ajustes de onda corresponde a la contribución de los cuatro subeventos. En líneas punteadas y continua, sismograma sintético y observado respectivamente.</i>	37
4.12	<i>Formas de onda invertidas para la mayor réplica del sismo de Colima (1995/10/12), en la parte superior P y en la inferior SH, además se observa la función de tiempo de la fuente con una duración de 14 seg.</i>	40
4.13	<i>Variación de los errores en función del azimut de la dirección de propagación de la ruptura para una fuente lineal que se propaga con una velocidad de 2.2 km/s.</i>	42
4.14	<i>Mecanismo focal determinado a partir de primeros arribos para el sismo del 11 de diciembre de 1995.</i>	44
4.15	<i>Solucion a la inversión de forma de onda para el evento 1995/12/11.</i>	45
5.1	<i>Localizaciones realizadas con el paquete JHD con la opción de las profundidades libres; las elipses representan el 90% de confiabilidad.</i>	48
5.2	<i>Localizaciones realizadas con el paquete JHD con la opción de las profundidades restringidas a 5 km; las elipses representan los errores.</i>	50
6.1	<i>Localizaciones de las réplicas y los cuatro subeventos determinados por la inversión. Y la función de tiempo de la fuente determinada para cada subevento</i>	54
6.2	<i>Localizaciones de las réplicas y los cuatro subeventos determinados por la inversión. Así como los contornos de desplazamiento vertical y horizontal línea continua y punteada respectivamente, Además se observan los vectores de desplazamiento modelados y observados que se representan en color negro y blanco respectivamente. Tomada de Melbourne et al., [1997] por cortesía del Dr. Osvaldo Sanchez y modificada en este trabajo.</i>	56
6.3	<i>Mecanismos focales para los sismos relocalizados con JHD en este trabajo. Los mecanismos fueron tomados de: 1 Este trabajo; A y 2 Eissler et al, 1984; 3, B y C Molnar 1973; 4 al 13 CMT Harvard.</i>	58

Lista de Tablas

4.1	<i>Eventos a los que se invirtió la forma de onda en este trabajo, soluciones de CMT y Pacheco et al., 1996</i>	21
4.2	<i>Estructuras para la fuente y el receptor utilizadas en las inversiones con el programa BWIDC</i>	23
4.3	<i>Estaciones utilizadas para la inversión del evento 1995/10/06.</i>	25
4.4	<i>Resultados de la inversión para el evento 1995/10/06, comparados con los de Harvard.</i>	26
4.5	<i>Estaciones y fases utilizadas para la inversión del evento 1995/10/09.</i>	28
4.6	<i>Resultados de la inversión para el evento de Colima, un promedio de los subeventos y la solución de Harvard.</i>	35
4.7	<i>Resultados de los cuatro subeventos relativos a la localización del primer evento.</i>	36
4.8	<i>Estaciones utilizadas para la inversión del sismo del 1995/10/12</i>	39
4.9	<i>Resultados de la inversión para el evento 95/10/12, este estudio y Harvard.</i>	39
4.10	<i>Estaciones utilizadas para la inversión del sismo del 95/12/11</i>	41
4.11	<i>Estructura para la fuente utilizada en las inversión para el evento 95/12/11</i>	42
4.12	<i>Estaciones adicionales utilizadas para fijar el mecanismo focal del sismo del 11 de Diciembre de 1995. PD es una fase P dilatacional y PC una fase P compresional.</i>	43
4.13	<i>Resultados de la inversión para el evento 1995/12/11, este estudio y Harvard.</i>	44
5.1	<i>Sismos utilizados en la relocalización con JHD. Las localizaciones son del catalogo de USGS.</i>	47
5.2	<i>Sismos relocalizados con JHD sin restricción en la profundidad, (a=eje mayor y b= eje menor).</i>	49
5.3	<i>Sismos relocalizados con JHD con restricción en la profundidad, (a=eje mayor y b= eje menor).</i>	51

5.4	<i>Parámetros de los ejes de los elipsoides del 90% de confiabilidad, para las opciones de profundidad libre y restringida a 5km.</i>	51
6.1	<i>Resultados de la inversión, todos los eventos</i>	52

RESUMEN

Se realizó una inversión de los parámetros de la fuente sísmica: azimut, buzamiento, ángulo de desplazamiento, profundidad del centróide y momento sísmico, a los sismos de Colima (6, 9 y 12 de Octubre, sismos precursor, principal y replica mayor respectivamente) y un sismo fuera de las costas de Colima (11 de diciembre). En esta inversión se utilizaron las formas de onda P y SH a distancia telesísmica por medio de la técnica propuesta por *Nábélek [1984]*. Los resultados obtenidos de esta inversión están en acuerdo con la tectónica general de la zona. El sismo principal es un sismo complejo con una dirección de ruptura unilateral en un azimut de 310° y con una velocidad promedio de ruptura de 2.2 km/s. Para este evento se determinó una relajación de la energía en cuatro subeventos que se suceden consecutivamente en la dirección promedio mencionada arriba. La energía liberada se concentró mayormente en la zona de Chamela, Jalisco, lo que está en acuerdo con la inversión de desplazamiento realizada por *Melbourne et al., [1997]* con base en la deformación de la corteza definida por mediciones de GPS. Además, se realizó una relocalización hipocentral conjunta [*Dewey, 1971*], a once sismos históricos que se ubican en la probable zona de contacto entre las placas de Rivera y Cocos, frente a la trinchera Mesoamericana. Estos sismos han sido reportados con un mecanismo transcurrente por CMT de Harvard y otros autores [*e.g. Molnar 1982, Eissler y McNally, 1984*]. Para la relocalización se utilizó como evento de calibración el sismo del 11 de diciembre de 1995, el cual tiene una localización controlada [*Pacheco, comunicación personal*]. Con base en estas relocalizaciones no se logró determinar una alineación preferencial de estos eventos, lo cual reafirma la opinión de varios autores de que la zona entre las placas de Rivera y Cocos es una amplia zona de deformación con una sismisidad difusa [*DeMets y Stein, 1990; Eissler y McNally, 1984*].

Capítulo 1

INTRODUCCIÓN

El 9 de octubre de 1995 ocurrió un sismo de gran magnitud ($M_w=8.0$) en las costas de Colima que causó daños en diversos pueblos de las costas de Colima y Jalisco. Además se reportó un tsunami desde las costas de Barra de Navidad hasta Chamela, con una altura máxima de $\sim 3\text{m}$ [Ortiz et al., 1996]. La localización de este evento, desde el punto de vista tectónico, no es clara debido a la incertidumbre que existe en la localización de la frontera entre las placas de Cocos y Rivera. Varios autores han propuesto diversas fronteras para estas placas [Reid, 1976; Eissler y McNally, 1984; Bandy et al., 1988; Bandy et al., 1995]. Esta frontera de placas tiene gran importancia al ser la conexión entre dos puntos triples: Pacífico-Cocos-Rivera y Cocos-Norte América-Rivera. Asimismo, las velocidades de convergencia entre las placas de Rivera y Cocos, con respecto a Norte América son diferentes para cada una de las fronteras propuestas [Bandy and Pardo, 1994; DeMets and Stein, 1990]. Todo esto nos da un marco tectónico complejo en el cual se ubica el inicio de la ruptura del sismo del 9 de octubre.

Por otro lado, el 3 de junio de 1932 ocurrió el mayor sismo registrado instrumentalmente en México ($M_s=8.2$). Este evento dislocó una longitud de falla cercana a los 220 km hacia el noroeste del pueblo de Manzanillo [Singh et al., 1985]. Existen dos teorías en cuanto a donde inicio la ruptura de este sismo debido a lo incierto del límite de Cocos-Rivera. Singh et al., [1985] proponen que el sismo rompió únicamente la frontera Rivera(R)-Norte América(NA), mientras que Eissler y McNally, [1984] proponen que la ruptura comenzó en C-NA para terminar en Rivera(R)-NA. El sismo del 9 de octubre se encuentra en la misma disyuntiva, y cabe la pregunta ¿donde rompió inicialmente? Además, éste sismo rompió prácticamente el mismo segmento sureste de la falla que el sismo de

1932. Esto se confirma con la inversión de desplazamiento determinados por mediciones realizadas con GPS [Melbourne et al., 1997], en donde se determina una mayor deformación para la zona cercana a Chamela y por la localización de réplicas registradas por la red RESCO de Colima y una red temporal [Pacheco et al., 1996].

En este trabajo se realiza el modelado de ondas para los sismos del 6, 9, 12 de octubre que corresponden a los eventos precursor, principal y mayor réplica y al evento del 11 de diciembre de 1995 en Colima. Para esto se utilizó la técnica propuesta por Nábělek, [1984], que permite invertir el azimut, buzamiento, desplazamiento, profundidad del centroide y momento sísmico de los eventos bajo el criterio de error de mínimos cuadrados. El objetivo de esta inversión es determinar las principales características de la función de tiempo de la fuente y determinar los parámetros del mecanismo focal de los eventos mencionados.

También se realizó la relocalización conjunta de varios sismos ocurridos con anterioridad, localizados en la zona límite entre las placas de Rivera y Cocos, con el paquete de programas JHD [Dewey, 1971]. Aunque otros autores han realizado una relocalización conjunta de sismos ocurridos en esa zona, esos trabajos no han utilizado un sismo de calibración bien controlado. En este estudio se utilizó el sismo del 11 de diciembre ($M_w=6.9$), el cual fué registrado por varias estaciones locales como la red de Colima. Esto nos ofrece un epicentro bien controlado y con mas lecturas locales para efecto de la relocalización. El objetivo de esta relocalización es revisar la distribución espacial de éstos eventos que tienen un mecanismo transcurrente y determinar si existe un alineamiento o característica importante en esta distribución.

Capítulo 2

TECTÓNICA Y ANTECEDENTES

En la costa occidental de México, la cercanía de cuatro placas tectónicas y dos puntos triples, así como sus diferentes límites, hacen de esta zona una región muy compleja e interesante. Las cuatro placas que dominan este marco tectónico son: Pacífico (P), Cocos (C), Norte América (NA) y Rivera (R). Y los puntos triples que se sugieren en esta zona son: P-R-C y R-NA-C (fig 2.1). Por otro lado, los principales rasgos estructurales que se han encontrado en esta región son: la zona de Fracturas de Rivera (RFZ), la cordillera del Pacífico Este (EPR), la Trinchera Mesoamericana (MAT), el Gordo Graben (EGG), el Bloque de Jalisco, el Rift de Colima y la zona de Fracturas de Tamayo (TFZ). (fig 2.1).

2.1 Las placas de Rivera y Cocos

La placa de Cocos domina el régimen tectónico de la parte central de México al subducir bajo la placa de Norte América [p.e. Dewey y Suárez 1991]. La placa de Cocos subduce en una razón que se incrementa hacia el sureste, y va de 4.8cm/año en 104.5°W a 7.5 cm/año en 94°W [DeMets et al., 1990; Pardo and Suárez, 1995]. Y mas recientemente DeMets et al., [1994], publicó un nuevo modelo de velocidades, con el cual se determina que en el punto (18N,104W) la velocidad es 4.71 cm/año y en (15N,94W) es 7.36 cm/año. La edad de la placa al contacto con NA varía de 10 a 25 ma [Couch y Woodcock, 1991].

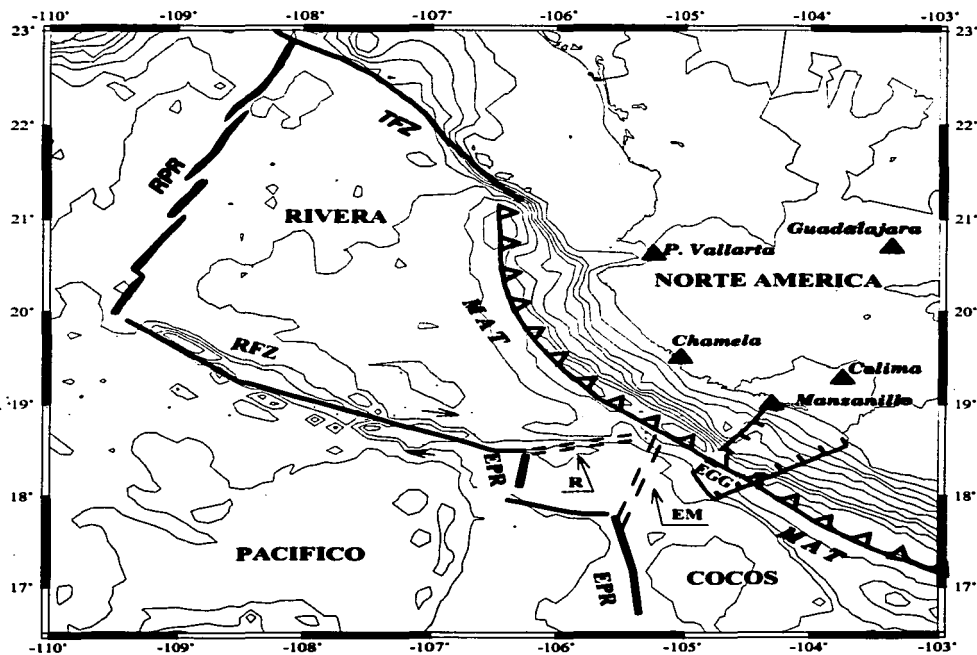


Figura 2.1: Tectónica de la parte oeste de México. Se pueden observar los dos límites propuestos de las placas de Rivera-Cocos, R= Reid, [1976]; EM=Eissler, [1984]. Así como otros rasgos tectónicos importantes: EPR=East Pacific Rise, RFZ=Rivera Fracture Zone, EGG=El Gordo Graben, RPR=Rivera Pacific Rise, TFZ=Tamayo Fracture Zone y Middle America Trench (MAT). Los límites tectónicos como el EPR, RFZ, y TFZ, se tomaron de Michaud et al., [1996].

La existencia de la placa de Rivera fue propuesta inicialmente por *Atwater* [1970]. Esta placa se encuentra limitada al NE por la placa de Norte América en un contacto que cambia gradualmente de transcurrente (TFZ) a convergente (MAT). Al oeste por una segmentación del EPR (margen divergente) que la separa de la Placa del Pacífico. Y al sur por el margen transcurrente de la zona de Fracturas de Rivera [*Minster y Jordan, 1979; Eissler y McNally, 1984; DeMets y Stein, 1990; Dewey y Suárez, 1991*], (fig 2.1). La edad de la placa de Rivera cerca de la trinchera es del Mioceno, es decir aproximadamente 9 ma [*Klitgord and Mammerickx, 1982*]. Por lo tanto, se habla de la placa de Rivera como un placa joven.

El ángulo de inclinación de la placa de Rivera al iniciar la subducción (cerca de Colima) es de 10° aproximadamente hasta los 20 km de profundidad. Posteriormente, este ángulo se incrementa gradualmente hasta llegar a una inclinación constante de 50° a una profundidad de 40 km, [*Pardo y Suárez, 1993*]. Por otro lado *Pardo y Suárez* [1993], entre otros autores, sugieren que las placas de Rivera y Juan de Fuca son similares debido a su joven suelo oceánico, pequeña área de extensión, baja velocidad relativa y a su baja actividad tectónica en la zona de subducción. Además demuestran que los ángulos de buzamiento son similares y no presentan la flotabilidad atribuida a placas jóvenes.

La sismicidad de la placa de Rivera al subducir NA, es baja desde un punto de vista tectónico, y por tanto se ha propuesto que esta zona es asísmica [*Nixon, 1982*]. Sin embargo sismos como los de 1932 y el más reciente de octubre de 1995, demuestran que éste no es el caso.

Pardo y Suárez, [1993] sugieren que si se toma en cuenta la baja razón de convergencia y las altas temperaturas de la joven placa oceánica de Rivera se puede tener la respuesta a la baja sismicidad observada. En un estudio posterior, *Pardo y Suárez [1995]* proponen que la zona tectónica de Rivera (75km) es aparentemente mayor a la de Cocos (60km) y por tanto, potencialmente puede generar sismos de magnitudes mayores en su interfase para sismos de igual longitud de ruptura.

Varios han sido los modelos de velocidad de convergencia reportados para Rivera-Norte América, Cocos-NA y Rivera-Cocos [e.g. *DeMets et al., 1990; Minster and Jordan, 1979; DeMets et al., 1994; Lonsdale, 1995; Bandy, 1995; Bandy and Pardo, 1994; Bandy, 1992; Bandy et al., 1996, Eissler y McNally, 1984*]. En estos estudios, las velocidades para Rivera-NA van de 3.4 mm/año al este, hasta 30 mm/año, en el oeste. Valores más recientes fueron publicados por *Kostoglodov y Bandy, [1995]* que van de 3.10-3.45 en el NW y 4.55-4.6 al SE de la placa. Esto refleja los problemas que implican los errores en la ubicación del polo de rotación de esta microplaca ya que éste se encuentra muy cerca de la misma. De los modelos de velocidad propuestos para Rivera y Cocos se puede concluir que

Cocos subduce mas rápidamente que Rivera. Además la placa de Rivera subduce oblicuamente a NA [Kostoglodov y Bandy, 1995; Eissler y MacNally, 1984].

2.2 El contacto Cocos-Rivera

El contacto entre las placas de Cocos y Rivera es uno de los límites más inciertos en la zona occidental de México. Este contacto sugiere la existencia de dos puntos triples, R-P-C y R-NA-C. El primer punto triple no se encuentra definido claramente, debido a que no se ha observado un contacto claro entre el EPR, la RFZ y el límite Rivera-Cocos. Bandy [1988] en estudios anteriores sugiere que EPR y la RFZ no se intersectan y por lo mismo no es posible ubicar un punto triple en esta zona. Sin embargo, Bourgois [1988] propone que una intersección clara del EPR y la RFZ se encuentra en 18°30'N y 106°15'W.

Varios autores han propuesto la localización del contacto entre Rivera y Cocos, [Reid, 1976; Eissler and McNally, 1984; Bandy et al., 1988; Bandy, 1992; Bandy et al., 1995]. Reid [1976], infiere un límite entre estas placas con base en la posible ubicación de los dos puntos triples. Eissler y McNally [1984], proponen el contacto apoyándose en la determinación de los mecanismos focales para dos sismos históricos en la zona oriental de la fractura de Rivera, fig 2.1. Por otro lado, Bandy et al., [1988], proponen al graben de El Gordo como la zona que separa las placas de Rivera y Cocos. Bourgois [1988], dice que no hay un límite claro entre las placas de Cocos y Rivera al este del EPR, en donde hay una zona de marcada deformación. Recientemente Michaud et al., [1996] proponen que no existe un contacto Rivera-Cocos, debido a que la RFZ no se puede representar como una falla transformante y por lo tanto no existe una placa de Rivera.

El límite Cocos-Rivera ha sido propuesto como transcurrente [Nizon, 1982; Eissler y McNally, 1984], como una zona que combina los movimientos transformado izquierdo y convergente [DeMets and Stein, 1990] y también como un límite divergente [Bandy, 1992; Bandy et al., 1995]. DeMets et al., [1996] proponen un modelo cinemático que sugiere que el límite de las placas de Rivera-Cocos es representado por un movimiento lateral izquierdo con una dirección de corte hacia el norte. Bourgois [1988], no determina un límite entre estas placas argumentando que no existe información magnética y batimétrica suficiente que defina una las características de una zona transformante. Bandy et al., [1995] proponen un límite entre las placas subducidas de Cocos y Rivera, definiendo de esta manera un punto triple entre las placas de C-R-NA. De acuerdo con estos autores, en este límite prevalece

un régimen divergente evidenciado por el graben de El Gordo.

Por otro lado, la sismicidad que se ha encontrado en la región del supuesto contacto, no presenta los patrones de un régimen tectónico característico, lo cual se ha reportado como una zona difusa [e.g., *DeMets and Stein 1990, Eissler and McNally, 1984*]. Además *Bourgeois [1988]*, reporta esta zona como una región de alta deformación como el posible contacto entre Cocos y Rivera.

2.3 Los eventos de junio de 1932

En junio de 1932 ocurrieron dos sismos importantes. El primero ocurrió el 3 de junio y es el sismo más grande que se haya registrado instrumentalmente ($M_s=8.2$; *Abe, 1981*), en la zona de subducción de México [*Singh et al., 1985*]. El segundo tiene fecha del 18 de junio del mismo año ($M_s=7.8$; *Abe, 1981*). El primer sismo rompió en las costas de Jalisco y el segundo en la frontera de Jalisco y Colima, las longitudes de ruptura para éstos eventos fueron estimadas por *Singh et al., [1985]*, en 220 y 60 km respectivamente (fig. 2.2).

Existe la duda de si la ruptura del sismo de 1932 ($M_s=8.2$) comenzó en el contacto Rivera-NA o en el de Cocos-NA. *Singh et al., [1985]* proponen que la ruptura se llevó a cabo enteramente en el contacto Rivera-NA. Por otro lado, *Eissler and McNally [1984]*, proponen que el proceso de ruptura se inició en la frontera Cocos-NA y se terminó en la Rivera-NA.

El área de los sismos de 1932 ha sido identificada como una brecha sísmica [*Singh et al., 1985*]. El sismo del 9 de octubre rompió partes de las áreas de ruptura de los sismos de 1932; ésto se verá más adelante. Esta brecha fué parcialmente llenada por el sismo del 9 de octubre de 1995, sismo que fué pronosticado por *Novelo y Alvarez [1995]* utilizando el método de reconocimiento de patrones para identificar tiempos de probabilidad de incrementos de ocurrencia de grandes sismos (Times of increased probability for strong earthquakes) [*Keilis-Borok y Kossobokov, 1986*].

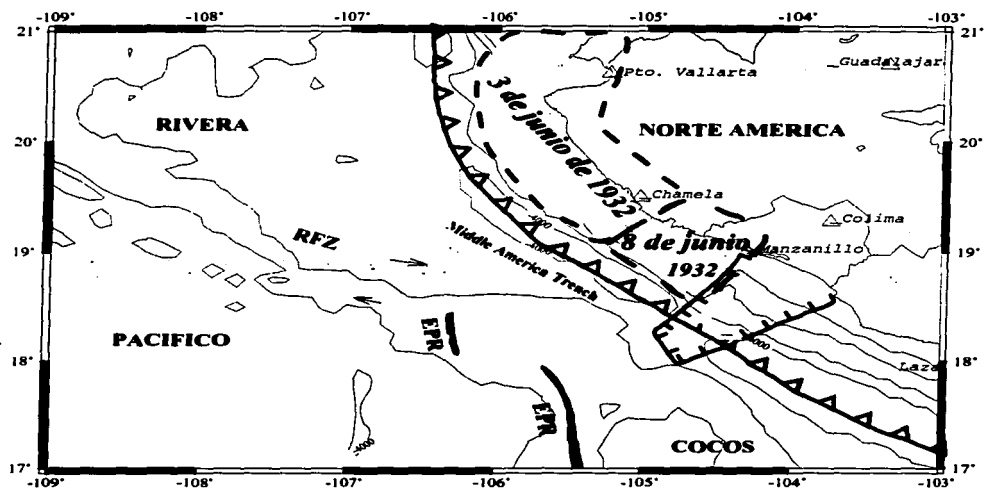


Figura 2.2: Areas de ruptura de los sismos del 3 y 18 de junio de 1932, de Singh et al., [1985]

Capítulo 3

METODOLOGÍA Y DATOS UTILIZADOS

La metodología utilizada para modelar los sismos de octubre de 1995 y el de diciembre de 1995 fue propuesta por *Nábélek*, [1984]. Este método permite invertir los parámetros de la fuente utilizando las formas de onda para P y S.

3.1 El programa BWIDC

En el estudio del sismo del 9 de octubre de 1995, así como en su precursor y réplica, se utilizó la teoría de inversión propuesta por *Nábélek*, [1984]. La aplicación de éste método se realizó por medio del programa BWIDC (Body Waves Inversion Double Couple) también del mismo autor.

Las principales características de la técnica propuesta son: 1) inversión directa de la profundidad del centroide; 2) parametrización de la función de la fuente por medio de funciones triangulares elementales; 3) determinación de la localización del centroide respecto del punto de nucleación de la fuente; 4) determinación del mecanismo de la fuente y el momento sísmico; 5) inclusión del efecto de una fuente finita dentro de un medio compuesto por capas de diferente velocidad usando el modelo de Haskell generalizado; 6) la extensión a eventos múltiples y 7) cálculos de errores en todos los parámetros estimados. El programa BWIDC acopla el modelo de la fuente iterativamente, a fin

de determinar el mejor ajuste por mínimos cuadrados entre las formas de onda de los sismogramas sintéticos y observados.

El método utiliza datos *a priori* para realizar la inversión de las ondas de cuerpo. Estos datos son el mecanismo focal, profundidad del centroide, momento sísmico y el número de fuentes elementales. Para el caso de eventos múltiples se requiere de la distancia, azimut y profundidad con respecto al punto de nucleación. Por otro lado, las trazas o formas de onda que se modelan, son datos digitales registrados en estaciones que se encuentran en un rango de distancia entre los 30° y 90° respecto del epicentro. Esto se debe a que en ese rango de distancia se evitan los arribos de ondas que se reflejan en la estructura de la fuente y fases impulsivas que se reflejan del núcleo, es decir que las ondas que se utilizan viajan preferentemente por el manto superior, el cual es remarcablemente homogéneo [Burdick y Helmberger, 1978]. La ventaja de utilizar ondas de cuerpo que viajan a través del manto, es que éstas no tienen una dispersión significativa dentro del mismo y por lo tanto solo son susceptibles a la estructura vertical debajo de la fuente y el receptor [Burdick y Helmberger, 1978]. En general se utilizan periodos largos (1 a 100 seg.), lo cual limita la aplicación a eventos grandes.

3.1.1 Parametrización de modelos

La utilización de un modelo con el menor número de parámetros que permita describir adecuadamente los datos observados es muy importante para la realización de un análisis de una gran cantidad de datos. El programa BWIDC utiliza como parámetros las fuentes elementales, la profundidad del centroide, el momento sísmico y el mecanismo focal.

En la parametrización de los mecanismos de la fuente, se utilizan representaciones restringidas o no restringidas del tensor de momentos. Esto es, el programa tiene la opción de trabajar con información *a priori* del mecanismo focal y el momento sísmico, pero se pueden invertir o no estos parámetros al modelar las formas de onda. La convención de coordenadas es la propuesta por Aki y Richards [1980].

Dos tipos de parametrización se pueden aplicar a la función de tiempo de la fuente: como una fuente puntual ó como una fuente lineal. En éste trabajo la parametrización de la función de tiempo de la fuente se trabajó principalmente como una fuente puntual. La función de tiempo de campo lejano de la fuente $\Omega(t)$ es parametrizada por una serie de triángulos isóceles superpuestos $T_{\Delta\tau}(t)$. La duración de $T_{\Delta\tau}(t)$ es de $2\Delta\tau$ y sus amplitudes w_k son ajustables, [Nábělek, 1984].

$$\Omega(t) = \sum_k^{N_{\Delta\tau}} w_k T_{\Delta\tau}(t - \tau_k) \quad \text{con} \quad \tau_k = \Delta\tau(k - 1) \quad (3.1)$$

donde $N_{\Delta\tau}$ es el número de elementos de la función de tiempo. $N_{\Delta\tau}$ y $\Delta\tau$ son determinados *a priori* y w_k es determinada por la inversión. $T_{\Delta\tau}(t)$ es representada como la convolución de dos funciones caja: $T_{\Delta\tau}(t) = B_{\Delta\tau}(t) * B_{\Delta\tau}(t)$. El número de elementos de amplitud significativa determina la duración total de la fuente.

3.1.2 Sismogramas sintéticos

Las ondas de cuerpo telesísmicas son quizá las fases sísmicas más fáciles de modelar con sismogramas sintéticos. Esto se debe a la homogeneidad del manto y al hecho de que las observaciones están a gran distancia de la fuente. La manera más simple de calcular las funciones de Green para ondas de cuerpo telesísmicas es dividir el cálculo en tres partes: La contribución de la corteza y efectos de la superficie libre en las regiones de la fuentes y el receptor y la contribución del manto. Entonces, cada sismograma elemental es representado de la siguiente forma:

$$H_i(t) = h_i(t) * T_{\Delta\tau}(t) * M(t) * C^R(t) * R(t) * Q(t) \quad (3.2)$$

donde $h_i(t)$ es la respuesta de la corteza en la región de la fuente debido a una fuente puntual, $T_{\Delta\tau}$ es el elemento normalizado de la función de tiempo de la fuente, $M(t)$ es la respuesta del manto, $C^R(t)$ es la respuesta de la corteza en la región del receptor, $R(t)$ es la respuesta instrumental y $Q(t)$ es la atenuación.

Debido a la homogeneidad del manto, la parte de la propagación, $M(t)$, puede ser explicada al considerar únicamente la dispersión geométrica [Bullen, 1963], la atenuación anelástica [Futterman, 1962] y el tiempo de viaje usando teoría del rayo. El efecto de la superficie libre y la estructura de la corteza en la región del receptor $C^R(t)$ sobre una onda plana que incide por debajo, puede ser fácilmente calculado usando matrices propagadoras [Haskell, 1953].

En contraste a los modestos requerimientos para conocer la estructura de la corteza en la región del receptor, $C^R(t)$, resulta muy importante que la estructura de la corteza en la región de la fuente este bien representada en las longitudes de onda muestreadas en la banda de frecuencias contenidas

en los datos. Errores en el cálculo de las funciones de Green no serán reducidos por la inclusión de muchas estaciones debido a que este modelo es común en todos los sismogramas.

Para las contribuciones de la fuente, $(h_i(t))$, en general g_{ki} , se utiliza un solo parámetro de rayo. Esto se debe a que se asume que el total de las contribuciones viene de ondas con un solo parámetro de rayo (número de onda horizontal) [Langston y HelMBERGER, 1975; Bouchon, 1976]. Esta aproximación implica que de todos los rayos que suben y bajan como ondas P y S, a partir de la fuente, solo cuatro contribuyen al cuerpo de ondas del sismograma para un punto dado en el semiespacio. Y las funciones de Green pueden ser escritas en la siguiente forma:

$$g_{ki} = g_{ki}(\downarrow P) + g_{ki}(\uparrow P) + g_{ki}(\downarrow S) + g_{ki}(\uparrow S) \equiv \sum_n g_{ki}^n \quad (3.3)$$

Si g_{ki}^n son conocidos para una profundidad h , entonces los g_{ki}^n para una profundidad $h + \Delta h$ se obtienen simplemente por una traslación en tiempo.

La respuesta g_{ki}^n es simplemente una suma de rayos que entran en un semi-espacio el cual resulta de la interacción en la corteza de los rayos originales (parent ray). En el trabajo de Nábělek, g_{ki}^n son calculados en el dominio de las frecuencias usando las matrices de propagación (propagator matrices) [Haskell, 1953].

Entonces, partiendo de que las ondas telesísmicas pueden ser representadas por un solo parámetro de rayo y con la representación paramétrica de la función de tiempo de la fuente, el sismograma sintético se representa de la siguiente manera:

$$s(t) = M_n \sum_{k=1}^n \sum_{i=1}^m w_k H_i [t - \tau_k - (\eta_i - \eta_1)d + \bar{\eta}_1 \xi + p \rho \cos(\phi - \psi)] r_i \quad (3.4)$$

donde: M_n - norma del tensor de momento. w_k - peso del elemento k de la función de tiempo de la fuente. $H_i(t)$ - sismograma elemental. t - tiempo. τ_k - defasamiento en tiempo para un elemento de la función de fuente. η_i - lentitud vertical. $\bar{\eta}_1$ - lentitud promedio sobre la distancia vertical del rayo del primer arribo. d - profundidad del centroide respecto a la interface con la capa superior. ξ - profundidad del centroide respecto al punto de nucleación. p - parámetro de rayo. ρ - distancia radial entre el epicentro del punto de nucleación y del centroide. ϕ - azimut entre el epicentro del punto de nucleación y el del centroide. ψ - azimut de la estación. r_i - patrón de radiación normalizado. n -

número de elementos de la función de tiempo de la fuente. m - orden de las matrices de propagación, 4 para P-SV y 2 para SH.

3.1.3 Eventos múltiples

Frecuentemente un sismo es generado por el movimiento de varios planos de fallas en una secuencia compleja en tiempo y espacio. Para describir estos datos observados se introducen los eventos múltiples. Los sismogramas para un evento múltiple con n_e subeventos retrasados con respecto a el tiempo origen por un tiempo Δt_e se pueden escribir de la siguiente manera:

$$s(t) = \sum_{e=1}^{n_e} s_e(t - \Delta t_e) \quad (3.5)$$

donde $s_e(t - \Delta t_e)$ es el sismograma debido a un subevento e con la localización del centroide referido relativamente al punto de nucleación del primer subevento.

3.1.4 Inversión y datos utilizados

Al asumir características específicas y aproximaciones de la fuente, el medio y el receptor, se incurre en incertidumbres al modelar los registros. Por lo que un ajuste perfecto no se logra. Entonces, la solución es obtenida por la minimización de una función que describe la diferencia entre los sismogramas sintético y observado. Esta función es la suma de residuos al cuadrado y su minimización se realiza iterativamente. Dado que los parámetros de la fuente pueden ser tratados como variables aleatorias, se utilizó para la inversión el método de máxima verosimilitud. Para más detalles ver *Nábělek*, [1984].

Los datos de los sismogramas digitales que se utilizaron para la inversión fueron extraídos de IRIS (Incorporated Research Institutions for Seismology) y de GEOSCOPE, a través del uso de telnet mediante un "request" y posteriormente vía ftp a Data Management Center de IRIS. Las estaciones seleccionadas cumplen con el requisito de estar a una distancia menor a 90° y mayor a 30° , como se mencionó anteriormente.

Capítulo 4

INVERSIÓN DE FORMAS DE ONDA

Los sísmos que se modelaron para determinar los parámetros de la fuente están en la tabla 4.1. Los datos que se utilizaron como información *a priori* para los mecanismos de la fuente son los reportados por CMT (centroid moment determination) de Harvard. Las localizaciones fueron determinadas por una red local temporal y por estaciones de la red de Colima [Pacheco et al., 1996]. En donde el evento principal es del 9 de octubre de 1995, al que nos referiremos mas adelante como el sísmo de Colima.

Tabla 4.1: *Eventos a los que se invirtió la forma de onda en este trabajo, soluciones de CMT y Pacheco et al., 1996*

Evento	Latitud (N)	Longitud (W)	Profundidad (km)	Magnitud	Fuente
1995/10/06/05:13:25.3	18.892	104.328	33.0	5.8 Mw	CMT
1995/10/06/05:13:22.8	18.777	104.513	9.9	-	*
1995/10/09/15:35:53.7	19.15	104.22	49.0	8.0 Mw	CMT
1995/10/09/15:35:51.4	18.79	104.47	16.7	-	*
1995/10/12/16:52:54.2	18.83	104.01	25.0	5.9 Mw	CMT
1995/10/12/16:52:54.2	18.717	104.192	20.0	-	*
1995/12/11/14:09:18.0	18.43	105.36	00.0	6.3 Mw	CMT
1995/12/11/14:09:24.3	18.829	105.483	12.0	6.2 mb	

En este capítulo se presentan los modelos finales y los parámetros focales estimados con el programa BWIDC [Nábělek, 1984]. En la figura 4.1 se pueden observar las localizaciones de los sísmos de la tabla 4.1.

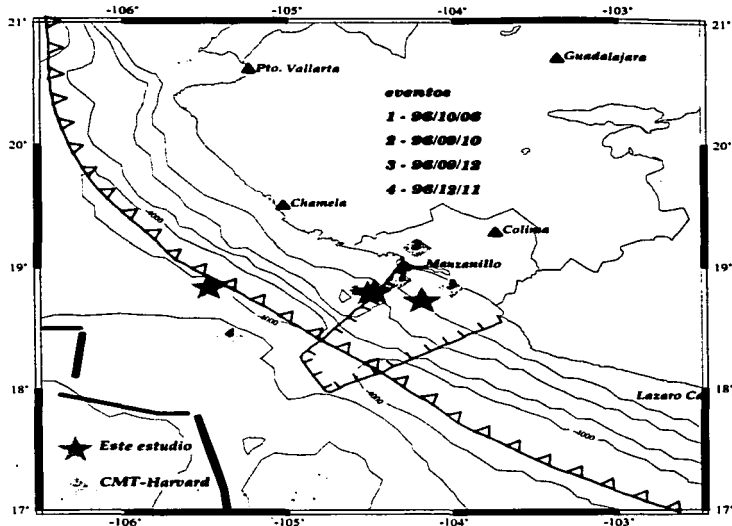


Figura 4.1: Localización de los sismos que se invierten en este trabajo, se observan las localizaciones determinadas con datos locales y las propuestas por Harvard.

Como se mencionó en el capítulo 3, los modelos de corteza utilizados para la inversión, son de gran importancia, debido a que las formas de onda que se invierten están afectadas principalmente por las estructuras de la fuente y el receptor. En este trabajo se utilizó el mismo modelo de receptor y fuente para todos los eventos (ver tabla 4.2), excepto el evento de diciembre de 1995, para el cual se utilizó un modelo de fuente diferente. El modelo de corteza para el receptor, fué tomado de la manera más general como un semiespacio y las velocidades asumidas son un promedio propuesto por varios autores [e.g. Langston y Helmberger, 1975; Nábělek, 1985; Boyd et al., 1988; Suárez y Nábělek, 1990]. Para el modelo de corteza de la fuente se tomó un medio estratificado con una distribución de capas y velocidades determinadas por Pacheco et al. [1996].

Tabla 4.2: Estructuras de velocidad utilizadas en las inversión

Estructura de la corteza en la fuente				Estructura de la corteza en el receptor			
Espesor (km)	α (km/s)	β (km/s)	ρ (gr/cm ³)	Espesor (km)	α (km/s)	β (km/s)	ρ (gr/cm ³)
2.0	1.5	0.0	1.0	60.0	6.0	3.46	2.57
9.0	5.69	3.37	2.58	∞	6.0	3.46	2.57
9.7	6.27	3.54	2.95				
17.3	6.71	3.82	3.04				
∞	8.0	4.52	3.30				

4.1 Preparación de los datos

En este estudio se invirtieron las formas de onda para ondas de cuerpo P y SH. Estos datos fueron extraídos de la red mundial de sismógrafos de banda ancha (como se menciono anteriormente), y las estaciones que se utilizaron se observan en la figura 4.2 A los datos que se obtuvieron de IRIS, se les realizaron los siguientes procesos previos a la inversión: 1) se eliminó la media; 2) se rotaron según la convención de *Aki y Richards* [1980]; 3) se quitó el efecto del instrumento; 4) se les aplicó un filtro Butterworth pasa altas con una frecuencia de corte de 0.006 Hz y 0.01 en algunos eventos que presentaban ruido a bajas frecuencias; 5) Se aplicó un filtro Butterworth pasa bajas con una frecuencia de corte de 1 y 0.2 Hz, y para estaciones muy ruidosas se aplicó una frecuencia de corte de 10 segundos; 6) se cortaron los registros a ventanas de 100 segundos para el evento 95/10/09, a 60 seg. para los eventos 95/10/12 y 95/12/11 y para el evento 95/10/06 de 40 seg.

En todos los registros la atenuación anelástica a lo largo de la propagación se parametrizó utilizando t^* de 1 para ondas P y t^* de 4 para ondas SH [Langston y Helmberger 1975; Nábělek, 1984]. Las amplitudes fueron normalizadas para una magnificación del instrumento de 1 y una distancia de 40°. Las estaciones-fase se pesaron con base en la cobertura de la esfera focal, en general se utiliza como peso la relación $1/\sqrt{N}$, donde N es el número de estaciones que están agrupadas en una región muy pequeña de la esfera focal [Nábělek, 1984]. Esta medida reduce la posibilidad de introducir tendencias dentro de la solución debido a una cobertura desbalanceada [Nábělek, 1985].

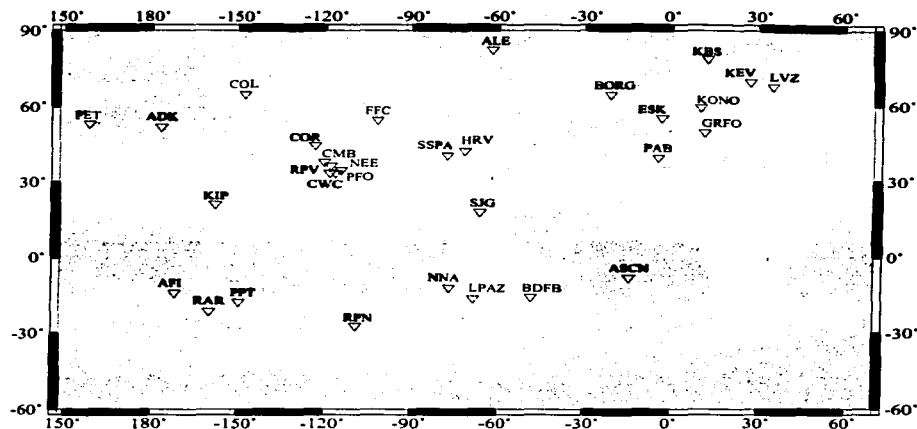


Figura 4.2: Localización de las estaciones de la red mundial de sismógrafos de banda ancha, utilizadas en este trabajo.

4.2 El sismo del 6 de octubre de 1995

El sismo del 6 de octubre ocurre cercano al epicentro del sismo principal del 9 de octubre de 1995 (fig. 4.1). Este sismo se ubica en un extremo de la zona del Graben de Colima. Las estaciones utilizadas para la inversión de este sismo se encuentran en la tabla 4.3.

Los datos que se utilizaron para este sismo fueron de banda ancha y se les aplicó un filtro Butterworth pasa bajas de 10 seg, tanto para las fases P como SH. La necesidad de utilizar un filtro a 10 seg se debió a que los registros presentaban una baja razón de señal a ruido, posiblemente por el hecho de que este evento no es muy grande en magnitud.

4.2.1 Inversión de forma de onda

La distribución azimutal de estaciones para este sismo es aceptable para la fase P mientras que para la fase SH es pobre. Por esto se tuvo especial cuidado en los pesos asignados a las estaciones fase dado

Tabla 4.3: Estaciones utilizadas para la inversión del evento 1995/10/06.

Estación	Azimut(°)	Distancia(°)	Tipo de onda	Peso
ALE	5.5	65.8	P	0.7
KEV	15.1	85.2	P	0.45
BORG	26.9	70.2	P	0.45
KONO	27.7	85.4	P	0.45
ESK	34.5	80.9	P-SH	0.45
GRFO	35.8	91.3	P	0.45
HRV	42.5	36.6	P-SH	0.70
PAB	49.7	85.7	P	0.70
SJG	84.7	36.3	P	1.00
BDFB	117.8	65.3	P-SH	0.60
LPAZ	131.9	50.0	P-SH	0.60
NNA	136.1	41.0	P-SH	0.60
KIP	282.6	50.1	P	1.00
ADK	319.2	64.4	P	0.70
COR	332.7	30.2	P	0.70

que al N-NE de la esfera focal, hay una mayor concentración de las mismas.

Inicialmente se generó una inversión de onda utilizando como datos *a priori* los propuestos por Harvard, (tabla 4.4). Sin embargo, esta solución de CMT no produce una modelación aceptable de las formas de onda.

A partir de la asignación más aceptable de los pesos a las estaciones-fase, se procedió a invertir de manera aislada cada parámetro. Esto es, inicialmente se dejó libre la inversión únicamente para el momento sísmico y el azimut. Posteriormente se realizó lo mismo pero con el buzamiento. Y así hasta llegar a invertir la profundidad del centroide la cual siempre se fijó con la profundidad de nucleación. Una vez que se invirtió parámetro por parámetro se dejaron libres todos los parámetros a fin de encontrar el mejor ajuste.

Durante el proceso de inversión, se asumieron inicialmente fuentes elementales con una duración $\Delta\tau = 5\text{seg}$, la cual se fué modificando hasta encontrar la duración óptima (2 seg) y el mejor ajuste a las formas de onda. Lo cual se realizó iterativamente con el proceso de inversión de cada parámetro.

4.2.2 Resultados

Los resultados de la inversión se encuentran en la tabla 4.4, y se puede observar que las diferencias en el mecanismo focal respecto a la solución dada por Harvard son muy pequeñas. Y la diferencia en el momento sísmico es de $2.56e24$ din-cm. La magnitud M_w es determinada a partir de la relación propuesta, por varios autores: $M_w = (2/3)\log Mo - 10.73$ [Kanamori, 1977; Hanks y Kanamori, 1979; Singh y Haskov 1980], esta magnitud se utilizará para reportar las magnitudes determinadas en este trabajo.

Tabla 4.4: Resultados de la inversión para el evento 1995/10/06, comparados con los de Harvard.

ϕ	δ	λ	Profundidad (kni)	Mo (Dyn - cm)	rms	Mw	
314	27	104.4	17.4	3.17e24	0.5621	5.67	Este estudio
285	25	70	33	5.83e24	—	5.84	CMT

En las formas de onda invertidas se puede observar (fig. 4.3) que el ajuste logrado para las fases P es aceptable en casi todas las estaciones, a excepción de SJG y PAB. En estas dos estaciones las amplitudes modeladas son menores a las amplitudes observadas. Para el caso de las ondas invertidas SH, se observa que el ajuste es aceptable a excepción de LPAZ, en donde la onda modelada tiene una mayor amplitud que la observada.

Por otro lado, en la función de tiempo de la fuente que resultó del proceso de inversión, (fig. 4.3) se puede observar un tiempo de 12 segundos de duración. Además que la mayor parte de la energía se liberó en los primeros 4 segundos.

4.3 El sismo de Colima, un sismo complejo

La ocurrencia de sismos de gran magnitud como el del 9 de octubre de 1995 en las costas de Colima-Jalisco, proporcionan una oportunidad para realizar estudios de procesos de ruptura en detalle. En la figura 4.4 se observan seis registros del sismo de Colima con diferentes azimuts respecto al epicentro. En la misma figura se puede ver a simple vista un claro efecto de directividad de la fuente, sobre todo en las estaciones ADK (Alaska) y BDFB (Brasilia) las cuales están a una distancia equivalente

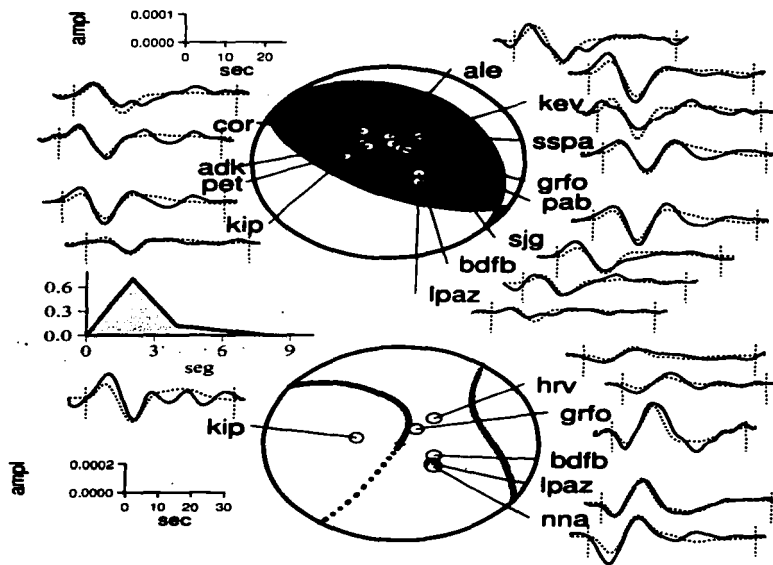


Figura 4.3: Mecanismo focal para el sismo del 6 de octubre de 1995, en la parte superior de la figura se puede observar el mecanismo determinado por la inversión para la onda de cuerpo P y para la onda S en la parte inferior. Las líneas continuas representan la señal observada y las punteadas los sintéticos generados.

al epicentro. En la siguiente sección se hablará más de este efecto de directividad.

Tabla 4.5: Estaciones y fases utilizadas para la inversión del evento 1995/10/09.

Estación	Azimut(°)	Distancia(°)	Tipo de onda	peso
FFC	2.6	36.7	P-SH	0.70
ALE	5.5	66.4	P-SH	0.70
LVZ	14.4	89.0	P-SH	0.50
BORG	26.8	70.7	P	0.50
KONO	27.7	85.8	P	0.50
ESK	34.5	81.3	P-SH	0.50
GRFO	35.9	91.6	P-SH	0.50
SSPA	39.7	31.8	P	0.40
HRV	41.6	36.8	P-SH	0.70
SJG	83.9	36.0	P-SH	0.70
ASCH	97.6	92.2	P-SH	0.70
BDFB	117.7	64.7	P-SH	0.60
LPAZ	131.8	49.3	P-SH	0.60
NNA	136.0	40.3	P-SH	0.60
PPT	234.2	57.1	P-SH	0.60
RAR	236.8	67.2	P	0.60
AFI	249.3	73.9	P-SH	0.60
KIP	238.2	50.6	P-SH	0.80
ADK	319.5	65.2	P-SH	0.60
PET	323.0	54.6	P-SH	0.80

En este trabajo, se trató de determinar una dirección de ruptura, efecto de directividad y número de subeventos para éste sismo complejo. Como se había mencionado la inversión de los parámetros de cada subevento, mecanismo de fuente, función de tiempo, profundidad, momento sísmico y localización, se realizan respecto del primer subevento. Las estaciones utilizadas y sus características se encuentran en la tabla 4.5, en donde se observa que existe una mejor cobertura con respecto al sismo del 6 de octubre.

4.3.1 Directividad de la fuente

A partir de un análisis visual de los datos es posible observar que existe un efecto de directividad de la fuente sísmica (figuras 4.4 y 4.7). El efecto de directividad se identifica en los trenes de onda

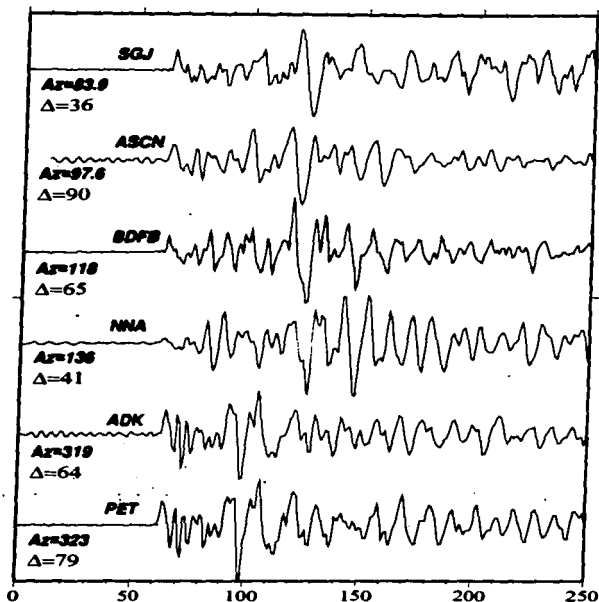


Figura 4.4: Trazas observadas para cinco estaciones que están a diferentes azimuts, en las cuales se observa el efecto de directividad de la fuente.

estudiados al observar que algunos están comprimidos o extendidos en tiempo para estaciones diametralmente opuestas. En el caso de una ruptura que se propaga en una sola dirección, los paquetes de onda aparecen como alargados marcando el inicio de la ruptura y finalizando en los registros que se comprimen. Esto se observa en la figura 4.7, en donde las estaciones PET y ADK aparecen como paquetes de onda comprimidos con respecto a las estaciones de NNA, BDFB y ASCN. Este efecto es una evidencia de la directividad de la fuente en dirección aproximada NW.

Para cuantificar este efecto de directividad fué necesario hacer varias pruebas. Dentro de éstas pruebas se realizó un análisis similar al propuesto por otros autores [Suárez y Nábělek, 1990; Boyd y Nábělek, 1988]. En éste ejercicio se asume una fuente lineal con una velocidad de ruptura establecida

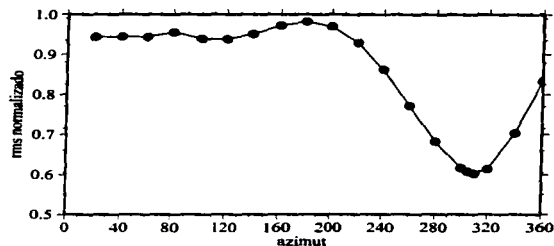


Figura 4.5: Variación de los errores en función del azimut de la dirección de propagación de la ruptura para una fuente lineal que se propaga con una velocidad de 2.3 km/s.

y se fijan los parámetros de mecanismo de la fuente y la profundidad del centroide. La inversión se realiza iterativamente con diferentes valores de azimut (fig. 4.5). La velocidad asumida fué de 2.3 km/seg, y los parámetros que se utilizaron para fijar la fuente son los propuestos por Harvard (tabla 4.6).

De la figura 4.5, es claro que la variación mínima en el error del azimut indica que la ruptura del sismo de Colima se propaga predominantemente a lo largo de un azimut de 310° , lo cual coincide con la orientación de la zona de subducción. Posteriormente, se realizó el mismo experimento pero para determinar una velocidad de ruptura promedio al evento. En este caso, se fijó el azimut con el resultado que se observó en el experimento anterior. De este experimento se observa que la velocidad de ruptura que presenta un menor error de residual es de 2.2 (km/seg), (fig. 4.6).

Una vez que se obtuvieron estos dos parámetros (velocidad y azimut), se invirtieron los demás parámetros (buzamiento, ángulo de desplazamiento, profundidad) al mismo tiempo, para determinar una solución al mecanismo focal (fig 4.7), y así tener una comparación para análisis posteriores. En la fig. 4.7, se puede observar como resultado de la inversión, una duración de la función de tiempo de 98 segundos. Los parámetros determinados para éste sismo con una fuente lineal son $\phi = 310.6$, $\delta = 20.1$, $\lambda = 95.8$, profundidad 17 km y $M_0 = 4.83e27$ din-cm.

Se observa en la figura 4.7 la función de tiempo de la fuente con una distribución de cuatro picos dominantes, los dos primeros muy cercanos en tiempo, el tercero y el cuarto más claramente aislados.

Los sismogramas sintéticos determinados con el análisis de una fuente lineal muestran que el ajuste

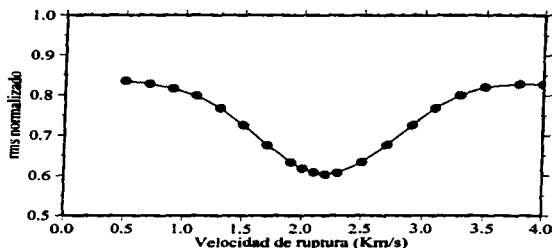


Figura 4.6: Variación de los errores en función de la velocidad de propagación de la ruptura para una fuente lineal que se propaga con un azimut de 310° .

para las estaciones nodales RAR y PPT en la fase P es malo en los últimos 35 segundos, mientras que las demás estaciones presentan un ajuste aceptable (fig. 4.7). En la fase S, en general, se observa un ajuste aceptable para todas las estaciones.

4.3.2 Inversión de forma de onda

Como estrategia, la inversión del sismo de Colima se realizó con una corrida inicial fijando los parámetros del mecanismo focal con base en los resultados determinados por Harvard y parametrizando la fuente como puntual. Esto, con el fin de identificar con claridad las características generales que componen la función de tiempo de la fuente para este sismo. Así, la función de tiempo de la fuente, inicialmente se parametrizó usando 33 triángulos elementales de 3 segundos de duración. De este ejercicio se obtuvo una fuente continua en el tiempo de 96 segundos de duración con cuatro picos dominantes, lo que se observa en la figura 4.8.

En la figura 4.8 se observa el ajuste determinado a partir del mecanismo propuesto por Harvard a tres estaciones (LVZ, GRFO y ADK), el cual es deficiente. Por esto, se procedió a invertir todos los parámetros para lograr un mejor ajuste, el resultado de ésta inversión se observa en la misma figura. Comparando ambos resultados se determina que ambos ajustes, a partir de una sola fuente puntual, son deficientes y no modelan las señales adecuadamente. Es aquí donde se decide utilizar varios subeventos para mejorar el ajuste a las formas de onda y para entender mejor el proceso de ruptura a partir de eventos puntuales.

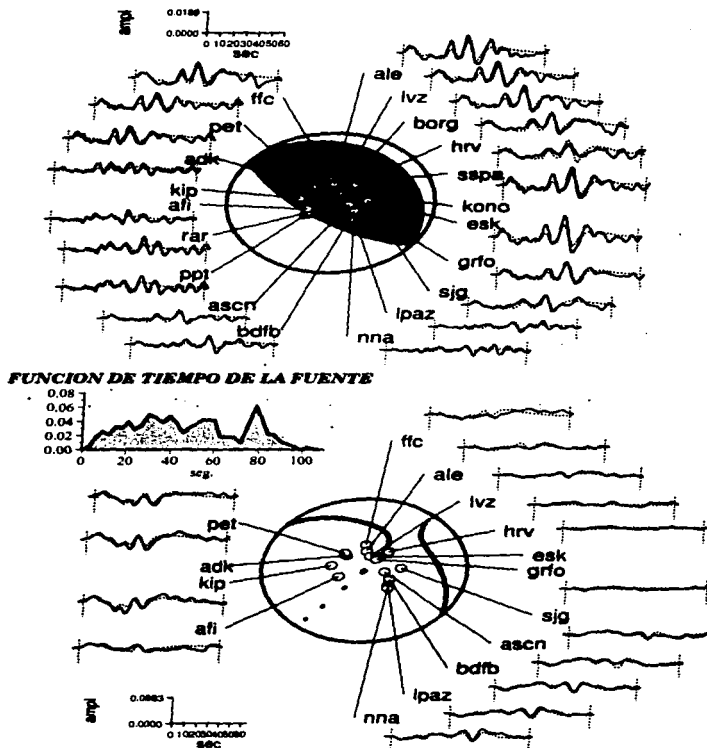


Figura 4.7: Solución de la inversión de una fuente lineal con los parámetros fijos de velocidad de ruptura (2.2 km/s) y azimut (310°). También se observa la función de tiempo de la fuente con una duración de 96 seg.

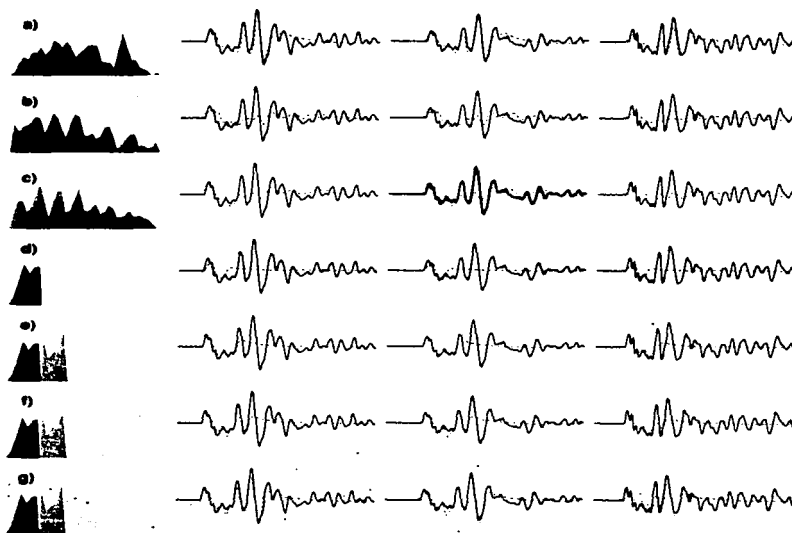


Figura 4.8: Soluciones determinadas para tres estaciones (ADK, LVZ, GRFO) en diferentes experimentos: a) Una fuente lineal b) Con los parámetros de Harvard, c) Inversión a partir de la solución de Harvard, d) contribución con el primer subevento, e), f) y g) contribuciones con el segundo, tercer y cuarto subevento.

Las funciones de la fuente determinadas en la inversión anterior (fig 4.8) fueron el punto de partida para el proceso de inversión subsecuente. En la segunda inversión se observan cuatro picos que sobresalen del continuo de la función de la fuente, con base en esto se estimó preliminarmente en cuatro el número de subeventos que conforman el sismo de Colima. Con el fin de fijar los parámetros de cada subevento, así como sus fronteras en tiempo y espacio, se procedió a invertir iterativamente partiendo de una fuente muy pequeña (2 triángulos elementales con $\Delta_r = 2\text{seg}$), hasta llegar al número de fuentes que definían un cambio en la forma de la fuente. Este cambio se observaba por la variación en la forma de la función de tiempo de la fuente a otro pico. Entonces, el proceso de inversión se centró en determinar el número de fuentes elementales que definieran a cada subevento.

Una vez definido el número de fuentes elementales para el primer subevento se restringe la ventana de tiempo con el fin de invertir los parámetros de la fuente, hasta llegar a la solución que produzca el mejor ajuste en las formas de onda P y SH. Posteriormente se amplía la ventana de tiempo y se realiza la misma operación de determinar el número de fuentes elementales e invertir el segundo subevento. Los pasos que se siguieron se observan mejor en la figura 4.8, en donde se observa la contribución de cada subevento a el sintético generado. De aquí se observa que el número de subeventos con los que se lograron los mejores ajustes fué de cuatro.

Es importante mencionar, que durante el proceso de inversión de cada subevento también se invirtió el azimut, tiempo de defasamiento y distancia del subevento con respecto del punto de nucleación. Esto nos permite determinar la posición consecutiva de cada subevento y determinar así la historia de ruptura. En el ajuste de cada subevento con el punto de nucleación, se utilizó como información *a priori*, los datos de azimut de ruptura determinados para una fuente lineal. Mientras que los datos de distancia y tiempo de defasamiento (delay time), fueron obtenidos de un ejercicio de ensayo y error.

4.3.3 Resultados

Los mecanismos focales obtenidos para los cuatro subeventos se observan en la figura 4.9, de aquí se puede ver que estos corresponden a un fallamiento inverso. Los mecanismos de estos subeventos se resumen en la tabla 4.6, en la misma tabla se encuentra la solución reportada por Harvard. De las dos soluciones, el mecanismo promedio de este trabajo y el de Harvard, se observan diferencias en la profundidad del centroide (27km) y en el buzamiento de (24°).

Por otro lado la distribución de los cuatro subeventos se observa en la tabla 4.7. De esta tabla se observa que la distribución azimutal de los dos últimos subeventos concuerda con la dirección de ruptura obtenida para una fuente lineal. Además que la posición relativa de los tres subeventos respecto al punto de nucleación, muestra una propagación unilateral con rumbo promedio de 308.5°.

La duración total de la función de tiempo de la fuente, que se obtuvo a partir de la inversión de los cuatro subeventos, es de 57 seg (fig. 4.10). La contribución de la función de tiempo de la fuente a cada subevento es de 24, 12 y 12 segundos consecutivamente. Esto es que el primer subevento esta representado por una función de tiempo de la fuente de 24 seg, el segundo y el tercero de 12 segundos respectivamente.

Tabla 4.6: Resultados de la inversión para el evento de Colima, un promedio de los subeventos y la solución de Harvard.

$\phi(^{\circ})$	$\delta(^{\circ})$	$\lambda(^{\circ})$	Profundidad (km)	Mo (Dyn - cm)	rms	Mw	Subevento
320.0	28.0	98.0	28.0	4.39e26	0.62	7.09	No. 1
286.0	24.7	83.8	30.8	4.92e26	—	7.13	No. 2
337.9	25.2	119.1	19.0	4.13e26	—	7.07	No. 3
281.7	25.9	75.3	20.0	5.00e26	—	7.13	No. 4
306.4	25.95	93.85	24.5	1.84e27	—	7.51	Promedio
302	9	92	49.0	1.15e28	—	8.03	CMT

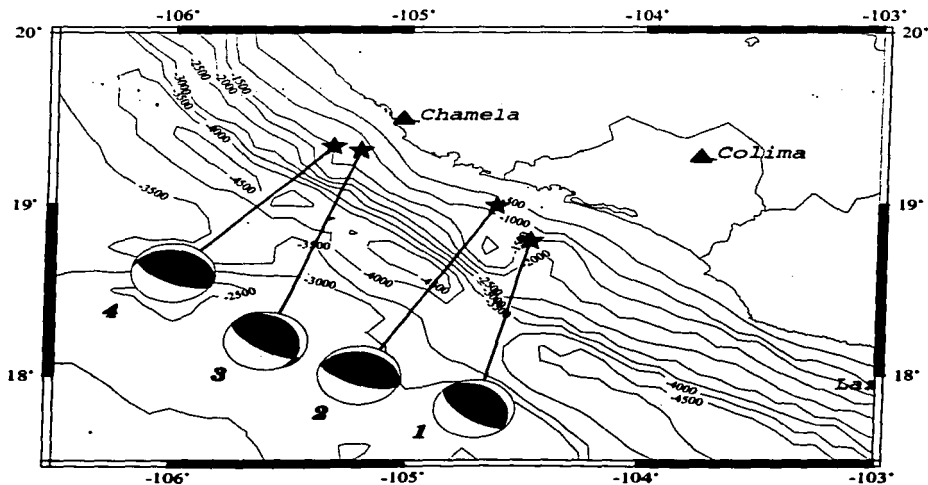


Figura 4.9: Solución y localización de los mecanismos focales para cada uno de los tres subeventos que componen el sismo de Colima, 1995/10/09

Tabla 4.7: Resultados de los cuatro subeventos relativos a la localización del primer evento.

Subevento	Retraso (seg)	Distancia (km)	Azimut
1	0.0	0.0	0.0
2	13.82	28.1	325.0
3	29.36	97.6	306.8
4	43.96	109.3	304.1

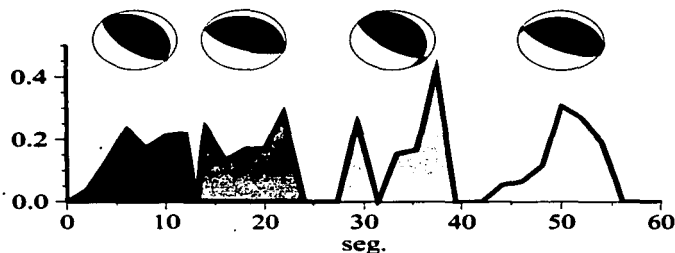


Figura 4.10: Función de tiempo de la fuente, se observan cuatro cuerpos con diferente tonalidad que representan, las contribuciones a los 4 subeventos, con sus respectivas soluciones a los 4 mecanismos focales.

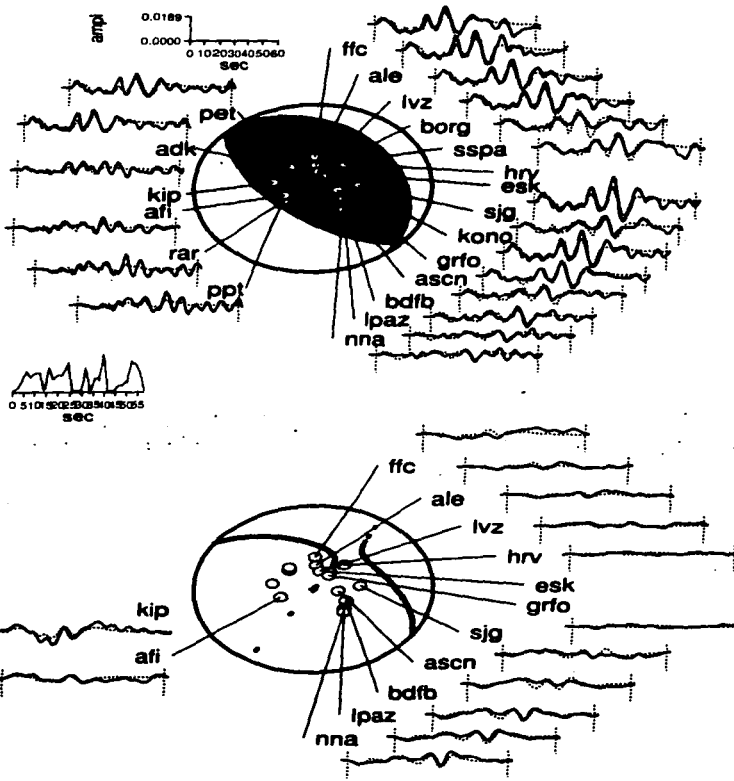
El ajuste de las formas de onda logrado como resultado de la inversión de los cuatro subeventos es en general aceptable. En algunas estaciones nodales como NNA, PPT y RAR el ajuste no es muy bueno sobre todo en su parte final para la forma de onda P. Para la forma de onda SH se tuvieron más problemas sobre todo en las estaciones de ADK y KIP en donde el ajuste no fué bueno, ver figura 4.11.

ERROR: timeout
 OFFENDING COMMAND: timeout

STACK:

3

--nostringval--
 --nostringval--



4.4 El sismo del 12 de Octubre de 1995

Posterior al evento principal de Colima ocurrieron una serie de réplicas que fueron registradas por una red temporal instalada por el Departamento de Sismología del IGF de la UNAM. Esta red registró una gran parte de las réplicas generadas, de las cuales se relocalizaron 143 eventos [Pacheco et al., 1996]. Dentro de este conjunto de eventos la réplica con la magnitud mayor fué la del 12 de octubre de 1995. (fig. 4.1).

Para algunas estaciones (AFI, ADK, LPAZ, NNA, RAR, KIP, BDFB, COR, COL) se aplicó un filtro pasa bajas a 5 seg en la fase de P, debido a que la relación señal ruido era alta. Mientras que para el paquete de ondas SH se aplicó el mismo filtro a las estaciones mas ruidosas (KBS, RAR, LPAZ, COR Y BDFB). Las estaciones y las ondas utilizadas para éste evento se encuentran en la tabla 4.8, donde se puede observar que la distribución de estaciones tiene una buena cobertura.

4.4.1 Inversión de forma de onda y resultados

La estrategia de inversión para éste evento fué similar a la seguida para el evento precursor del 6 de octubre. Se invirtió parámetro por parámetro con un número fijo de elementos de la función de tiempo. Al final se dejaron libres todos los parámetros para que el evento convergiera al mejor ajuste de los datos.

Una vez logrado el mejor ajuste de los datos se observó cuales eran las estaciones-fase que presentaban un pobre ajuste entre los sismogramas observados y sintéticos. Con esta información y con base en la distribución en la esfera focal se asignaron los pesos correspondientes, para las fases P. Se volvió a realizar el mismo ejercicio anterior de invertir parámetro por parámetro, y se observaron los ajustes en las ondas SH. Con todos los pesos asignados se procedió otra vez a invertir los parámetros y fijar el número de elementos de la función de tiempo de la fuente hasta llegar al mejor ajuste de las formas de onda del evento.

Tabla 4.8: Estaciones utilizadas para la inversión del sismo del 1995/10/12

Estación	Azimut(°)	Distancia(°)	Tipo de onda	Peso
FFC	2.8	36.0	P-SH	0.80
KBS	10.3	76.5	P-SH	0.60
LVZ	14.4	88.4	P	0.60
KONO	27.7	85.3	P	0.60
SSPA	40.4	31.4	P	0.70
HRV	42.2	36.4	P-SH	0.70
SJG	84.7	36.0	P-SH	0.90
BDFB	117.9	65.0	P-SH	0.60
LPAZ	132.1	49.8		0.60
NNA	136.4	40.8	P-SH	0.60
RAR	236.6	67.4	P-SH	0.60
AFI	249.1	74.1	P	0.60
KIP	282.7	50.4	P-SH	0.60
ADK	319.2	64.7	P	0.60
COR	332.4	30.4	P-SH	0.60
COL	338.8	54.5	P-SH	0.60

Tabla 4.9: Resultados de la inversión para el evento 95/10/12, este estudio y Harvard.

$\phi(^{\circ})$	$\delta(^{\circ})$	$\lambda(^{\circ})$	Profundidad (km)	M_0 (Dyn - cm)	rms	M_w	
289.5	24.7	75.9	20.99	7.75e24	0.546	5.93	Este estudio
286	23	70	25	1.05e25	—	6.01	CMT

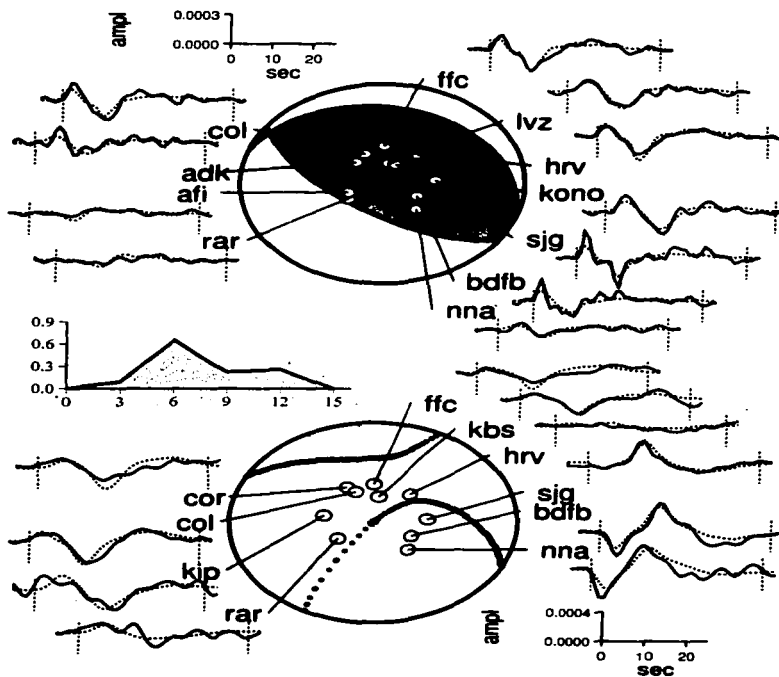


Figura 4.12: Formas de onda invertidas para la mayor réplica del sismo de Colima (1995/10/12), en la parte superior P y en la inferior SH, además se observa la función de tiempo de la fuente con una duración de 14 seg.

4.5 El sismo del 11 de diciembre de 1995

El sismo del 11 de diciembre se localiza en lo que varios autores han denominado como zona difusa (fig. 2.1 y sección 2.2) la cual se ubica cerca de la frontera entre las placas de Rivera y Cocos. Este sismo ocurrió 63 días después del sismo principal, y además, este evento se encuentra fuera de la trincheras, a diferencia de los tres anteriores, lo cual hace de este sismo un evento interesante. La magnitud de este sismo (6.3 Ms) es considerable, por lo que fué registrado en varias estaciones de la red mundial. Las estaciones y las fases utilizadas se encuentran en la tabla 4.10. En esta tabla se observa que la distribución de estaciones es aceptable, así como el número de fases P y SH.

Tabla 4.10: Estaciones utilizadas para la inversión del sismo del 95/12/11

Estación	Azimut(°)	Distancia(°)	Tipo de onda	Peso
FFC	4.0	36.0	P-SH	0.50
ALE	5.6	65.8	P-SH	0.50
LVZ	14.0	88.6	P-SH	0.40
KEV	14.9	85.4	P-SH	0.40
BORG	26.9	70.6	P-SH	0.40
KONO	27.4	85.8	P-SH	0.40
ESK	34.3	81.4	P-SH	0.40
SSPA	41.6	32.1	P-SH	0.70
HRV	43.1	37.2	P-SH	0.70
PAB	49.4	86.4	P-SH	0.40
SJG	84.6	37.2	P-SH	1.00
BDFB	117.3	66.2	P-SH	1.00
RPN	184.8	46.0	P-SH	1.00
RAR	235.8	66.5	P-SH	0.70
AFI	248.5	73.0	P-SH	0.70
ADK	319.2	63.8	P-SH	0.70
PET	322.2	78.6	P-SH	0.70
COR	333.8	29.7	P-SH	0.70
COL	339.2	53.9	P-SH	0.70

4.5.1 Directividad de la fuente

Al observar las formas de onda de los registros de este evento (4.15), se vé un efecto de directividad en las señales. Con el fin de determinar este efecto se realiza un análisis similar al realizado en el

sismo de Colima. En este análisis y en los posteriores se utilizó una estructura de fuente diferente a la aplicada en los sismos anteriores (ver tabla 4.11). La velocidad de ruptura que se asumió fue de 2.2 km/s. Con esta velocidad fija, se varió el azimut y se obtuvieron los resultados que se observan en la figura 4.13. Aquí se puede observar que hay dos errores mínimos en el azimut de la falla (87° y 263°). Sin embargo, el menor de los dos corresponde a 87°, lo cual sugiere que la dirección de ruptura es en esa dirección.

Tabla 4.11: Estructura para la fuente utilizada en las inversión para el evento 95/12/11

Estructura de la corteza en la fuente			
Espesor (km)	α (km/s)	β (km/s)	ρ (gr/cm ³)
2.0	1.5	0.0	1.0
15.0	6.50	3.81	2.7
∞	7.8	4.5	3.2

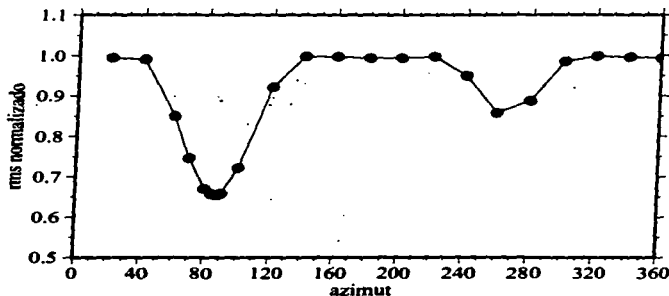


Figura 4.13: Variación de los errores en función del azimut de la dirección de propagación de la ruptura para una fuente lineal que se propaga con una velocidad de 2.2 km/s.

4.5.2 Inversión de forma de onda

La estrategia de inversión para este evento fué similar a la de los sismos anteriores. Sin embargo, los problemas de ajuste para las formas de ondas fueron diferentes. Estos problemas se deben a la cercanía de ocho estaciones a los planos nodales en el mecanismo de la onda P, y de las cuales cuatro tienen una polaridad definida pero una amplitud muy pequeña respecto a las otras estaciones.

Para solucionar el problema de inestabilidad en el plano de la falla se confirmaron las polaridades de arriba y además se incluyeron polaridades de otras estaciones mas cercanas a la fuente con el fin de construir un mecanismo focal con las polaridades de primer arribo. Las estaciones que se sumaron y sus polaridades se observan en la tabla 4.5.2. Esta información permitió obtener una solución más restringida del mecanismo focal, (4.14).

Tabla 4.12: Estaciones adicionales utilizadas para fijar el mecanismo focal del sismo del 11 de Diciembre de 1995. PD es una fase P dilatacional y PC una fase P compresional.

Estación	Azimut	Δ°	Polaridad
NEE	334.96	17.90	PD
CWC	330.35	20.79	PD
PFO	339.96	17.71	PD
RPV	324.80	18.83	PD
CMB	328.98	23.17	PD
CAIG	108.89	5.27	PD
CJIG	31.76	0.79	PC
CUIG	84.19	5.98	PD
HUIG	107.01	9.54	PD
MOIG	77.47	4.14	PC
PIIG	93.47	5.69	PD
PNIG	107.97	7.42	PD

Con la ayuda del mecanismo determinado a partir de las polaridades se inició la inversión de los parámetros focales de este sismo, utilizando los datos *a priori* para la inversión del mecanismo focal ($\phi = 87, \delta = 80, \lambda = 170$). El azimut de 87° fue determinado por el análisis de error y el buzamiento de 80° se obtuvo del análisis de polaridades. Durante el proceso de inversión se dejaron libres los parámetros de ángulo de desplazamiento, profundidad y momento sísmico de uno en uno, hasta llegar a una solución.

Posteriormente se dejaron libres todos los parámetros y se permitió que el programa convergiera a la solución con menor error. Sin embargo, ésta solución modificaba los valores de azimut y buzamiento a 80° y 67° respectivamente, modificando en la inversión de onda la polaridad para las estaciones nodales BDF, RPN, AFI y RAR. Entonces se volvió a invertir pero ahora restringiendo los valores, determinados con primeros arribos, de azimut y buzamiento a 87° y 80° respectivamente hasta llegar a la mejor solución.

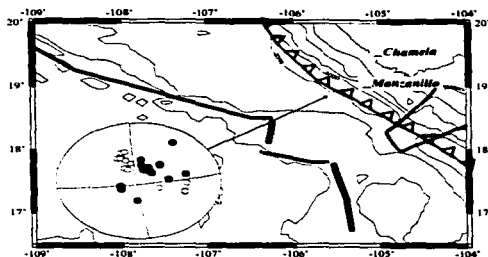


Figura 4.14: Mecanismo focal determinado a partir de primeros arribos para el sismo del 11 de diciembre de 1995.

Tabla 4.13: Resultados de la inversión para el evento 1995/12/11, este estudio y Harvard.

Resultados de la inversión para el evento 95/12/11							
ϕ	δ	λ	Profundidad (km)	M_0 (Dyn - cm)	rms	Mw	
89	76.9	174	9.08	4.24e25	0.654	6.35	Este estudio
83	74	171	0.0	3.4e25	—	6.30	CMT

4.5.3 Resultados

La solución final para el sismo del 11 de diciembre se observa en la tabla 4.13. En esa tabla vemos que el mecanismo obtenido es similar al reportado por Harvard, que en esencia es un mecanismo de falla transcurrente. Las diferencias entre estos dos mecanismos (CMT y este estudio) son menores a 6° para el azimut, buzamiento y ángulo de desplazamiento. Sin embargo, al ser éste evento de baja magnitud, existe mayor incertidumbre en su mecanismo focal al ser registrado por un menor número de estaciones, y por tanto el añadir datos de polaridades de estaciones locales nos dá más seguridad en la solución determinada.

Los ajustes logrados por la inversión para las ondas P no son muy buenos en cuanto a la amplitud, ya que varios de ellos (FFC, ALE, LVZ, KEV, BORG, KONO Y PAB) no logran modelar el primer pulso en su amplitud. Para las ondas S el ajuste es mucho mejor respecto a las ondas P, exceptuando la estación RAR, para la cual no se logra modelar la onda S.

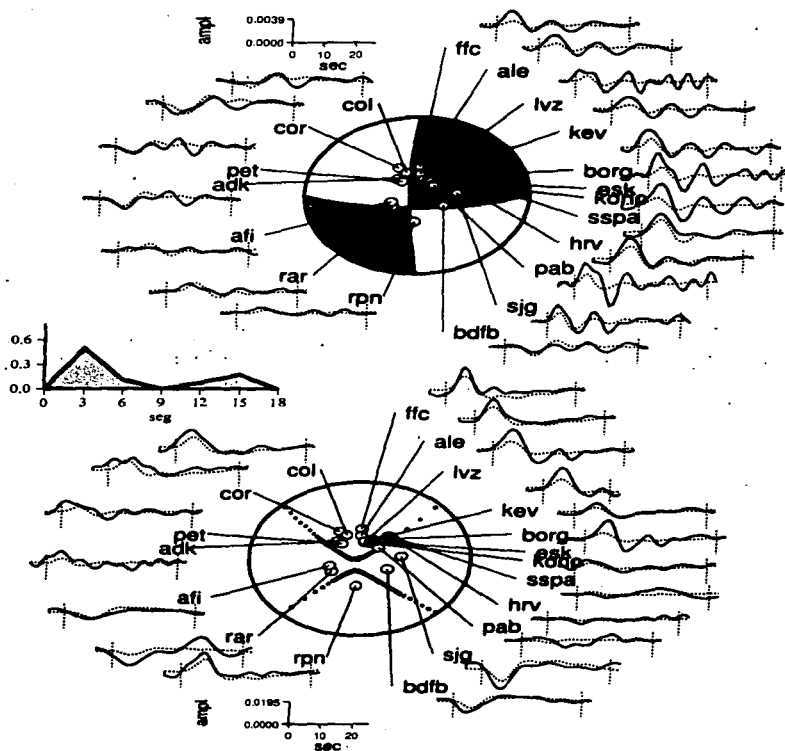


Figura 4.15: Solucion a la inversión de forma de onda para el evento 1995/12/11.

Capítulo 5

RELOCALIZACIONES CON JHD

En general, el algoritmo JHD (Joint Hypocentral Determination) de *Dewey*, [1971] realiza relocalizaciones hipocentrales relativas de eventos sísmicos con el fin de mejorarlas. Su fundamento se basa en el análisis sistemático e iterativo de las diferencias entre los tiempos de llegada teórico y observado de las diferentes fases observadas en estaciones sismológicas. Esta evaluación se realiza mediante el cálculo simultáneo de todos los hipocentros de un grupo de sismos, con el fin de eliminar de una manera estadística errores en las lecturas de los tiempos de viaje observados.

El paquete de programas JHD (versión JHD89) consta de tres programas: SST89, JHD89 y SE89. El programa SST89 prepara y ordena los datos como entrada al programa JHD89. En este programa se cuentan el número de fases por cada estación y para todos los eventos. Además, presenta una distribución azimutal por cuadrantes de 15° alrededor del epicentro del evento maestro. El programa SE89 se aplica para la determinación individual de hipocentros y utiliza la salida del programa JHD89, este programa además determina un elipsoide que representa la solución con el 90% de confiabilidad.

El programa JHD89 es un programa para la determinación conjunta de hipocentros utilizando tiempos de arribo de ondas P, otras fases de cuerpo, fases superficiales e intervalos de tiempo entre pares de fases. Existen dos opciones para la determinación de hipocentros: 1) con un evento de calibración, y 2) estaciones-fase de calibración. En el primer caso se utiliza un sismo que se considera bien localizado, y para el segundo caso se toman en cuenta las estaciones-fase que se estima siempre pueden ser bien identificadas, las cuales pueden ser fases P, S, pP. En este trabajo se utilizó la opción de evento de calibración.

5.0.4 Datos utilizados

Para la relocalización hipocentral conjunta se utilizaron los datos de varios sismos (tabla 5.1) reportados por el catálogo del USGS (United State Geological Survey). De éste catálogo se extrajeron las lecturas de fases P, S y pP. Estos eventos fueron elegidos con base en su localización en una zona de sismicidad difusa, entre los límites de las placas de Cocos y Rivera (fig. 5.1 y tabla 5.1).

Además de la localización, la selección de éstos eventos se realizó bajo el criterio de magnitud. En general, son eventos de magnitud > 5 , por la razón de que hay más probabilidad de que éstos eventos sean mejor registrados por la red sísmica mundial. Es importante mencionar que estos eventos han sido reportados por varios autores con mecanismos focales transcurrentes [Molnar, 1973; Eissler y McNally, 1984; catalogo CMT].

Tabla 5.1: Sismos utilizados en la relocalización con JHD. Las localizaciones son del catalogo de USGS.

Evento	Latitud (N)	Longitud (W)	Profundidad (km)	Magnitud (Mb)
1.- 1995/12/11/14	18.736	105.475	8.0	6.2
2.- 1968/07/24/04	18.209	105.878	21.3	5.0
3.- 1973/01/22/03	18.589	104.885	33.6	5.6
4.- 1982/08/18/03	18.129	105.456	17.0	4.9
5.- 1982/10/25/14	18.455	105.890	40.0	5.1
6.- 1982/10/25/15	18.501	105.794	41.4	5.1
7.- 1989/04/19/14	17.948	105.065	10.0	5.0
8.- 1989/04/28/02	17.830	105.088	10.0	5.2
9.- 1989/08/29/04	18.124	105.499	29.8	5.6
10.- 1991/01/01/00	18.207	105.661	63.9	5.5
11.- 1991/01/01/03	18.073	105.707	51.2	5.4
12.- 1991/11/11/17	17.981	105.362	30.2	5.4
13.- 1992/12/17/09	18.476	105.386	40.0	5.0

El evento de calibración que se utilizó para la relocalización hipocentral conjunta fué el sismo del 11 de diciembre de 1995, el cual fué localizado utilizando la red de banda ancha, las estaciones convencionales del SSN y la red local de Colima (Pacheco, comunicación personal).

5.1 Proceso de relocalización y resultados

Posterior a la preparación de datos con el programa SST89, se efectúa la relocalización con el programa JHD89. A partir de sus resultados se realizó una depuración de estaciones-fase que tuvieron una varianza mayor a 5 seg, tal como recomienda Dewey [1989] en su manual del programa JHD89. Debido a que estaciones con mayores variancias generan una incertidumbre importante en la solución del problema. Posterior a la depuración se vuelve a correr el programa JHD89.

En este trabajo inicialmente se realizaron varias corridas sin ninguna restricción en la solución de la profundidad, estos resultados se observan en la figura 5.1 y en la tabla 5.2. De la tabla 5.2 se observa que hay seis eventos con una profundidad mayor a los 19 km. Partiendo de que en un contacto transcurrente, entre dos placas oceánicas, es más probable la ocurrencia de sismos someros (5-10 km), se decidió hacer varias corridas del programa JHD89 con la opción de la profundidad restringida a 5 km.

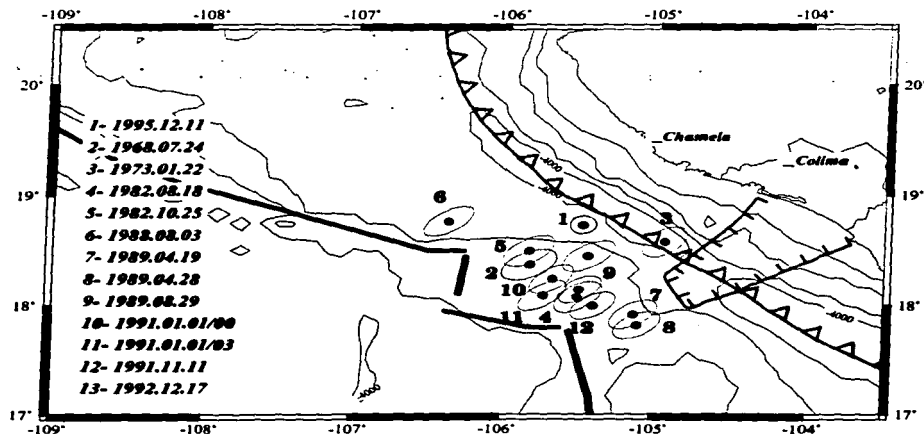


Figura 5.1: Localizaciones realizadas con el paquete JHD con la opción de las profundidades libres; las elipses representan el 90% de confiabilidad .

Los resultados obtenidos con la opción de una profundidad restringida a 5 km, se observan en la

Tabla 5.2: Sismos relocalizados con JHD sin restricción en la profundidad, (a=eje mayor y b= eje menor).

Evento	Lat(N)	Lon(W)	Prof.(km)	Elipse de error		
				Ángulo	a(km)	b(km)
1995.12.11 14	18.736	105.475	5.0	0.0	0.0	0.0
1968.07.24 04	18.375	105.829	2.4	32.1	18.1	10.1
1973.01.22 00	18.577	104.934	1.0	43.4	15.8	9.3
1982.08.18 03	18.080	105.498	1.0	40.8	16.8	9.3
1982.10.25 15	18.499	105.834	20.9	38.5	17.7	9.2
1988.08.03 17	18.769	106.371	1.0	37.4	17.7	8.3
1989.04.19 14	17.916	105.129	5.5	37.4	16.6	8.8
1989.04.28 02	17.819	105.101	1.0	35.7	15.8	8.9
1989.08.29 04	18.149	105.485	40.1	39.3	14.9	8.2
1991.01.01 00	18.245	105.676	62.0	40.1	16.0	8.2
1991.01.01 03	18.096	105.732	49.9	40.1	17.4	8.2
1991.11.11 17	18.000	105.395	24.3	39.1	15.0	8.2
1992.12.17 09	18.450	105.433	19.2	37.8	17.8	8.8

figura 5.2 y en la tabla 5.3. Aquí se observa que las variaciones en las relocalizaciones entre los eventos con y sin restricción de profundidad, son en general menores, con una variación de ± 2 km en las elipses de confiabilidad. Además las soluciones de cada uno de los eventos relocalizados, se encuentran dentro de la elipse de confiabilidad del otro, es decir que el mismo evento relocalizado con y sin restricción de profundidad se encuentra dentro de la misma área.

En ambas tablas de resultados (5.2 y 5.3) se presentan los parámetros correspondientes a las elipses de 90% de confiabilidad. Dewey y Algermissen [1974] definen un evento bien localizado, a un sismo con un eje mayor de su elipse de confiabilidad, menor o igual a 30 km. Además, éstos autores clasifican los sismos con base en su calidad con las letras A, B y C, en donde los semiejes mayores son menores o iguales a 10, 20 y 30km respectivamente. Por lo que, de las tablas 5.2 y 5.3, se observa que los sismos relocalizados se encuentran en la clasificación B de Dewey y Algermissen [1974].

Entonces, con el fin de decidir entre ambas relocalizaciones, se procedió a utilizar el programa SE89. Este programa se utiliza para relocalizar eventos con los parámetros determinados por el programa JHD89, además de que éste programa proporciona un elipsoide de 90% de confiabilidad. El elipsoide de confiabilidad es una representación tridimensional de los errores, mientras que la elipse de

confiabilidad es la proyección de la intersección del elipsoide con un plano, en este caso la superficie de la Tierra.

En la tabla 5.4 se observan los elipsoides determinados a los eventos relocalizados con y sin restricción en la profundidad. De aquí, se ve que los elipsoides con ejes de confiabilidad menores corresponden a la opción con restricción en profundidad a 5km. Por lo que las relocalizaciones con la profundidad restringida son mejores. Aunque cabe resaltar que la solución para ambas opciones no es sustancialmente diferente.

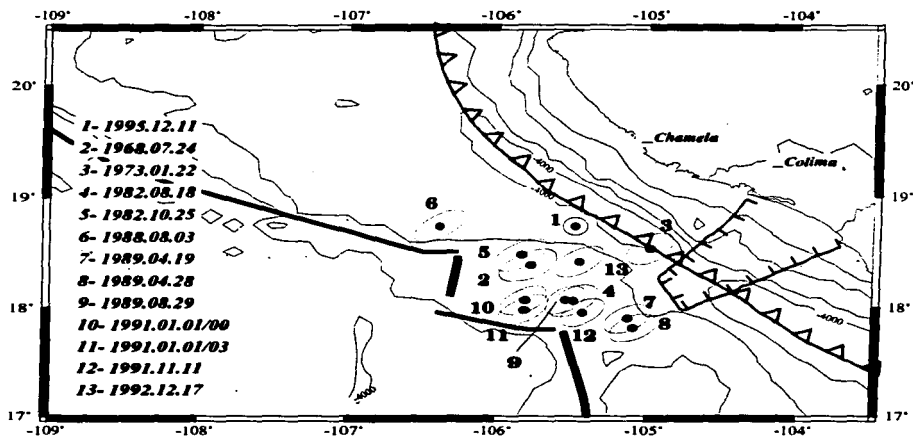


Figura 5.2: Localizaciones realizadas con el paquete JHD con la opción de las profundidades restringidas a 5 km; las elipses representan los errores.

Tabla 5.3: Sismos relocalizados con JHD con restricción en la profundidad, (a =eje mayor y b = eje menor).

Evento	Lat(N)	Lon(W)	Prof.(km)	Elipse de error		
				Ángulo	a(km)	b(km)
1995.12.11 14	18.736	105.475	5.0	0.0	0.0	0.0
1968.07.24 04	18.383	105.782	5.0	34.7	19.1	10.3
1973.01.22 00	18.529	104.979	5.3	44.5	16.6	9.8
1982.08.18 03	18.060	105.482	5.5	41.2	17.7	9.7
1982.10.25 15	18.475	105.837	5.5	40.3	18.1	9.5
1988.08.03 17	18.733	106.380	5.0	38.0	18.7	8.7
1989.04.19 14	17.895	105.122	5.0	37.9	15.8	9.3
1989.04.28 02	17.811	105.087	5.0	36.1	15.7	9.3
1989.08.29 04	18.066	105.540	5.0	40.9	15.1	8.6
1991.01.01 00	18.064	105.817	5.0	40.3	15.7	8.6
1991.01.01 03	17.975	105.820	5.0	40.5	17.0	8.6
1991.11.11 17	17.955	105.419	5.0	40.9	15.3	8.6
1992.12.17 09	18.413	105.445	5.0	39.2	17.4	9.2

Tabla 5.4: Parámetros de los ejes de los elipsoides del 90% de confiabilidad, para las opciones de profundidad libre y restringida a 5km.

Evento	Profundidad libre			Profundidad restringida a 5km		
	a(km)	b(km)	c(km)	a(km)	b(km)	c(km)
1995.12.11 14	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
1968.07.24 04	19.8	15.0	10.5	18.3	10.8	0.5
1973.01.22 00	14.4	10.6	9.4	13.9	9.5	0.4
1982.08.18 03	16.4	9.9	0.4	16.4	9.9	0.4
1982.10.25 15	21.1	12.7	9.3	17.0	9.5	0.4
1988.08.03 17	37.2	18.8	7.5	18.9	7.5	0.4
1989.04.19 14	39.7	13.8	7.9	14.4	8.0	0.4
1989.04.28 02	36.6	14.3	7.6	14.8	7.6	0.3
1989.08.29 04	16.9	8.9	6.8	10.0	6.8	0.3
1991.01.01 00	17.5	8.9	6.6	10.6	6.7	0.3
1991.01.01 03	21.9	12.0	6.8	15.3	6.8	0.3
1991.11.11 17	22.6	9.3	6.6	9.7	6.7	0.3
1992.12.17 09	38.8	16.5	9.2	17.5	9.2	0.4

Capítulo 6

DISCUSIÓN DE RESULTADOS

Hasta ahora, se han presentado los resultados de las inversiones para tres eventos de Octubre (tabla 6.1) así como de un evento tectónicamente importante para este estudio (dic 11, 1995). Ahora, se discutirá el proceso de ruptura del evento de Colima desde un punto de vista tele-sísmico. Por otro lado; se analizará la importancia del sismo del 11 de diciembre de 1995 en la tectónica de la zona y su importancia relativa respecto del sismo de Colima.

Tabla 6.1: *Resultados de la inversión, todos los eventos*

Evento	ϕ	δ	λ	Profundidad (km)	M_0 (Dyn - cm)	rms	Mw
95/10/06	314	27	104.4	18.4	3.17e24	0.562	5.67
95/10/12	289.5	24.7	75.9	20.99	7.75e24	0.576	5.93
95/12/11	89	76.9	174	9.08	4.24e25	0.654	6.35

Evento principal octubre 9, 1995

Subevento	ϕ	δ	λ	Profundidad (km)	M_0 (Dyn - cm)	rms	Mw
No. 1	320.0	28.0	98.0	28.0	4.39e26	0.62	7.09
No. 2	286.0	24.7	83.8	30.8	4.92e26	-	7.13
No. 3	337.9	25.2	119.1	19.0	4.13e26	-	7.07
No. 4	281.7	25.9	75.3	20.0	5.00e26	-	7.13
Promedio	306.4	25.95	93.85	24.5	1.44e27	-	7.51

6.1 Sismo precursor

Con base en la localización obtenida del sismo del 6 de octubre y su ubicación temporal, éste se puede clasificar como un sismo precursor al sismo de Colima [v.g. Jones y Molnar, 1979]. El epicentro de este sismo se ubica a 10 km de distancia del epicentro del sismo principal (fig. 4.1).

La solución a la inversión de los parámetros de la fuente para este sismo están en acuerdo con la tectónica de la zona y con la sismicidad reportada [Eissler y McNally, 1984; Pardo y Suárez, 1995]. El azimut del evento (314°) es aproximadamente paralelo a la trinchera (308°) y el ángulo de inclinación (27°) corresponde a los resultados obtenidos en la zona por Pardo y Suárez [1995].

Existen algunas diferencias entre los resultados de Harvard y los de este trabajo (tabla 6.1), sin embargo, ambas soluciones presentan un mecanismo de falla inversa. La profundidad reportada por Harvard (33km) difiere a la de este trabajo por 17 km., la cual está más acorde con la geometría de subducción propuesta por Pardo y Suárez [1993], (fig. 4.1). Por otro lado, las diferencias en los momentos sísmicos (Harvard y este trabajo), se pueden explicar, debido a que Harvard realiza una estimación del momento sísmico, con base en un análisis de ondas superficiales.

Los ajustes logrados para las formas de onda de éste evento son en general buenos. En el caso de las fases SH, se observa un mal ajuste en amplitud en la estación LPAZ. Sin embargo, para las estaciones NNA y BDFB a pesar de estar relativamente cercanas se modelan adecuadamente. Esto sugiere que se trata de un efecto local en la estación LPAZ o una discrepancia entre la estructura propuesta y la estructura real en esa zona.

6.2 El sismo de Colima

La inversión del sismo de Colima dió como resultado cuatro subeventos que representan la historia de ruptura de este sismo complejo. La localización de los cuatro subeventos se encuentra dentro del enjambre de epicentros determinados por la red temporal instalada en la zona (fig. 6.1). El número de réplicas relocalizadas es de 143 y el área aproximada que comprende a las réplicas es de 170 km de largo por 70 km de ancho [Pacheco et al., 1996].

El ajuste logrado a partir de la inversión de cuatro subeventos, resultó ser mejor al que se logró

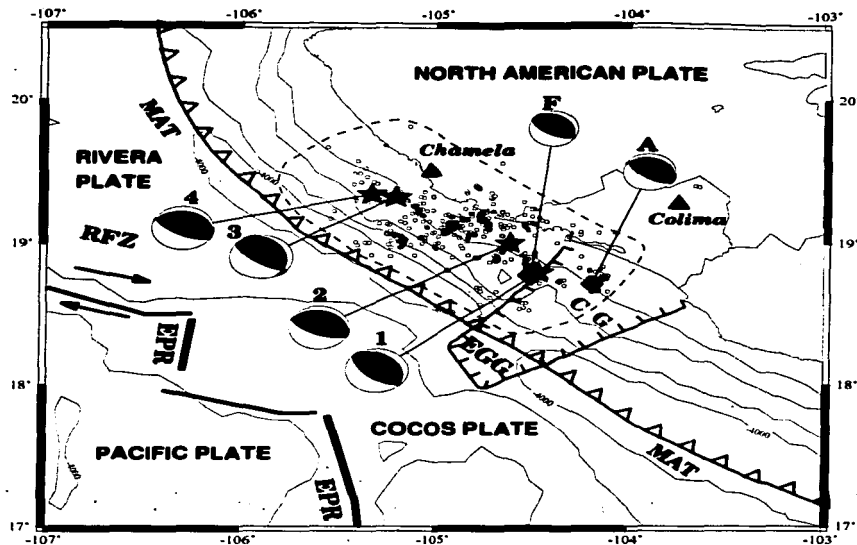


Figura 6.1: Localizaciones de las réplicas y los cuatro subeventos determinados por la inversión. Y la función de tiempo de la fuente determinada para cada subevento

con una sola fuente puntual (fig. 4.8). La inversión a partir de una fuente puntual y con los datos *a priori* de Harvard, no fué suficiente para modelar los pulsos siguientes al primer pulso de P. Esto no es de sorprender sí se toma en cuenta que existe un claro efecto de directividad (fig. 4.4).

Por otro lado, vale la pena comparar los ajustes obtenidos entre una fuente lineal y el de una fuente formada por el conjunto de cuatro subeventos. De las figuras 4.7, 4.11 y 4.8 se observa que el mejor ajuste se logró con los cuatro subeventos. Además los residuales del programa de inversión son menores al utilizar cuatro subeventos que con una fuente lineal. Esto se puede explicar a partir de que la ruptura se realizó con velocidad variable, por lo que un modelo de ruptura de velocidad constante no es suficiente para modelar adecuadamente las formas de onda.

6.2.1 Dirección de ruptura

La dirección de ruptura media (306.9°) obtenida por éste estudio es el promedio de las direcciones de los cuatro subeventos con respecto al punto de nucleación. Este valor es 308.9° y concuerda con el obtenido a partir de una fuente lineal ($310.^\circ$) y ambos concuerdan con el azimut de la trinchera de $308^\circ - 310^\circ$. Además éstos dos azimuts son cercanos al valor de directividad determinado por *Courboulex et al.*, [1966], de 290° a partir del análisis de funciones de Green. Así, de las inversiones realizadas con una fuente lineal y la determinada con cuatro subeventos confirman otras observaciones en el sentido de que la ruptura tuvo lugar unilateralmente con una dirección de ruptura aproximada de N50°W

6.2.2 Otros estudios

Unos cuantos días después de la ocurrencia del evento principal, *Melbourne et al.*, [1997] realizaron mediciones de GPS en distintas estaciones de una red distribuida a lo largo de los estados de Jalisco y Colima. Con estos datos realizaron una inversión de desplazamiento a partir de una área de ruptura de 200 km de largo por 100km de ancho aproximadamente, determinando un desplazamiento máximo de 5m a una profundidad de 15 km y un desplazamiento mínimo de 2m a una profundidad de 8km. Sin embargo, *Pacheco et al.*, [1996], reporta una área de ruptura, definida por las réplicas, de 170Km de largo por 70Km de ancho. A pesar de esto es interesante observar que, el desplazamiento mayor determinado por la inversión de datos de GPS de *Melbourne* se encuentran los subeventos 2 y 3, que juntos representan la mayor energía liberada. (fig. 6.2)

Por otro lado, *Courboulex et al.*, [1966] proponen una longitud de la falla de 150km, lo que está más en acuerdo con *Pacheco et al.*, [1996]. Además, *Courboulex et al.*, determinan que la energía fue liberada en dos episodios, donde el segundo episodio sucede a los 100km de la nucleación del evento. Este resultado es compatible con lo propuesto por *Melbourne* y por lo determinado en este trabajo.

6.3 La réplica del 12 de Octubre

El evento del 12 de octubre es la mayor réplica registrada del sismo de Colima. La inversión de los parámetros focales obtenida para este sismo (tabla 6.1) está en acuerdo con la tectónica y con lo repor-

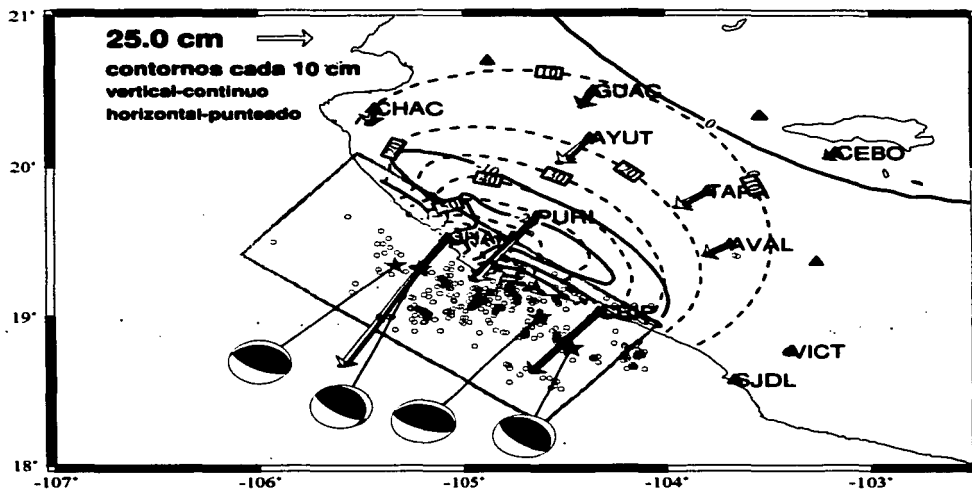


Figura 6.2: Localizaciones de las réplicas y los cuatro subeventos determinados por la inversión. Así como los contornos de desplazamiento vertical y horizontal línea continua y punteada respectivamente. Además se observan los vectores de desplazamiento modelados y observados que se representan en color negro y blanco respectivamente. Tomada de Melbourne et al., [1997] por cortesía del Dr. Osvaldo Sanchez y modificada en este trabajo.

tado por otros autores [Eissler y McNally, 1984; Pardo y Suárez, 1995]. El mecanismo determinado es de fallamiento inverso y es similar al mecanismo del evento precursor y al evento principal.

En los ajustes de onda se observan que para las estaciones FFC y KBS (fase P) el primer pulso no se modela adecuadamente en su amplitud. Esto puede deberse a la estructura utilizada, dado que las estaciones no son nodales. Por otro lado, en las fases modeladas para la fase SH, las estaciones BDFB y LPAZ no son modeladas adecuadamente en amplitud mientras sus correspondientes en la fase P sí se encuentran bien modeladas.

En la modelación de las las fases P y SH se tiene que tomar en cuenta que las ondas P son más sensibles a las variaciones del buzamiento, mientras que las ondas SH son más sensibles a las variaciones del rumbo y el ángulo de desplazamiento. Si observamos las formas de onda (fig. 4.12) modeladas, se ve que las estaciones BDFB ($az = 117.9^\circ$) y LPAZ ($az = 132.1^\circ$) están alineadas casi paralelamente al plano de la falla ($az = 272.8^\circ$), por lo que pequeñas variaciones en este parámetro afectan sensiblemente las ondas SH. Mientras que las estaciones FFC ($az = 28^\circ$) y KBS ($az = 10.3^\circ$) se encuentran en una dirección casi perpendicularmente al plano de la falla, por lo que son más sensibles a las variaciones del buzamiento.

6.4 El sismo transcurrente (diciembre 11, 1995)

El sismo del 11 de diciembre es un sismo importante por su magnitud y por el mecanismo focal resultante, además, este evento fué registrado por varias estaciones de la red de banda ancha del SSN y la red local de Colima. Los resultados de la inversión revelan un plano de falla de 87° , mismo que fué determinado con ayuda de las polaridades de los primeros arribos de varias estaciones adicionales (tabla 4.5.2) y mediante la inversión realizada. Sin embargo no existe más información para apoyar este resultado.

A partir de la batimetría de la zona se puede definir la orientación de la fractura de Rivera (RFZ). De ahí se observa lo que parece una prolongación natural de la línea de la falla hacia el evento de diciembre (fig. 6.3). Esto es, que la continuación de la línea que forma el sistema de fallas se proyecta hasta la zona donde se ubica aproximadamente éste sismo. Por ello, el mecanismo de falla lateral derecha parece ser el más adecuado para describir el movimiento de este evento. Entonces, es probable que el plano de falla de éste sismo sea paralelo a la dirección de movimiento entre las

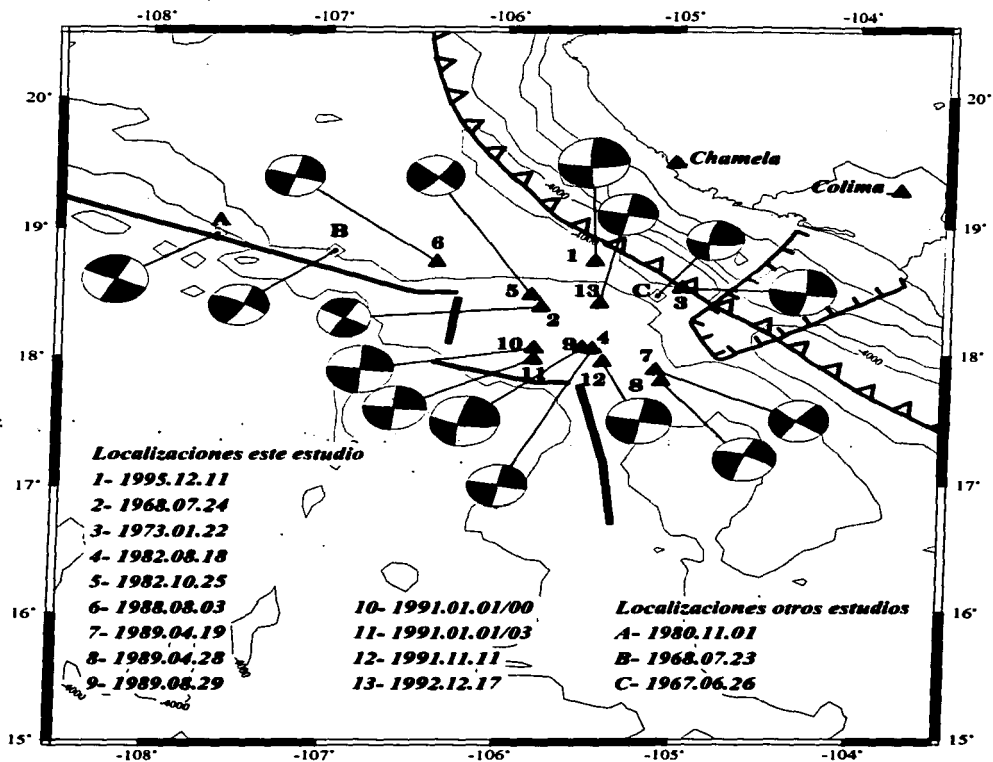


Figura 6.3: Mecanismos focales para los sismos relocados con JHD en este trabajo. Los mecanismos fueron tomados de: 1 Este trabajo; A y 2 Eissler et al, 1984; 3, B y C Molnar 1973; 4 al 13 CMT Harvard.

placas de Rivera-Cocos y por lo tanto éste sismo sea consecuencia del reacondo entre las placas de Rivera y Cocos como consecuencia del sismo de Colima. Sin embargo, el análisis de error que se realizó para determinar una dirección de ruptura no es concluyente, por lo que será recomendable hacer más estudios.

En la fig 6.3 se observan varios eventos con mecanismos transcurrentes, de éstos eventos doce fueron relocalizados mediante la técnica propuesta por *Dewey*, [1971]. De la misma figura se observa que varios eventos, con mecanismo transcurrente no presentan una alineación específica entre ellos que pudiese ayudar a determinar los límites de una falla. Por el contrario se observa una ancha y compleja zona de deformación, para la cual es difícil determinar los planos principales de los mecanismos determinados. Solo a los eventos que se encuentran sobre la zona de fractura de Rivera (evento A, B y 6) es posible definirles el plano de falla a partir de las orientaciones de la RFZ. Por tanto, es claro que la zona entre las placas de Cocos y Rivera no presenta un movimiento uniforme, es decir que la sismicidad que se presenta en la zona no sugiere un patrón regular en sus planos de fallamiento.

Eisler and McNally, [1984], proponen a partir de los eventos 3 y C que el límite entre las placas de Rivera y Cocos, es aproximadamente N-S, sin embargo al observar mas eventos en la zona es difícil aceptar esta proposición. Por esta razón, es conveniente realizar estudios de directividad en estos eventos para poder sustentar mejor cual es el verdadero plano de falla.

El evento transcurrente del 11 de diciembre, es probablemente el resultado de un movimiento de la placa de Rivera posterior al evento del 9 de octubre. Por lo que éste sismo estaría en el límite entre las placas de Rivera y Cocos. *Bandy et al.*, [1985], sugieren la zona El Gordo Graben como la zona límite de las placas de Cocos y Rivera en subducción, además proponen que el régimen de esfuerzos en la zona es divergente. Entonces al observar la figura 6.3, no se observa una correlación evidente entre los mecanismos determinados y lo propuesto por *Bandy et al.*, [1985].

Por otro lado *DeMets y Wilson*, [1996], proponen que el contacto entre Rivera-Cocos, es una zona de movimiento lateral izquierdo con rumbo N-S. Esto lo detreminan a partir de un modelo cinemático de las placas de Rivera-Cocos y apoyandose en los mecanismos focales reportados para esa zona. Sin embargo, no presenta más información que corrobore tal rumbo de la falla para los mecanismos focales. Esta propuesta de *DeMets y Wilson*, [1996], no está en acuerdo con lo determinado en este trabajo, por lo que, hacer un análisis de directividad es necesario para confirmar o descartar el plano de falla con rumbo E-W.

Capítulo 7

CONCLUSIONES

La inversión realizada al evento precursor del sismo de Colima define un sismo de fallamiento inverso, ($\phi=314$, $\delta=27$, $\lambda=104.4$) a una profundidad de 18.4 km. y con un momento escalar $M_0=3.17e24$ dyn-cm. La duración de la fuente es de 12 segundos. Los ajustes logrados a las formas de onda son en general buenos. Este evento concuerda con el mecanismo promedio determinado para el sismo principal que es de falla inversa.

El sismo de Colima es un evento complejo con una área de ruptura, definida por las replicas, de 170 km por 70 de ancho [Pacheco et al., 1996]. De la inversión realizada para una fuente lineal con una velocidad de ruptura promedio de 2.2 km/s y una función de tiempo de la fuente de 90 s se estimó una ruptura aproximada de 198 km. Sin embargo, a partir de la inversión de una fuente puntual se estima que la energía se liberó en cuatro subeventos con una separación máxima de 109 km.

En la inversión final al sismo de Colima, se determinó como mejor solución, el ajuste logrado por cuatro subeventos. El ajuste logrado con los cuatro subeventos es mejor que el determinado a partir de una fuente lineal, lo cual manifiesta que la energía se liberó en cuatro subeventos a una velocidad variable. La duración de la función de tiempo de la fuente es de 54s. La localización de los cuatro subeventos se encuentra dentro del conjunto de réplicas determinado por una red local [Pacheco et al., 1996].

La dirección de ruptura del sismo de Colima, como un promedio de las direcciones de los tres subeventos posteriores a la nucleación es de 308° , lo cual concuerda con la dirección de la trinchera.

Esto se confirma con el resultado obtenido para una fuente lineal, cuya dirección de ruptura se determinó a partir de un análisis de errores en 310° . Ambas inversiones concuerdan con una ruptura que se propaga unilateralmente en una dirección aproximada $N50^\circ W$.

El resultado obtenido a partir de la inversión de los parámetros de la fuente para la mayor réplica del sismo de Colima (octubre 12, 1995), determinan un sismo de fallamiento inverso ($\phi=289.5$, $\delta=24.7$, $\lambda=75.9$) a una profundidad de 21 km, y con un momento escalar $M_0=7.75e24$ dyn-cm. Este sismo, al igual que el precursor, presentó un mecanismo similar al evento principal. Los ajustes determinados a las formas de onda son aceptables.

La inversión realizada al sismo del 11 de diciembre de 1995, determina un sismo de fallamiento transcurrente ($\phi=89$, $\delta=76.9$, $\lambda=174$), a una profundidad de 9 km y con un momento sísmico escalar $M_0=4.24e25$ dyn-cm. El plano de falla determinado es congruente con un análisis de primeros arribos utilizando estaciones regionales, además de las telesísmicas. A partir de un análisis de error se determina que la dirección de ruptura es de 87° .

El sismo del 11 de diciembre de 1995 es un sismo transcurrente que se encuentra en la zona difusa entre los límites de Cocos y Rivera. La dirección de ruptura determinada y la ubicación de este sismo, sugieren que su plano de falla puede ser paralelo a la dirección del límite entre las placas de Cocos y Rivera. De ser así la dirección del contacto entre Cocos y Rivera sería aproximadamente $N89^\circ E$.

Las localizaciones realizadas con JHD para los sismos históricos de la zona, no presentan ningún patrón importante que revele el límite de las placas Cocos y Rivera. Por lo que es recomendable realizar un análisis de directividad en mas de un sismo para poder concluir sobre una dirección de ruptura preferente, la cual pondría de manifiesto características del límite entre Cocos y Rivera.

Bibliografía

- Abe, K.**, Magnitude of large shallow earthquakes from 1904 to 1980, *Phys. Earth Planet. Inter.*, **27**, 72-92, 1981.
- Aki, K., and P. G. Richards**, Quantitative Seismology, Theory and methods, vol. 2, *W. H. Freeman, San Francisco*, 372 pp., 1980.
- Atwater, T.**, Implications of plate tectonics for the Cenozoic tectonic evolution of western North America, *Geol. Soc. Am. Bull.*, **81**, 3513-3536, 1970.
- Bandy, W. L.**, Geological and geophysical investigation of the Rivera-Cocos plate boundary: Implications for plate fragmentation, *Ph.D. thesis, Tex. A&M Univ., College Station*, 1992.
- Bandy, W., and M. Pardo**, Statisticalexamination of the existence and relative motions of the Jalisco and southern mexico blocks, *Tectonics*, **13**, 755-768, 1994.
- Bandy, W., C. Montera-Gutiérrez, J. Urrutia-Fucugauchi**, Gravity field of the southern Colima graben, Mexico, *Geofísica Internacional*, **32**, 561-567, 1993.
- Bandy, W., C. Montera-Gutiérrez, J. Urrutia-Fucugauchi, and T.W.C. Hilde**, The subducted Rivera-Cocos plate boundary: Where is it, what is it, and what is its relationship to the Colima rift?, *J. of Geophys. Res.*, **22**, 3075-3078, 1995.
- Bandy, W., T.W.C. Hilde**, Redefinition of the plates boundaries between the pacific, Rivera, Cocos and North America plates at the north end of the Midle America Trench, (abstract), *Eos Trans. AGU*, **69**, 1415-1416, 1988.
- Bandy, W., V. Kostoglodov, S. K. Singh, M. Pardo, J. Pacheco, J. Urrutia-Fucugauchi** Implications of the October 1995 Colima-Jalisco Mexico earthquakes on the Rivera-North America Euler vector, *J. of Geophys. Res.*, *accepted*, 1996.

- Futterman, W. I.**, Dispersive body waves, *J. of Geophys. Res.*, 67, 5279-5291, 1962.
- Hanks T. C., and H. Kanamori**, A moment magnitude scale, *J. of Geophys. Res.*, 84, 2348-2350, 1979.
- Haskell, N. A.**, The dispersion of surface waves in multilayered media, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 43, 17-34, 1953.
- Heaton and Hartzell**, Earthquake hazards on the Cascadia subduction zone, *Science*, 236, 162-168, 1987.
- Heaton, and Kanamori**, Seismic potential associated with subduction in the northwestern United States, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 74, 933-942, 1984.
- Jones, L. M., and Molnar P.**, Source characteristics of foreshocks and their possible relationship to earthquake prediction and premonitory slip on faults, *J. of Geophys. Res.*, 84, 3596-3608, 1979.
- Kanamori, H.**, The energy release in great earthquakes, *J. of Geophys. Res.*, 82, 1981-1987, 1977.
- Keilis-Borok, V.I., and V.G. Kossobokov**, Times of increased probability for the great earthquakes of the world. *Comput. Seismol.*, 19, 48-58, 1986.
- Klitgord, K. D., and J. Mammertickx**, Northern East Pacific Rise: Magnetic Anomaly and Bathymetric Framework, *J. of Geophys. Res.*, 87, 6725-6750, 1982.
- Kostoglodov, V., and W. Bandy**, Seismotectonics constrains on the convergence rate between the Rivera and North American plates, *J. of Geophys. Res.*, 100, 17,977-17,989, 1995.
- Langston, C. A., and D. V. Helmberger**, A procedure for modelling shallow dislocation sources, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 42, 117-130, 1975.
- Lonsdale, P.**, Segmentation and disruption of the East Pacific Rise in the Mouth of the Gulf of California, *Marine Geophysical Researches*, 17 323-359, 1995.
- Melbourne, T., I. Carmichael, C. DeMets, K. Hudnut, O. Sanchez, J. Stock, G. Suárez, F. Webb**, Shallow faulting and regional Subsidence in the Mw=8.0, 1995 Jalisco subduction earthquake, *Geophys. Res. Lett.*, 24, 715, 1997.
- Michaud F., J-Y. Royer, J. Bourgois, B. Mercier de Lepinay, and G. Petit Liardon**, The Rivera fracture zone revisited, *Accepted to Marine Geology*, 1996.

- Minster, J. B., and T. H. Jordan**, Rotation vectors for the Philippine and Rivera plate, (abstract), *Eos Trans. AGU*, 60, 958, 1979.
- Minster, J. B., and T. H. Jordan, P. Molnar, and E. Haines**, Numerical Modelling of instantaneous Plate Tectonics, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 36, 541-576, 1974.
- Molnar, P.**, Fault plane solutions of earthquakes and direction of motion in the Gulf of California and on the Rivera Fracture Zone. *Geol. Soc. of Am. Bull.*, 84, 1651-1658, 1973.
- Nábělek, J.L.**, Determination of earthquake source parameters from body waves, *Ph.D. Dissertation, MIT, Cambridge, Massachusetts*, 1984.
- Nábělek, J.L.**, Geometry and mechanism of faulting of the 1980 El Asnam, Algeria, earthquake from inversion of teleseismic body waves and comparison with field observations, *J. of Geophys. Res.*, 90, 12,713-12,728, 1985.
- Nishenko, S.P., and S.K. Singh**. Conditional probabilities for the recurrence of large and great interplate earthquakes along the Mexican subduction zone *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 77, 2095-2114, 1987.
- Nixon, G. T.**, The relationship between quaternary volcanism in central Mexico and the seismicity and structure of subducted ocean lithosphere. *Geol. Soc. of Am. Bull.*, 93, 1651-1658, 1982.
- Novelo-Casanova, D. A., and J. Alvarez-Moctezuma**, Times of increased probability of large earthquakes ($M_s \geq 7.5$), *Phys. Earth Planet. Inter.*, 87, 279-286, 1995.
- Pacheco, J., S. K. Singh, G. Reyes, J. Dominguez, A. Hurtado, C. Ramirez, L. Quintanar, Z. Jimenes, J. Yamamoto, C. Gutierrez, M Santoyo, W. Bandy, and M Gusman**, The October 9, 1995 Colima-Jalisco, Mexico earthquake ($M_w=8$), Part I: An aftershock study and a comparison of this earthquake with those of 1932, *Submitted to Geophys. Res. Lett.*, 1996.
- Pardo, M., and G. Suárez**, Steep subduction geometry of the Rivera plate beneath the Jalisco block in western Mexico, *Geophys. Res. Lett.*, 20, 2391-2394, 1993.
- Pardo, M., and G. Suárez**, Shape of the subducted Rivera and Cocos plates in southern Mexico: Seismic and tectonic implications, *J. of Geophys. Res.*, 100, 12,357-12373, 1995.
- Ortiz, M., J. I. Gonzalez, J. Reyes, C. Nava, E. Torres, G. Saenz y J. Arrieta**, Field survey report and numerical simulation of the October 9th 1995 Jalisco-Colima tsunami, *GEOS, UGM-resúmenes*, 15, No.2, 158, 1996.

- Reid, I.D.**, The Rivera plate: a study in seismology and tectonics, *Ph.D. Thesis, University of California, San Diego, California.*, 1976.
- Reyes, A., J. N. Bruen, and C. Lomnitz.** Source mechanism and aftershock study of the Colima, Mexico earthquake of January 30, 1973, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 69, 1819-1840, 1979.
- Singh, S. K., J. Haskov,** On moment magnitude scale, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 70, 379-383, 1980.
- Singh, S. K., L. Ponce, and P. Nishenko,** The great Jalisco, Mexico, Earthquakes of 1932: Subduction of the Rivera plate, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 75, 1301-1313, 1985.
- Suárez, G., V. García-Acosta, and R. Gaulon,** Active crustal deformation in the Jalisco Block, Mexico: evidence for a great historical earthquake in the 16th century, *Tectonophysics*, 234, 117-127, 1994.
- Suárez, G., and J.L. Nábělek,** The 1967 Caracas earthquake: fault geometry, direction of rupture propagation and seismotectonics implications. *J. of Geophys. Res.*, 95, 17,459-17,474, 1990.
- Wiens, D. A.,** Bathymetric effects on body waveforms from shallow subduction zone earthquakes and application to seismic processes in the Kurile trench, *J. of Geophys. Res.*, 94, 2955-2972, 1989.

AGRADECIMIENTOS

Quisiera agradecer al posgrado en Geofísica de la UNAM, por permitirme realizar mis estudios de maestría. Al Dr. Gerardo Suárez por su apoyo como tutor en la maestría y director del trabajo de tesis, así como por el apoyo económico otorgado durante los estudios de la maestría. Al Dr. Javier Pacheco por sus invaluable horas de apoyo y asesorías, sin los cuales este trabajo no hubiera sido posible.

A los Dres. Shri Krishna y Marco Guzmán por formar parte de mi comité asesor durante los estudios de maestría. Y a los integrantes del jurado, Dres. Carlos Valdés, Javier Pacheco, Vladimir Kostoglodov y William Bandy por sus comentarios y revisiones del trabajo de tesis.

Al DMC de IRIS, por proporcionarme eficientemente los datos necesarios para realizar este trabajo de tesis. Al CONACYT por financiar parcialmente mis estudios de maestría.

A Dr. Luis Quintanar, Gustavo Malave y Caridad Cárdenas por su apoyo en el manejo del programa computacional JHD. Y al Dr. Carlos Valdés por permitirme participar en el SSN. Además al personal del Posgrado, Norma Bravo, Araceli, y Maru por su ayuda y apoyo en todos los trámites requeridos. Así como a los Dres. Ramón Zúñiga y Rosa Ma. Prol., por el apoyo brindado como coordinadores del posgrado. A Enedina Martínez, por haberme facilitado el contacto con el Dr. Suárez y por toda la ayuda proporcionada en estos últimos años. A Estebán y Manuel, por ayudarme con tantos problemas de cómputo. A Françoise C. por su ayuda con el Latex.

A los compañeros del Departamento de Sismología, Alexei Gorvatov, Jaime Dominguez, Miguel A. Santoyo, Mario Islas, Carlos Fuentes, Alejandro (Capi), Alejandra Arciniega, Guillermo Pomposo, Antonio P. Soto, Manuel, Gerardo Santos, Marco (Choco), Hugo Monsalve,...

A mis amigos, Francisco Ayala, Agustín y Laura, Bobby y Trinidad, Renato Castro, Elvira, Martín M. Medrano, Malena, Carlos Ortíz, Frank, Omar Delgado? y Libertad, Guadencio y María, Pedro M., G. Galindo... por su apoyo.