

03060

1

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO

**Dirección General de Estudios de Posgrado
Programa de Posgrado en Ciencias de la Tierra
Entidad: Instituto de Geofísica**

**POSIBLES ESCENARIOS DE RUPTURA DURANTE EL
SISMO DE JALISCO DEL 9 DE OCTUBRE DE 1995 ($M_w=8.0$)
Y SUS IMPLICACIONES**

**TESIS PARA OBTENER EL GRADO DE:
MAESTRO EN CIENCIAS**

**PRESENTA:
ZOILA ROSA BERNAL CARRERA**

Ciudad Universitaria

Julio, 2000.

280887



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.

INDICE

RESUMEN	2
1. INTRODUCCION	4
2. ANALISIS COMPARATIVO DEL CONTENIDO ESPECTRAL DE LAS SEÑALES TELESISMICAS DE LOS SISMOS DE MICHOACAN (1985, Mw 8.0, Ms 8.1) Y JALISCO (1995, Mw 8.0, Ms 7.3)	
2.1 Introducción	9
2.2 Método	11
2.3 Búsqueda, análisis y selección de datos	12
2.4 Conclusiones.	18
3. LA DISTRIBUCION DE LOS DESLIZAMIENTOS DURANTE EL SISMO DEL 9 DE OCTUBRE DE 1995, DE COLIMA-JALISCO, MEXICO, (Mw 8.0, Ms 7.3)	
3.1 Introducción	22
3.2 Cálculo de las deformaciones superficiales	24
3.3 Verificación de los modelos existentes	28
3.4 Inversión de datos de GPS y de mareógrafos. Posibles escenarios de ruptura	29
3.4.1 Datos	30
3.4.2 El problema directo	31
3.4.3 Método de Inversión y resultados	31
3.4.4 Discusión.	35
4. INVERSION DE DATOS SISMICOS REGIONALES Y POSIBLE ESCENARIO DE RUPTURA COSISMICO.	
4.1 Introducción.	39
4.2 Datos	41
4.3 Modelo de velocidades y sismogramas sintéticos.	41
4.4 Inversión y resultados.	42
4.5 Discusión.	48
5. CONCLUSIONES.	50
6. REFERENCIAS.	54

RESUMEN

En este trabajo analizamos algunos aspectos de la ruptura del sismo de Colima-Jalisco del 9 de octubre de 1995, (M_w 8.0, M_s 7.3), a fin de ubicarlo tectónicamente en relación a los grandes eventos sísmicos de 1932 (3 de junio, $M_w \sim 8.0$, M_s 8.1; 18 de junio, M_s 7.8) que ocurrieron en la misma región.

Una revisión de los catálogos de los temblores mexicanos sugiere que la disparidad entre las magnitudes M_w y M_s del sismo de 1995 (M_w 8.0, M_s 7.3) es anómala, porque en general se tiene $M_s = M_w \pm 0.3$. Para estudiar esta disparidad con más detalle, realizamos un análisis comparativo entre las señales sísmicas de este evento y las del sismo de Michoacán, del 19 de septiembre de 1985 (M_w 8.1, M_s 8.0). Los resultados muestran que el sismo de Colima-Jalisco es sistemáticamente deficiente en las frecuencias cercanas a los 0.05 Hz (que es donde se mide la magnitud M_s), y tiene un máximo alrededor de 10 s de período. Este análisis sugiere que el sismo de 1995, en comparación con el de 1985, fue un sismo más lento, cuya ruptura, muy probablemente, se extendió hasta la superficie cerca de la trinchera.

Basados en esta suposición estudiamos la distribución de los deslizamientos en la falla para el evento de 1995. El modelo de falla estimado por Mendoza y Hartzell (1999), mediante inversión de datos telesísmicos, muestra que la ruptura se extendió hasta la trinchera. Este modelo difiere del obtenido, mediante inversión de datos de GPS, por Melbourne et al. (1997). Verificamos el ajuste entre los vectores de deformación superficial predichos, por los dos modelos de deslizamientos, y los medidos por los GPS. Como lo esperábamos, el modelo de Melbourne et al. (1997) ajusta mejor los datos de GPS. Sin embargo ninguno de los dos modelos logra explicar la subsidencia cosísmica, reportada por Filonov (1994) y Ortiz et al. (2000), en Barra de Navidad y Manzanillo. Esto muestra la deficiencia del modelo cosísmico de Mendoza y Hartzell (1999). La incapacidad del modelo de Melbourne et al. (1997) para explicar los datos subsidencia se puede atribuir a: 1) que el ajuste y resolución del modelo es insuficiente, y/o 2) la naturaleza cosísmica de estos datos. Realizamos una nueva inversión de los deslizamientos utilizando los datos de GPS y los valores de subsidencia cosísmica. El nuevo modelo es sustancialmente diferente de los modelos de Mendoza y Hartzell

(1999) y de Melbourne et al. (1997). Este modelo muestra dos regiones de máximo desplazamiento: una frente a las costas de Barra de Navidad, de alrededor de 9 m, y otra frente a CHAM, de alrededor de 5 m. Deslizamientos de ~1 m se producen cerca de la trinchera. Nuestro modelo muestra que la inversión Melbourne et al. (1997) no es estable, pues la inclusión de dos nuevos datos cambia sustancialmente la configuración de los deslizamientos en la falla.

Con el propósito de verificar si los datos telesísmicos de onda P y los sismogramas a distancias regionales producen el mismo resultado, invertimos 5 sismogramas filtrados de la red regional de banda ancha. La distribución de los deslizamientos en la falla es similar al modelo (también cosísmico) de Mendoza y Hartzell (1999) pero con un momento sísmico más pequeño (4×10^{27} dinas-cm vs. 8×10^{27} dinas-cm). Su resultado muestra dos regiones de máximo deslizamiento próximas a la trinchera. Este modelo explicaría la diferencia observada entre las magnitudes M_s y M_w para este sismo. Sin embargo, los dos modelos cosísmicos de deslizamiento no pueden explicar los datos de subsidencia cosísmica en Barra de Navidad y Manzanillo. Concluimos que la distribución de deslizamientos obtenida mediante la inversión de diferentes conjuntos de datos, por separado, no está bien restringida. Probablemente una nueva inversión que incluya todo el conjunto de datos disponibles mejoraría los resultados obtenidos.

Para el evento de 1932 la diferencia entre M_s y M_w no es significativa. Este resultado sugiere que el sismo de 1932 no es un sismo lento, y que su ruptura no alcanzó hasta la trinchera. Además, considerando la gran diferencia entre la longitud de ruptura de los eventos de 1932 (~280 km) y la longitud de ruptura del sismo de 1995 (~150 km), podemos concluir que el sismo de 1995 no fue una repetición de los eventos de 1932. Desafortunadamente, una descripción más detallada de la relación entre los eventos de 1932 y el sismo de 1995 queda todavía sin resolver.

POSIBLES ESCENARIOS DE RUPTURA DURANTE EL SISMO DE JALISCO DEL 9 DE OCTUBRE DE 1995 ($M_w = 8.0$) Y SUS IMPLICACIONES

1. INTRODUCCION

La historia sísmica de una región es fundamental para comprender la sismotectónica y para la estimación del peligro sísmico. La región de Colima-Jalisco, México, ha sido sacudida por dos grandes episodios sísmicos en este siglo.

El 3 de junio de 1932, un sismo de gran magnitud, $M_s = 8.2$ (Abe, 1981), $M_w \approx 8.1$ (Kanamori, 1977; Anderson et al., 1989), junto con su réplica del 18 de junio del mismo año, $M_s = 7.8$, $M_w \approx 7.8$ (Abe, 1981), causaron cuantiosos daños en la región. El segundo sismo más importante de este siglo, ocurrió el 9 de octubre de 1995 $M_s = 7.3$ y $M_w = 8.0$ (Harvard CMT catalog). Con miras a entender el proceso de ruptura de estos grandes temblores para una mejor estimación del peligro sísmico en esta región, nos interesa conocer si el sismo de 1995 es o no una repetición del sismo de 1932. De esta manera podríamos estimar los períodos de recurrencia de grandes temblores en esta región.

La zona en que ocurren estos terremotos es tectónicamente muy compleja, pues está cerca de la triple unión de las placas de Rivera, Cocos y Norteamérica (ver Figura 1). Los límites y las tasas de convergencia entre estas placas son, en la actualidad, motivo de discusión y estudio (Kostoglodov y Bandy, 1995; DeMets y Wilson, 1997).

Singh et al. (1985), utilizando sismogramas locales y regionales de la red sísmica mexicana concluyeron que el sismo del 3 de junio de 1932 se inició muy cerca de Manzanillo, propagándose hacia el NW, con una longitud de ruptura calculada de 220 km; el ancho de ruptura fue estimado en 80 km. La longitud de ruptura del temblor del 18 de junio de 1932 fue estimada en 60 km. Las réplicas fueron localizadas en su mayor parte fuera de la costa. Considerando esta longitud de ruptura, Singh et al. (1985), concluyeron que una placa joven como la de Rivera puede ocasionar

grandes sismos. Esta conclusión no está afectada por la incertidumbre en la localización de los límites entre las placas de Rivera y Cocos.

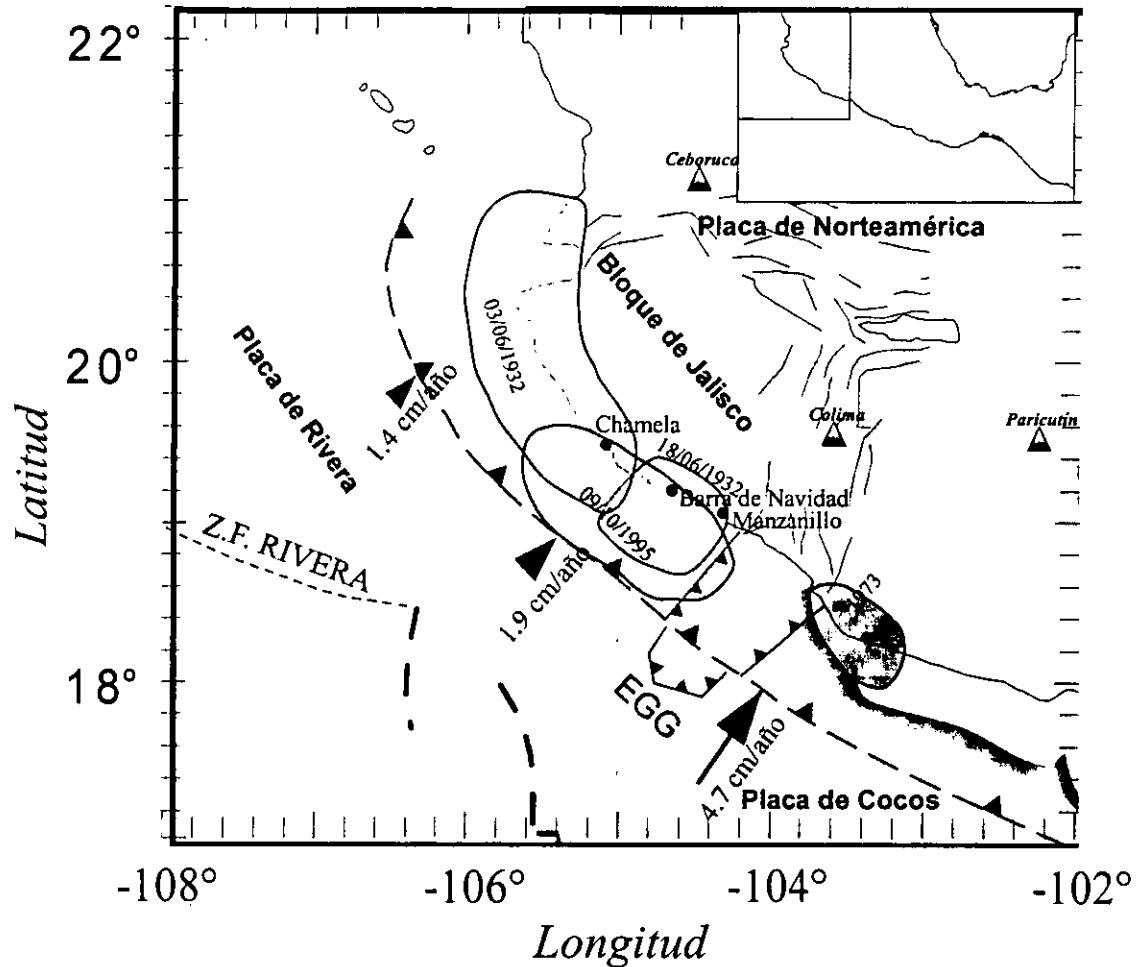


Figura 1. Situación sismotectónica de la región de estudio. Nótese que los límites entre las placas de Cocos y Rivera es incierto. Se muestran las áreas de réplicas de los sismos del 3 y 18 de junio de 1932 y 9 de octubre 1995. Los triángulos indican los volcanes activos. EGG: El Gordo Graben. (Tomado de Kostoglodov y Pacheco, 1999).

Los momentos sísmicos de los eventos de 1932 fueron estimados por Wang et al. (1982), en 9.1×10^{27} dinas-cm (M_w 7.9) para el sismo del 3 de junio y 7.3×10^{27} dinas-cm (M_w 7.8) para el sismo del 18 de junio. Es interesante evidenciar que estos momentos sísmicos fueron calculados en base a ondas de 40 - 50 s de período, lo que ocasionaría que los momentos sísmicos sean subestimados. De hecho, Kanamori (1977), estima la magnitud $M_w \approx 8.1$, del sismo del 3 de junio utilizando el valor promedio del área de réplicas y considerando una magnitud de 100 s de período.

El sismo del 9 de octubre de 1995, también ocurre, en la región de Colima-Jalisco. La magnitud M_s (7.3) de este sismo es mucho menor que su magnitud M_w (8.0) (Harvard CMT Catalog). Esta es una situación inusual para sismos en la trinchera mesoamericana, donde normalmente se tiene $M_w = M_s \pm 0.3$

Diversos autores han estudiado las características de la ruptura del sismo de 1995. Pacheco et al. (1997) hacen un estudio de las réplicas del sismo de 1995 y lo comparan con el de 1932. Este trabajo evidencia diferencias importantes entre los dos sismos, tanto en los sismogramas (registros telesísmicos), como en las áreas de ruptura. Courboux et al. (1997) estudian los detalles de la ruptura de 1995, mediante la deconvolución de ondas superficiales de período largo usando funciones empíricas de Green. Ortiz et al. (1998) analizan los datos de tsunami de este evento para estimar la longitud de la ruptura. Melbourne et al. (1997) utilizan medidas geodésicas para identificar la distribución de deslizamientos en el plano de falla. Mendoza y Hartzell (1999) reconstruyen la historia de la ruptura utilizando registros telesísmicos de ondas P.

Todos los trabajos anteriores coinciden en señalar que la ruptura en 1995 inicia frente a las costas de Manzanillo y se propaga hacia el NW con una longitud de ruptura de aproximadamente 150 km. El problema surge en el momento de identificar la distribución de los deslizamientos en la falla. Por un lado Melbourne et al. (1997), utilizando datos de GPS de una red instalada 7 meses antes del evento principal y que fue reocupada 6 días después del mismo, realizaron una inversión que muestra que las dislocaciones más grandes se localizaron cerca de la costa. Por su parte, Mendoza y Hartzell (1999), analizando registros telesísmicos de ondas P, muestran que las dislocaciones más importantes se produjeron cerca de la trinchera.

Podemos evidenciar entonces, algunas diferencias entre la secuencia de 1932 y el sismo de 1995.

1. La longitud de ruptura de 1932 es significativamente mayor que la de 1995.
2. Para los eventos de 1932 la magnitud $M_w \approx M_s$, mientras que para el sismo de 1995, curiosamente, $M_s = 7.3$ y $M_w = 8.0$

Una posible explicación para la segunda diferencia, es que la ruptura en 1995 se extendió hasta la trinchera, de ahí que fue un sismo tsunamigénico con $M_s < M_w$. Otra posibilidad, es que el momento sísmico para el evento de 1932 esté muy subestimado, en cuyo caso se podría tener también $M_s < M_w$. Esto implicaría que el sismo de 1932 fue mucho más grande (en deformación sísmica total) que el sismo de 1995.

Es interesante anotar que en 1932 la ruptura probablemente no se propagó dentro del continente puesto que existen reportes de subsidencia a lo largo de la costa (*Pacheco et al., 1997*). En este aspecto los eventos de 1932 y 1995 son similares.

Mientras que es difícil mejorar las estimaciones de L , W y M_0 para los eventos de 1932, es desconcertante notar la diferencia en la distribución de los deslizamientos en la falla que han sido reportados para el sismo de 1995 por Melbourne et al. (1997) y Mendoza y Hartzell (1999). ¿Por qué esta diferencia? Notemos que la distribución de los deslizamientos dada por Mendoza y Hartzell (1999), estaría más de acuerdo con $M_s < M_w$, puesto que ambos resultados implican deslizamientos cerca de la trinchera.

En la primera parte de esta tesis, documentamos esta disparidad entre M_s y M_w para el evento de 1995. La mala calidad de los registros de 1932, nos impide hacer comparaciones detalladas entre estos dos episodios sísmicos, de manera que nos vemos obligados a utilizar registros de sismos más recientes. En particular comparamos el sismo de Colima-Jalisco del 9 de octubre de 1995 con el sismo de Michoacán de septiembre 19, de 1985 (M_s 8.1, M_w 8.0) (*Anderson et al., 1989*). Es interesante mencionar que los momentos sísmicos estimados para estos dos eventos son casi iguales ($\approx 1 \times 10^{28}$ dinas-cm) y, por lo tanto, tienen la misma magnitud de momento. Sin embargo, la

magnitud de ondas superficiales M_s , calculada difiere en 0.8. Utilizando el método de cociente espectral de registros telesísmicos, realizamos un análisis comparativo de las fuentes sísmicas. Los resultados muestran que el sismo de Colima-Jalisco es sistemáticamente deficiente en las frecuencias alrededor de 0.05 Hz (que es donde se mide la magnitud M_s), y tiene un máximo alrededor de 0.1 Hz.

En la segunda parte de esta tesis, reestudiamos la distribución de los deslizamientos en la falla. Para este propósito, comparamos las predicciones de Melbourne et al. (1997) y Mendoza y Hartzell (1999) con valores de subsidencia cosísmica registrados en Barra de Navidad y Manzanillo (Filonov, 1994; Ortiz et al., 2000), que no han sido usados anteriormente en otras inversiones. Los resultados obtenidos son insatisfactorios para los dos modelos. De manera que combinamos las deformaciones medidas por GPS (Melbourne et al., 1997), con los dos datos de subsidencia cosísmica para invertir la distribución de los deslizamientos. Luego estimamos la historia de la ruptura, invirtiendo datos regionales de la red sísmica mexicana de banda ancha.

Finalmente, basados en estas inversiones, inferimos escenarios probables de ruptura durante el sismo de 1995 y especulamos sobre su relación con la ruptura de los eventos de 1932.

2. ANALISIS COMPARATIVO DEL CONTENIDO ESPECTRAL DE LAS SEÑALES TELESISMICAS DE LOS SISMOS DE MICHOACAN (1985, M_w 8.0, M_s 8.1) Y JALISCO (1995, M_w 8.0, M_s 7.3)

2.1 INTRODUCCION

Los momentos sísmicos estimados para los sismos de Colima – Jalisco (95/10/09, M_w 8.0, M_s 7.3) y Michoacán (85/09/19, M_w 8.0, M_s 8.1) son casi iguales, $\sim 1 \times 10^{28}$ dinas-cm (Anderson et al., 1989; Harvard CMT Solution). Sin embargo la magnitud de ondas superficiales M_s , calculada para los dos eventos difiere en 0.8. Esta es una situación muy particular (ver Tabla 1), pues en general, para sismos en la trinchera mesoamericana la magnitud $M_s \geq 5.0$ coincide con la magnitud M_w dentro de un rango de ± 0.3 (ver Figura 2). A fin de explicar el comportamiento de las fuentes sísmicas, hacemos un análisis comparativo, entre sismos de igual magnitud M_w pero diferente magnitud M_s . Analizamos dos casos (ver Tabla 2), utilizando el método de cociente espectral de registros telesísmicos.

Tabla 1. Sismos mexicanos de magnitud $M_w > M_s$, periodo 1976 – 1998.

$M_s \geq 5$, Profundidad < 40 km. Datos de Harvard CMT.

No.	Año	Mes	Día	Lat ($^{\circ}$ N)	Lon ($^{\circ}$ W)	Prof (km)	M_w	M_s
1	1979	2	28	17.12	100.92	31.9	5.7	5.2
2	1980	8	2	13.99	93.19	15	5.6	5.1
3	1981	7	21	16.51	98.41	15	5.6	5.2
4	1982	1	2	16.49	99.95	16.8	5.5	5.1
5	1985	9	25	17.93	102.92	22.9	5.7	5.1
6	1985	10	29	17.62	102.05	14.8	5.9	5.4
7	1986	10	21	13.1	90.41	15	5.6	5.2
8	1987	3	12	15.61	94.39	17	6.1	5.6
9	1990	5	1	14.24	92.04	29.8	5.8	5.3
10	1991	4	1	16.7	97.68	39.8	5.8	5.3
11	1993	5	20	13.47	91.41	30.6	5.7	5.3
12	1993	9	11	14.07	92.73	18	5.7	5.3
13	1993	9	14	14.19	93.33	16.3	5.6	5.2
14	1995	10	6	19.15	104.25	17	5.8	5.3
*15	1995	10	9	19.34	104.8	15	8	7.3

16	1995	10	12	18.81	104.07	20	5.9	5.5
17	1996	2	25	16.1	97.74	15	5.9	5.4
18	1996	3	19	16.14	96.79	15	5.8	5.2
*19	1997	7	19	15.86	98.26	15	6.7	6.3
20	1997	9	22	14.29	93.46	28	5.5	5.1
21	1997	12	4	13.56	91.25	36	5.9	5.4
22	1997	12	16	16.43	98.73	16	5.9	5.5
23	1997	12	25	14.15	92.71	33	5.8	5.3
24	1998	5	10	13.59	91.35	25	6.3	5.9

† caso 1 y † caso 2 analizados en este estudio.

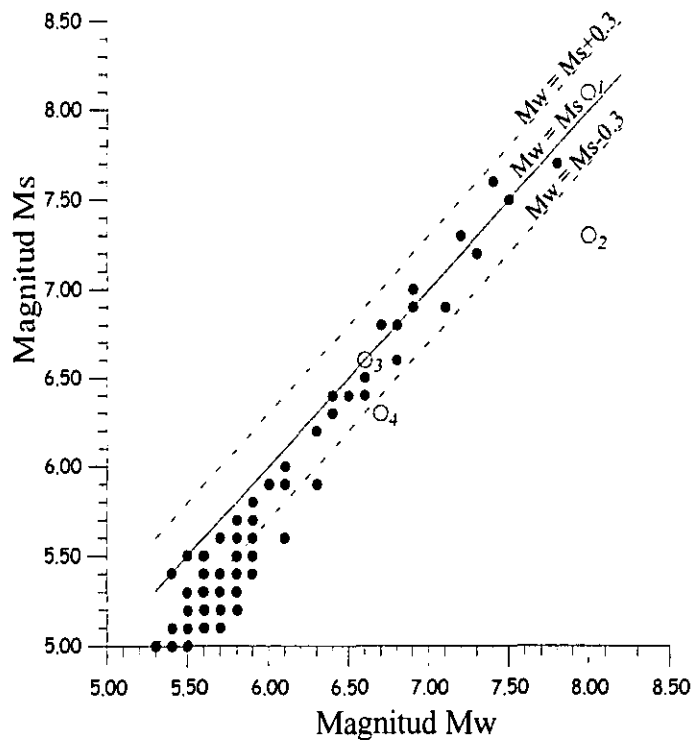


Figura 2. Relación entre M_s vs M_w para sismos mexicanos de subducción, sismos de profundidad menor que 40 km, magnitud $M_s > 5$. Los datos han sido tomados del Catálogo de Harvard CMT, periodo entre enero de 1976 y diciembre 1998 y están listados en la Tabla 1. Los círculos grises indican los eventos analizados en este estudio, los números muestran los sismos que están listados en la Tabla 2.

2.2 METODO

Analizamos el caso de dos sismos que teniendo un momento sísmico similar, presentan diferencias significativas en la magnitud M_s . Para identificar el comportamiento de estas fuentes sísmicas, comparamos el contenido espectral de las señales telesísmicas de los 2 eventos en una misma estación.

En general toda señal sísmica se puede expresar, en el dominio frecuencial, como el producto entre la fuente sísmica, la atenuación sufrida por la señal durante su trayectoria y la respuesta instrumental (Aki y Richards, 1980). Asumimos que las fuentes están localizadas en una misma región. En consecuencia, el cociente espectral de las fuentes sísmicas en una estación dada, puede ser obtenido de la siguiente manera:

$$QS_i(\omega) = \frac{F_{i1}(\omega)}{F_{i2}(\omega)} = \frac{S_{i1}(\omega)}{S_{i2}(\omega)} * \frac{R_{i2}(\omega)}{R_{i1}(\omega)} \quad (2.1)$$

donde :

i indica la estación en la cual se realiza el cociente, $i = 1, \dots, n$.

j indica el sismo, $j = 1, 2$.

QS_i = Cociente Espectral en la i -ésima estación.

F_{ij} = Fuente del j -ésimo sismo vista por la estación i -ésima

S_{ij} = señal registrada del j -ésimo sismo en la i -ésima estación.

R_{ij} = respuesta instrumental de la i -ésima estación durante el registro del j -ésimo sismo.

Dado que en general se tienen n estaciones que cuentan con registros telesísmicos de los 2 eventos, la determinación del cociente espectral final, QS , es un promedio ponderado de los n cocientes obtenidos.

$$QS(\omega) = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \tau_i(\omega) QS_i(\omega) \quad (2.2)$$

donde, el peso τ_i depende del rango de frecuencias, considerado válido en la i -ésima estación, es decir:

$$\tau_i(\omega) = \begin{cases} 1 & \omega_{i1} \leq \omega \leq \omega_{i2} \\ 0 & \text{en otro caso} \end{cases} \quad (2.3)$$

El método del cociente espectral para registros telosísmicos elimina la corrección por la atenuación y reduce el problema a la determinación de la respuesta instrumental.

2.3 BUSQUEDA, ANALISIS Y SELECCION DE DATOS

A fin de realizar el análisis espectral, se seleccionaron 2 casos típicos. El primer caso, considera el sismo de Michoacán, 85/09/19, M_w 8, M_s 8.1 y el sismo de Colima-Jalisco, 95/10/09, M_w 8, M_s 7.3. Para el segundo caso fueron seleccionados, el sismo del 93/10/24, M_w 6.6, M_s 6.6 y el sismo del 97/07/19, M_w 6.7, M_s 6.3; ver Tabla 2. En los dos casos se comparan sismos de subducción que han tenido lugar frente a las costas mexicanas en los últimos 15 años, ver Figura 3.

Tabla 2. Sismos de subducción, considerados en este estudio, periodo 1976 - 1998. Datos de Harvard CMT.

CASO1: 951009 / 850919						
No	Fecha	Lat ($^{\circ}$ N)	Lon ($^{\circ}$ W)	Prof (km)	M_w	M_s
1	1985 09 19	17.91	101.99	21.3	8.0	8.1
2	1995 10 09	19.34	104.8	15	8.0	7.3
CASO2: 970719 / 931024						
No	Fecha	Lat ($^{\circ}$ N)	Lon ($^{\circ}$ W)	Prof (km)	M_w	M_s
3	1993 10 24	16.77	98.61	21.8	6.6	6.6
4	1997 07 19	15.86	98.26	15	6.7	6.3

Los registros telosísmicos fueron seleccionados de la base de datos de IRIS; las estaciones utilizadas en este estudio, se muestran en la Figura 4.

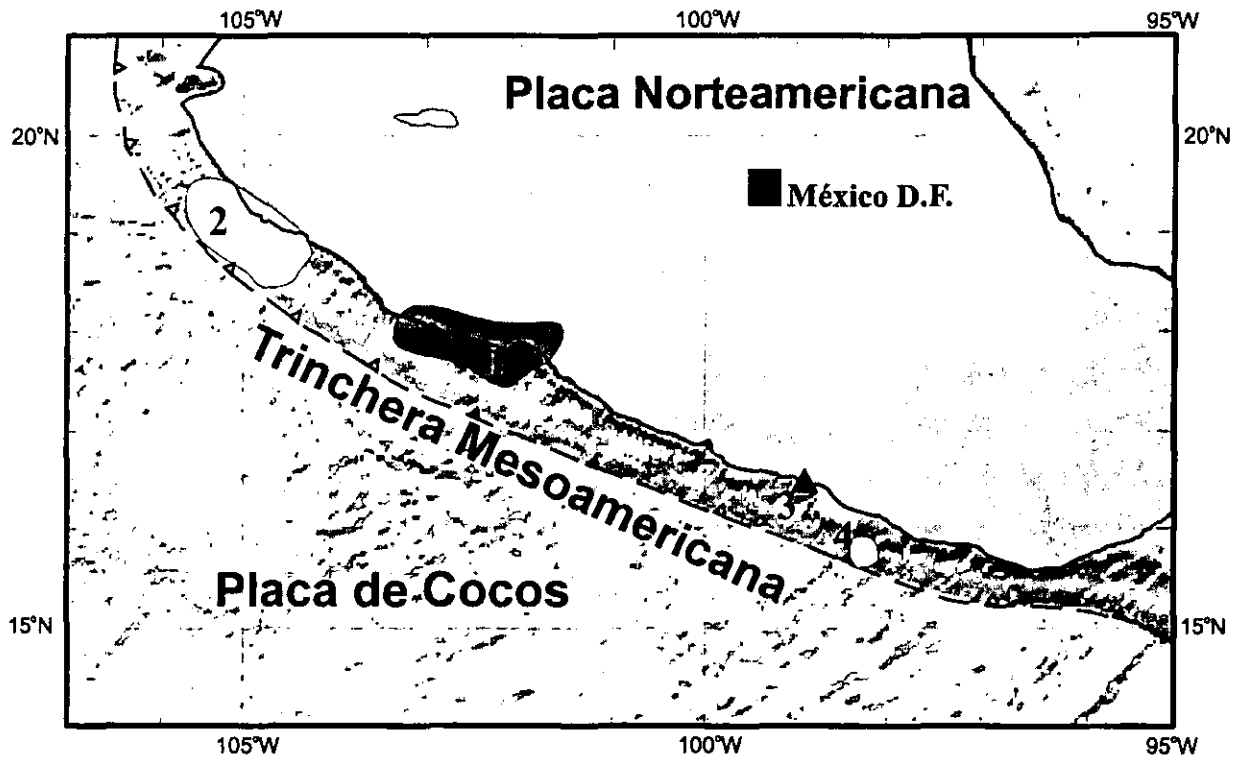


Figura 3. Mapa de México que muestra las áreas de réplicas o epicentros de los sismos de subducción considerados en este estudio. Los eventos están listados en la Tabla 2.

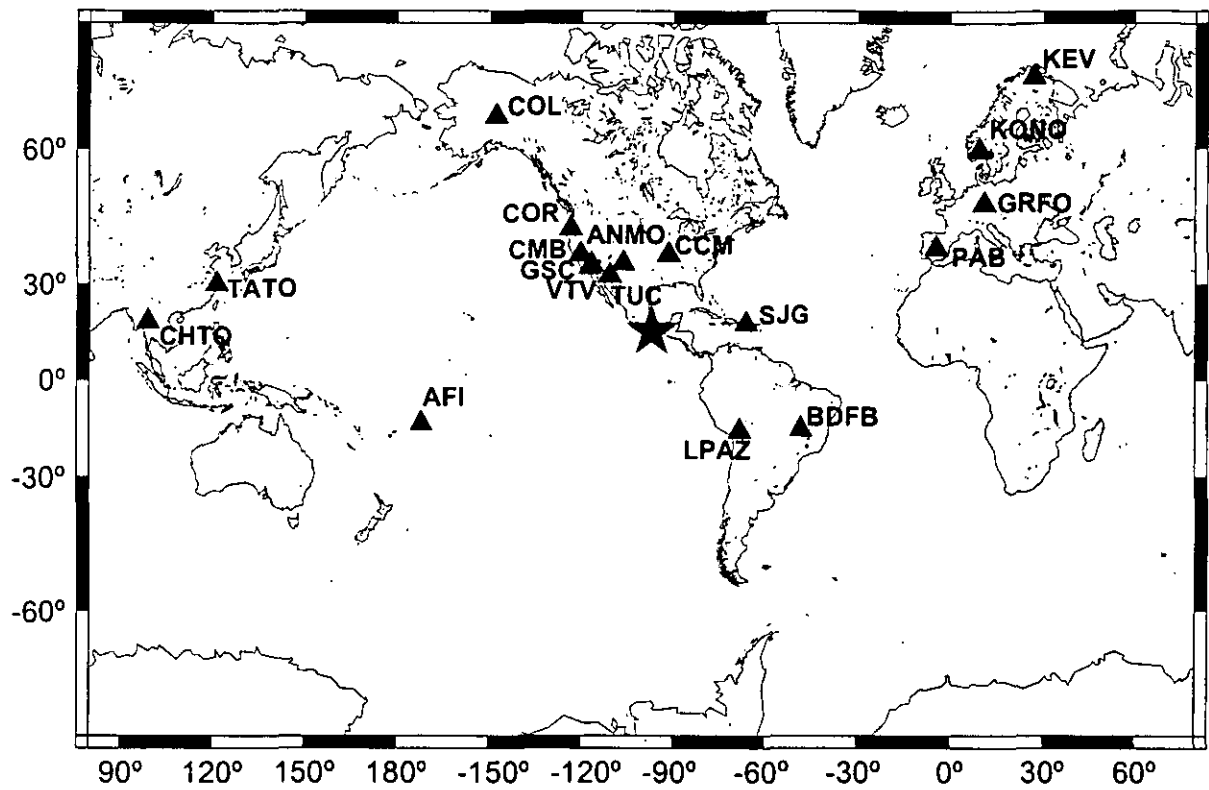


Figura 4. Mapa de estaciones de IRIS utilizadas en este estudio. Los triángulos negros indican las estaciones y la estrella la zona de estudio.

En cada caso se buscaron primero las estaciones en las cuales los dos sismos habían sido registrados. Luego para cada sismo, se realizó un análisis minucioso, estación por estación, a fin de determinar un rango de frecuencias válido por estación. Esta determinación se hizo considerando dos criterios:

1. Intervalo de frecuencias donde la razón señal sobre ruido en la estación sea mayor que uno.
2. Rango de frecuencias donde el instrumento tenga una respuesta plana.

De esta manera se tiene un intervalo de frecuencias que satisface las dos condiciones anteriores para el primer sismo y otro intervalo para el segundo sismo, en la *i-ésima* estación. El rango final válido para la estación es la intersección de estos intervalos. En la Figura 5 se muestra como ejemplo, el análisis realizado en el caso 1, para la estación COL.

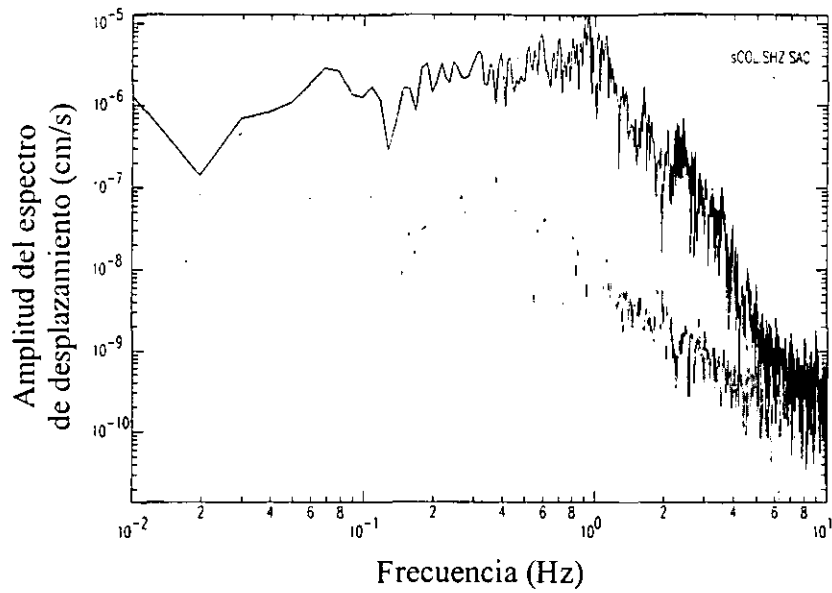
A fin de ampliar al máximo la ventana de observación se trabajó con 2 canales de registro de la señal: LHZ (1 muestra por segundo) y BHZ (20 muestras por segundo). Esto nos permite ver las frecuencias hasta 0.25 Hz y hasta 5 Hz respectivamente. Las Tablas 3 y 4 muestran las estaciones utilizadas en cada caso y los rangos de frecuencias con que se trabajó para cada una de ellas.

Tabla 3.- Estaciones utilizadas en el estudio del caso 1 y los rangos de frecuencias válidos por estación

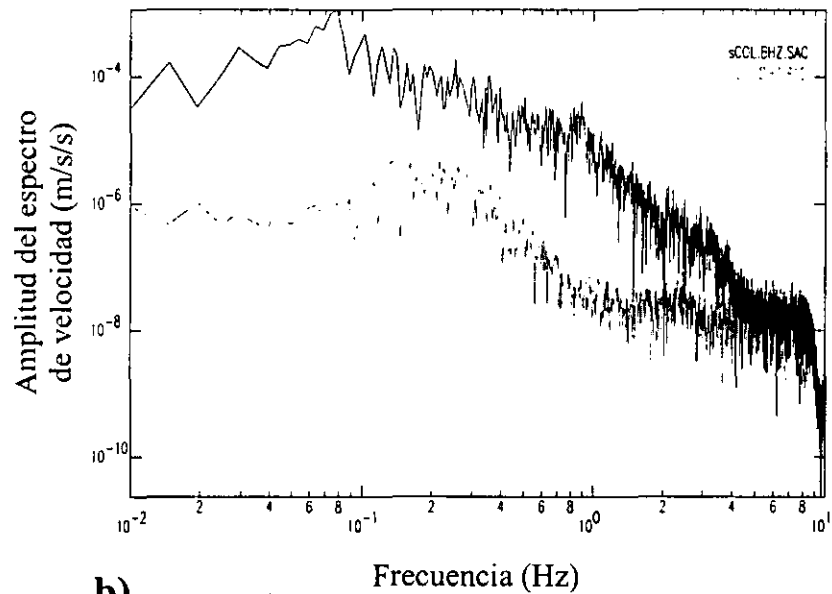
CASO 1: 951009 / 850919			
CANAL LHZ			
<i>Estación</i>	<i>Distancia (km)</i>	<i>Azimuth (°)</i>	<i>Frecuencias</i>
CHTO	15.292	328	[0.01, 0.2]
GRFO	10.086	36	[0.01, 0.2]
TATO	13.267	313	[0.01, 0.1]
CANAL BHZ			
AFI	8.382	249	[0.04, 2]
BDFB	7.066	118	[0.04, 3]
CHTO	15.292	328	[0.04, 2]
COL	6.170	338	[0.04, 4]
KEV	9.488	15	[0.04, 3]
KONO	9.458	28	[0.04, 3]

Tabla 4.- Estaciones utilizadas en el estudio del caso 2 y los rangos de frecuencias válidos por estación.

CASO 2: 970719 / 931024			
CANAL LHZ			
<i>Estación</i>	<i>Distancia (km)</i>	<i>Azimuth (°)</i>	<i>Frecuencias</i>
ANMO	13.809	24.5	[0.003, 0.4]
BDFB	16.424	16.5	[0.003, 0.1]
CCM	13.954	9	[0.002, 0.4]
CMB	12.810	33	[0.003, 0.4]
COLA	9.495	23	[0.003, 0.2]
COR	12.105	30	[0.005, 0.2]
GSC	13.248	32	[0.003, 0.4]
LPAZ	18.578	266	[0.006, 0.4]
PAB	9.944	311	[0.006, 0.2]
SJG	15.881	334	[0.002, 0.2]
TUC	13.847	30	[0.002, 0.4]
VTV	13.280	33	[0.01, 0.4]
CANAL BHZ			
BDFB	16.424	265	[0.02, 1]
CMB	12.810	33	[0.02, 1.2]
COLA	9.495	23	[0.02, 1.2]
COR	12.105	30	[0.02, 1]
LPAZ	18.578	266	[0.02, 1.2]
PAB	9.944	311	[0.01, 1]
SJG	15.881	334	[0.02, 1]



a)



b)

Figura 5. Determinación del rango de frecuencias válido para la estación COL en el caso 1: 951009/850919. a) Análisis de señal-ruido para la estación durante el sismo de 1985. Línea negra espectro de la señal. Línea gris espectro del ruido. b) Análisis de señal-ruido para la estación durante el sismo de 1995. Línea negra espectro de la señal. Línea gris espectro del ruido.

2.4 CONCLUSIONES

En las Figuras 6 y 7 se observan los cocientes espectrales obtenidos para los casos 1 y 2. Los resultados muestran en ambos casos, que los sismos de magnitud M_s menor son deficientes en las frecuencias alrededor de 0.05 Hz (que es donde se mide la magnitud M_s) y tienen un máximo alrededor de 10 segundos de período.

El cociente espectral 951009/850919 es aproximadamente 0.25 cerca de 0.03 Hz y 0.5 en 0.05 Hz (20 s de período), en concordancia con la constatación de que $M_s < M_w$. En la Figura 8, comparamos las componentes verticales filtradas, de los sismogramas de los eventos de 1985 y 1995, en la estación CHTO. En cada caso, las señales han sido corregidas por la respectiva respuesta instrumental. Es interesante ver que cuando el sismograma es filtrado entre 50 y 20 s, la amplitud de la señal del sismo de 1995 disminuye considerablemente en relación con la de 1985. Para las frecuencias más bajas, sismogramas filtrados entre 100 y 50 s, la amplitud de la señal del sismo de 1995 crece aunque sin alcanzar las amplitudes del sismo de 1985. Lo anterior está de acuerdo con lo encontrado en el cociente espectral (Figura 5) para estas bandas de frecuencias.

Pacheco et al. (1997), comparan una porción de sismogramas que muestra ondas superficiales, para los eventos del 3 de junio de 1932 y del 9 de octubre de 1995. Se puede constatar que el máximo de amplitud, cerca de los 20 s de período, durante el sismo de 1995 es solamente $\sim 1/3$ del de 1932. Evidentemente este resultado es similar al mostrado en la Figura 8.

Dado que el momento sísmico es igual ($M_0 = 1 \times 10^{28}$ dinas-cm) para los sismos de 1985 y 1995, esperaríamos que el cociente espectral sea aproximadamente uno cuando la frecuencia tiende a cero. Sin embargo este cociente es solamente alrededor de 0.35 en la frecuencia de 0.02 Hz, lo cual nos lleva a pensar que podría haber ocurrido un movimiento lento a períodos más grandes que 50 s.

En conclusión, el hecho de que para el sismo de 1995 la magnitud M_s sea mucho menor que la magnitud M_w , sugiere que se trata de un sismo tsunamigénico cuya ruptura alcanzó hasta la trinchera. Adicionalmente, cerca de los 8s de período, el cociente espectral es mayor que uno. Esto

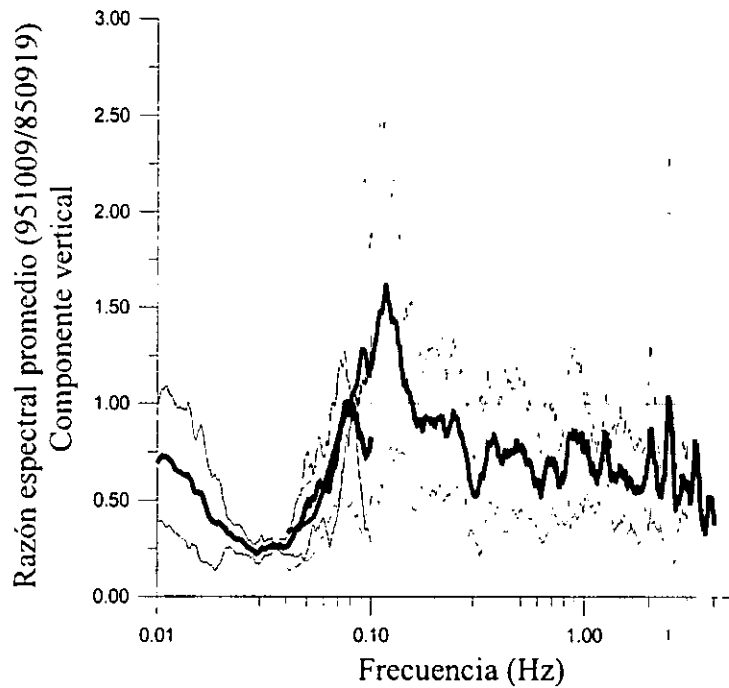


Figura 6. Cociente espectral promedio 951009/850919. Componente vertical. La línea gruesa indica el promedio y las líneas más tenues, el promedio $\pm 1\sigma$.

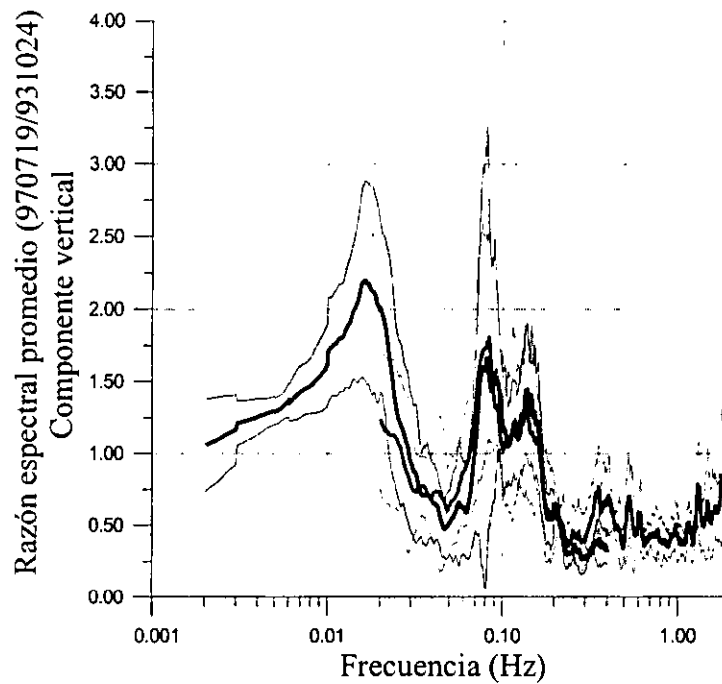
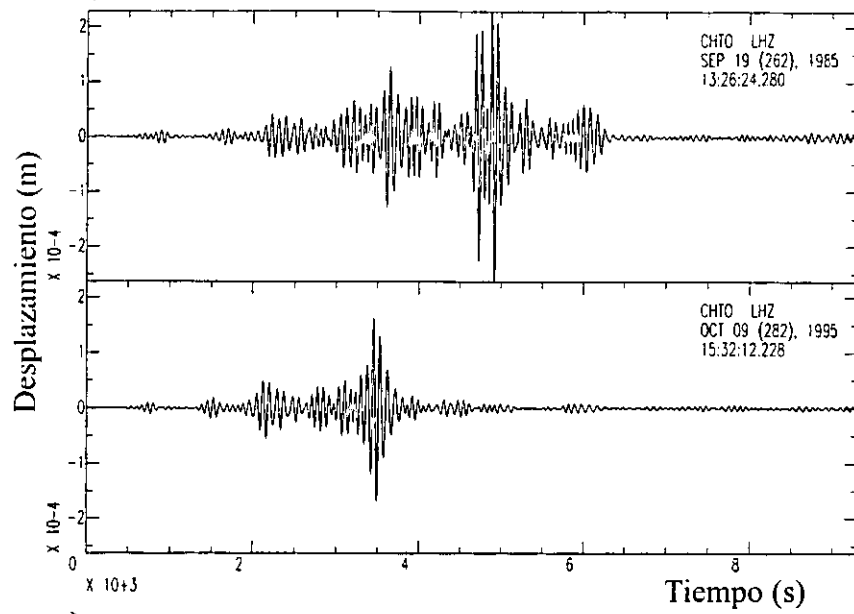
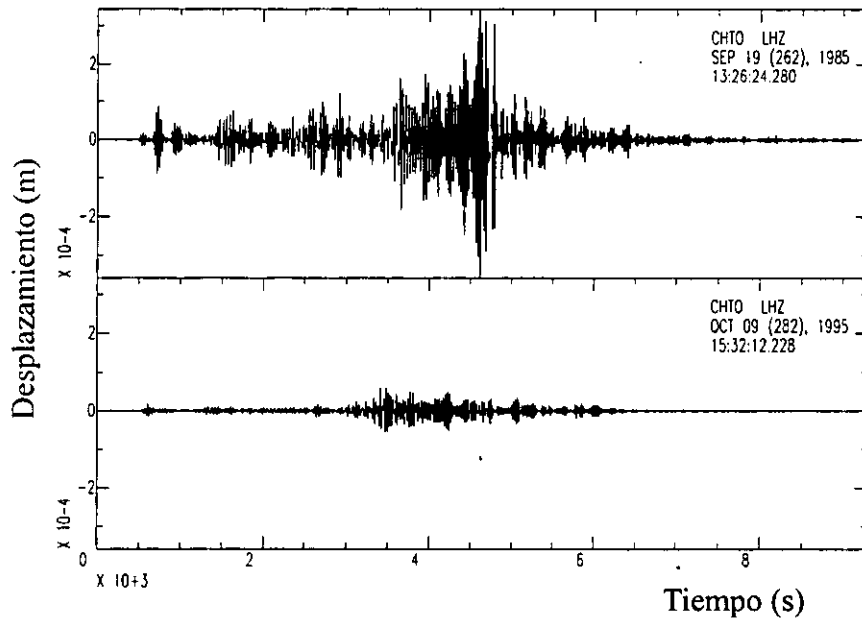


Figura 7. Cociente espectral promedio 970719/931024. Componente vertical. La línea gruesa indica el promedio y las líneas más tenues, el promedio $\pm 1\sigma$.



a)



b)

Figura 8. Componente vertical de los sismogramas de los eventos de 1985/09/19 (Michoacán) y 1995/10/09 (Jalisco), en la estación CHTO. Las señales han sido filtradas: a) entre 100 y 50s y b) entre 50 y 20s.

podría estar relacionado con ondas atrapadas en el prisma de acreción, o en la columna de agua, ya que son este tipo de ondas las que logran excitar estos períodos (*ver: Ihmlé y Madariaga, 1996; Shapiro et al., 1998*).

3. LA DISTRIBUCION DE LOS DESLIZAMIENTOS DURANTE EL SISMO DEL 9 DE OCTUBRE DE 1995, DE COLIMA-JALISCO, MEXICO, (*M_w 8.0, M_s 7.3*)

3.1 INTRODUCCION

Existen tres elementos que nos hacen pensar que el sismo de Jalisco es un sismo lento cuya ruptura se extendió hasta la trinchera. Estos tres elementos son: 1) Las deficiencias encontradas en el contenido espectral de la fuente del sismo de Jalisco, para las frecuencias entre 0.02 y 0.05 Hz (ver Figura 6). 2) El máximo espectral que se evidencia alrededor de 0.12 Hz (ver Figura 6) y 3) El hecho de que este sismo produjo un importante tsunami (*Ortiz et al., 1996*).

Diversos trabajos anteriores han estudiado las características de la fuente del sismo de 1995 usando: (a) ondas superficiales y de cuerpo (*Courboux et al., 1997; Escobedo et al., 1998; Mendoza y Hartzell, 1999*), (b) mediciones geodésicas, GPS (*Melbourne et al., 1997*) y (c) datos de tsunami (*Ortiz et al., 1998*). Todos los trabajos coinciden en estimar una longitud de ruptura de alrededor de 150 km y en señalar una directividad NW de propagación de la misma. El problema surge en el momento de identificar la distribución de los deslizamientos en la falla (ver Figura 9). Por un lado, *Melbourne et al. (1997)*, utilizando datos GPS de una red instalada 7 meses antes del evento principal y que fue reocupada 6 días después del mismo, realizaron una inversión que muestra que las dislocaciones más grandes en el plano de falla, se localizaron cerca de la costa. Por otra parte, *Mendoza y Hartzell (1999)*,

El propósito de este trabajo es discutir estos escenarios de ruptura para el sismo de Colima-Jalisco, plantear posibles explicaciones de estas discrepancias y reestimar la distribución de los deslizamientos usando registros sísmicos regionales.

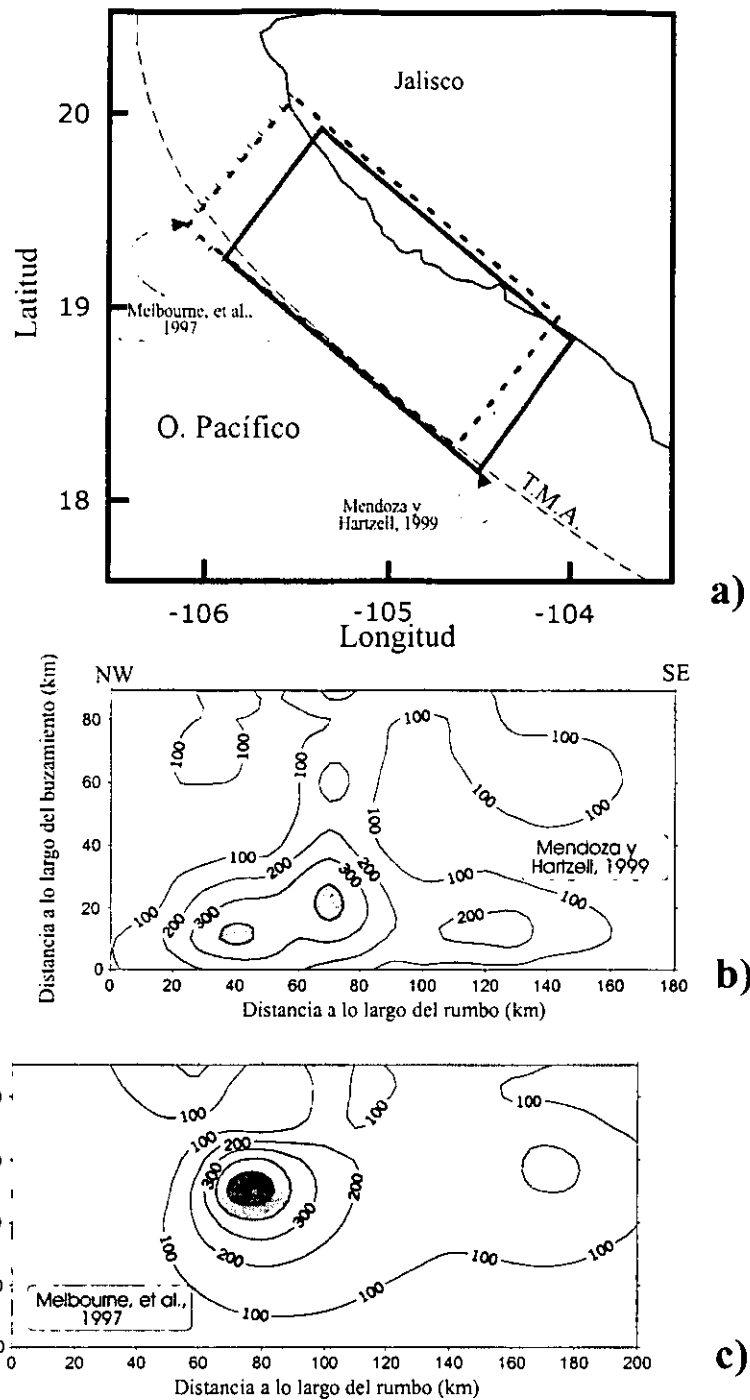


Figura 9. a) Mapa de la región mostrando las localizaciones de las zonas de ruptura del sismo de Colima-Jalisco, 1995; según diferentes autores. b) Distribución de deslizamientos modelado por Mendoza and Hartzell (1999). c) Distribución de deslizamientos modelado por Melbourne et al. (1997). Modificado de Ortiz et al. (2000).

3.2 CÁLCULO DE LAS DEFORMACIONES SUPERFICIALES

Con el propósito de explicar las diferencias observadas entre los modelos propuestos por Melbourne et al. (1997) y por Mendoza y Hartzell (1999), se realizó el cálculo directo de las deformaciones en superficie, utilizando las expresiones dadas por Okada (1992), para una fuente rectangular finita en un semiespacio homogéneo.

Para la determinación de las deformaciones superficiales, se consideró la geometría, la ubicación y el número de subfallas en el plano de falla asumidos por cada autor. Se digitalizaron los modelos de falla propuestos para disponer de los valores de desplazamientos en cada subfalla. Luego se procedió al cálculo estático de las deformaciones superficiales que se esperarían en cada punto donde se disponía de una estación GPS.

De esta manera, si tenemos n subfallas, la deformación superficial D^i en un punto i es la suma de las n -contribuciones de deformación, d_j^i , que hacen cada subfalla.

$$D^i = \sum_{j=1}^n d_j^i \quad (3.1)$$

Como se muestra en la Figura 10, el modelo propuesto por Melbourne et al. (1997), ajusta mejor que el de Mendoza y Hartzell (1999), los deslizamientos observados en superficie por los GPS. Esto es de esperarse dado que el modelo de Melbourne et al. (1997) se obtuvo invirtiendo estos mismos datos.

Las diferencias entre las deformaciones superficiales calculadas para el modelo de Mendoza y Hartzell (1999) y el de Melbourne et al. (1997), no son atribuibles al modelo simplificado de falla inversa en un semiespacio homogéneo (Okada, 1992). Para probarlo se realizó un cálculo independiente de las deformaciones estáticas, utilizando una aproximación en el dominio de la frecuencia (Cotton y Campillo, 1995; Hernandez et al., 1999), restringida para el caso de frecuencia cero. Este método realiza el cálculo de las funciones de Green (funciones de transferencia) para un semiespacio con estratificación horizontal.

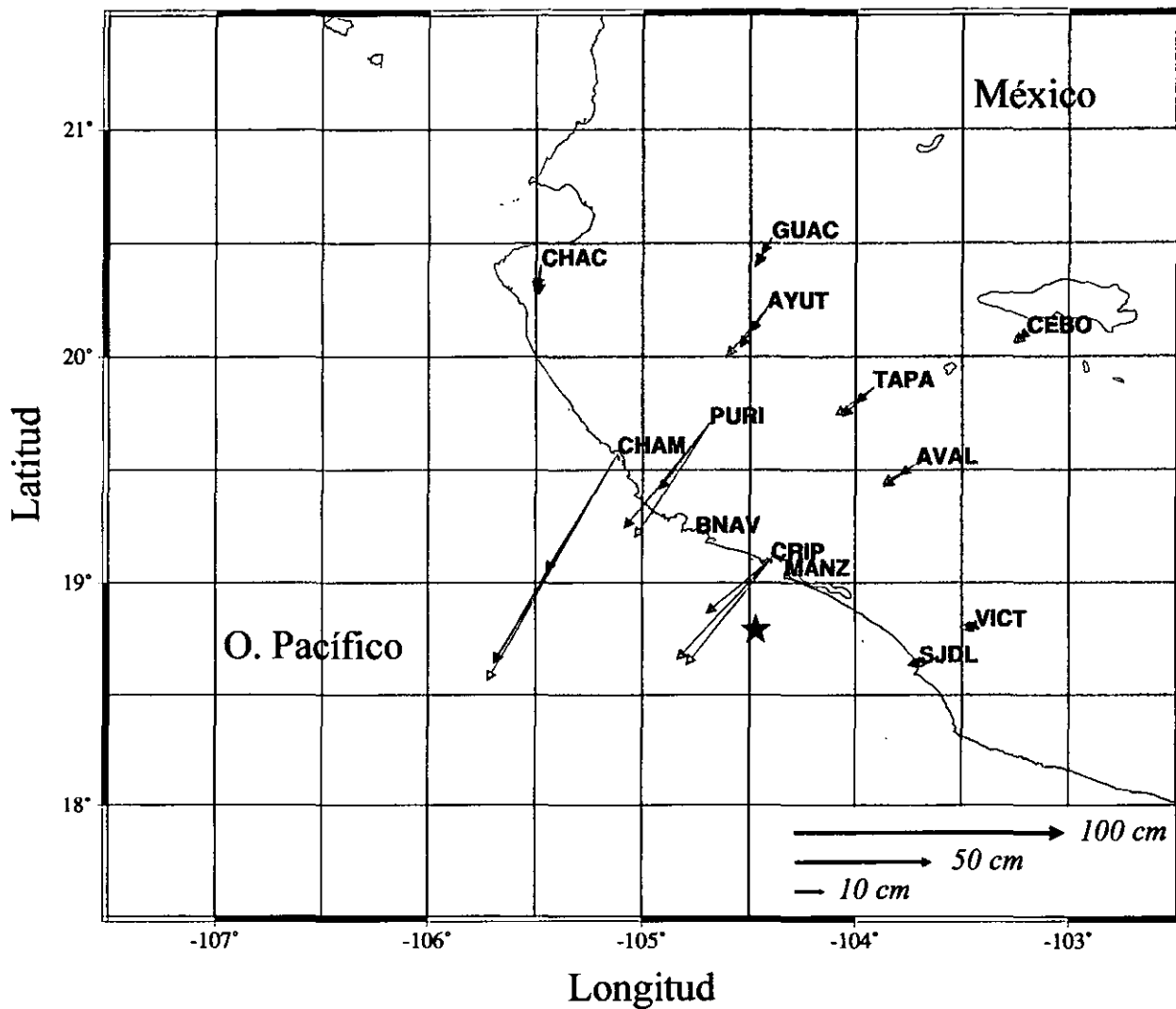


Figura 10. Vectores de deformación horizontal observados y calculados, para el sismo de Colima-Jalisco, 1995. Las flechas rojas indican los vectores de deformación medidos por GPS. Las flechas verdes indican las deformaciones calculadas utilizando el modelo de Mendoza y Hartzell (1999). Las flechas azules indican las deformaciones calculadas con el modelo de Melbourne et al. (1997). La estrella indica el epicentro del evento.

Como en el caso anterior, el plano de falla es subdividido en n -subfallas, y la deformación superficial D^i en un punto i , es la suma lineal de las contribuciones de las n -subfallas. En este cálculo particular, consideramos el modelo de falla propuesto por Mendoza y Hartzell (1999) y el modelo de corteza utilizado por Escobedo et al. (1998), mostrado en la Tabla 5.

Tabla 5.- Modelo de corteza, tomado de Escobedo et al. (1998).

Espesor (m)	α (m/s)	β (m/s)	ρ (kg/m ³)	Qp	Qs
9000	5690	3370	2580	300	300
9700	6270	3540	2950	500	500
18000	6710	3820	3040	500	500
	8000	4520	3300	500	500

De esta manera, con dos métodos diferentes, calculamos las deformaciones superficiales que se esperarían para una misma distribución de dislocaciones.

En la Figura 11, se puede observar que las diferencias entre los vectores son muy pequeñas y podrían ser explicadas considerando los siguientes factores:

1. El método de cálculo es completamente diferente. El de Okada (1992), es un método analítico exacto, mientras que el otro (Cotton y Campillo, 1995) es una suma numérica.
2. El primer método considera un semiespacio homogéneo y el segundo un semiespacio con estratificación horizontal.
3. La geometría de la falla no es exactamente igual en los dos casos. Esto debido a que se utilizan proyecciones diferentes.

Se puede resaltar que las diferencias relativas son más importantes para las estaciones más lejanas. El hecho de que la fuente sea poco profunda (17 km, determinado con datos locales), implica que el deslizamiento tuvo lugar sobre todo en la primera capa considerada. Por lo tanto hay muy poco efecto debido a la estratificación. Por otra parte en el modelo cortical utilizado, el contraste de

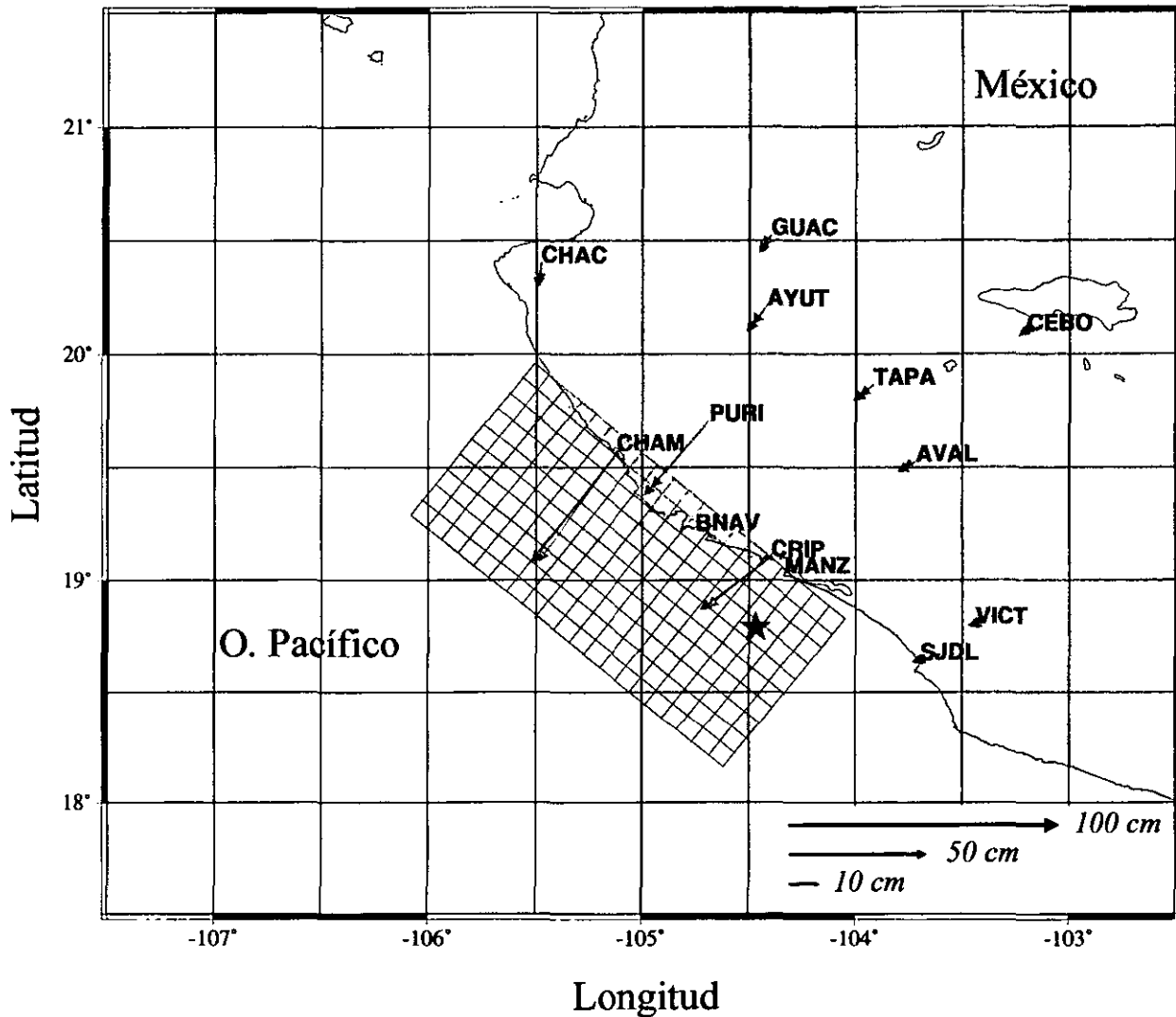


Figura 11. Vectores de deformación superficial calculados para el modelo de Mendoza y Hartzell (1999), por dos métodos diferentes. Las flechas verdes muestran los vectores obtenidos utilizando las expresiones de Okada (1992), para una falla finita en un semiespacio homogéneo. Las flechas rojas muestran las deformaciones calculadas utilizando una aproximación en el dominio de la frecuencia (Cotton and Campillo, 1995; Hernandez et al., 1999) restringida para el caso de frecuencia cero. Este último método, realiza el cálculo de las funciones de Green, para un semiespacio con estratificación horizontal.

velocidades no es grande y por lo tanto la estratificación tiene menos influencia de la que podría esperarse.

Una hipótesis para explicar las diferencias encontradas en los vectores calculados para los modelos de Mendoza y Hartzell (1999), y Melbourne et al. (1997), es la siguiente: El primer modelo, por la naturaleza de los datos utilizados, registros telesísmicos de ondas P, muestra desplazamientos cosísmicos. En tanto que el segundo modelo, muestra los desplazamientos presísmicos, cosísmicos y postsísmicos. Esto sucedería porque los datos usados para su inversión son mediciones de GPS, hechas en estaciones que fueron reocupadas 6 días después del evento principal.

Esta hipótesis podría apoyarse en el hecho de que en otras regiones del mundo, se ha reportado hasta un 25% de desplazamiento postsísmico en los primeros días después del sismo principal, en las estaciones de GPS donde se concentra el máximo de desplazamiento cosísmico (Heki et al., 1997).

La dirección de los vectores observados y calculados con los dos métodos, coincide en todos los casos excepto para la estación CRIP, donde se evidencia una desviación hacia el NW del vector calculado con respecto a la observación de GPS. La discrepancia fundamental es la magnitud de los vectores calculados para el modelo de Mendoza y Hartzell (1999), que son en promedio un 40% menores que los observados por GPS. Notemos que el momento sísmico calculado para el modelo de Mendoza y Hartzell (1999), es de 8.3×10^{27} dinas-cm, es menor que el momento calculado por Harvard CMT (1.15×10^{28} dinas-cm).

3.3 VERIFICACION DE LOS MODELOS EXISTENTES

Una manera de probar la hipótesis anterior es utilizar los datos de subsidencia cosísmica en Barra de Navidad (aproximadamente en el centro de la ruptura) y Manzanillo (esquina sureste de la zona de ruptura), presentados por Kostoglodov et al. (1997) y Ortiz et al. (2000) (ver también Filonov, 1997), para compararlos con los desplazamientos superficiales calculados en los mismos puntos, utilizando las expresiones dadas por Okada (1992).

Los resultados obtenidos son insatisfactorios para los dos modelos. Los valores de deformación vertical estimados en ambos casos, son significativamente menores que los valores observados en Barra de Navidad (ver Tabla 6). En Manzanillo el error de estimación, por exceso o defecto, es del orden del 35%. Esta situación nos lleva a proponer y discutir nuevos escenarios de, ruptura para el sismo de Colima-Jalisco, 1995.

Tabla 6.- Deformaciones verticales observadas y calculadas para el modelo de Mendoza y Hartzell (1999; Modelo 1), y para el modelo de Melbourne et al. (1997; Modelo 2).

Estación	Latitud (°N)	Longitud (°W)	Levantamiento observado (cm)	Levantamiento calculado para Modelo1 (cm)	Levantamiento calculado para Modelo 2 (cm)
SBE42-Navidad	19.1710	104.7464	-40±2.3	-5.7	-1.5
Mareógrafo – Manzanillo	19.0640	104.2978	-11.8±1.3	-7.4	-15.8

3.4 INVERSION DE DATOS DE GPS Y DE MAREOGRAFOS. POSIBLE ESCENARIO DE RUPTURA.

La incapacidad de los modelos existentes para explicar los datos de subsidencia cosísmica en Barra de Navidad y Manzanillo, nos lleva a plantear y discutir nuevos escenarios de ruptura para el sismo de Colima-Jalisco, 1995. En este sentido, intentamos mejorar el modelo de falla que muestra el deslizamiento, realizando una inversión que utiliza los datos de GPS y de mareógrafos presentados por Melbourne et al. (1997) y Ortiz et al. (2000), respectivamente. Cabe reiterar que los datos de GPS pueden introducir algo de la deformación postsísmica mientras que los datos de subsidencia corresponden a la deformación cosísmica.

El problema de inversión consiste en minimizar la diferencia entre los valores observados en superficie y las deformaciones calculadas en el problema directo con un método determinado. Nosotros realizamos dos procesos de inversión diferentes a fin de determinar dos escenarios de ruptura: 1) cosísmico-postsísmico, y, 2) estrictamente cosísmico. En cada inversión consideramos: un problema directo diferente; un conjunto diferente de datos observados y un método de inversión diferente, pero con igual geometría del plano de falla.

3.4.1 DATOS

Para esta inversión utilizamos los valores de deformación superficial medidos por GPS presentados por Melbourne et al. (1997) y los datos de subsidencia cosísmica de Ortiz et al. (2000). Se invierten las tres componentes de los vectores GPS, en 11 estaciones, y los dos datos de deformación vertical de Barra de Navidad y Manzanillo. Se dispone en total de 35 valores observados, los cuales son mostrados en la Tabla 7.

Tabla 7.- Desplazamientos medidos, en milímetros. N, E, V representa norte, este y vertical.

Estación	Desplazamientos GPS (mm)					
	N	Nerr	E	Eerr	V	Verr
AVAL*	-72.2	3.2	-124.7	16.4	-37.8	33
AYUT*	-160.8	8.8	-137	25	-111	87.6
CEBO*	-34	5.2	-50.5	14.4	-5	37.8
CHAC*	-99.8	8.2	-25.6	25.8	-23.1	54.4
CAHM*	-836	6.4	-479.1	24	-209	47.2
CRIP*	-392.8	2.2	-315.2	7	-80.3	14.8
GUAC*	-104.6	5.4	-59.3	12.6	-47.5	34
PURI*	-417.9	4.6	-274.6	13.2	-104	30.6
SJDL*	0.6	5.4	-10	18.2	-37.5	28
TAPA*	-99.6	6.4	-138	22.8	-52.3	48
VICT*	-3.2	2.4	-27.8	8	-54.3	22.4
	Desplazamientos verticales (mm)					
BANV‡	----	----	----	----	-400	23
MANZ‡	----	----	----	----	-118	13

*Tomado de Melbourne et al. (1997); ‡Tomado de Ortiz et al. (2000).

3.4.2 EL PROBLEMA DIRECTO

El problema directo utiliza el cálculo analítico de las deformaciones superficiales para un semiespacio homogéneo, planteado por Okada (1992), tal como se presenta en 3.2.

El mecanismo focal reportado por Harvard CMT Catalog es: rumbo $\phi=302^{\circ}$, buzamiento $\delta=9^{\circ}$ y el ángulo de deslizamiento $\lambda=92^{\circ}$. Es bien conocido que la estimación de δ no es confiable (Eissler et al., 1986). En lo siguiente tomaremos $\phi=309^{\circ}$, $\delta=16^{\circ}$ (Bandy et al., 1999) y $\lambda=90^{\circ}$. El plano de falla considerado es de 200 km en la dirección del rumbo, 100 km en la dirección del buzamiento. El punto sureste del plano de falla (ver Figura 13) tiene coordenadas 18.95° , -104.05° y está localizado a 30 km de profundidad. Dividimos el plano de falla en 200 subfallas cada una de 10 km x 10 km.

3.4.3 METODO DE INVERSION Y RESULTADOS

El problema inverso busca minimizar la diferencia entre los datos observados y los calculados. El problema que nos ocupa es lineal, lo que sugeriría una minimización por mínimos cuadrados. Sin embargo no la hemos utilizado debido a que los parámetros a invertir (los deslizamientos en cada subfalla) son definidos positivos. Cabe recordar que el criterio de mínimos cuadrados está justificado por la hipótesis de que todas las fuentes de error presentes en el problema deben ser modeladas usando funciones de Gauss (Tarantola, 1987). En nuestro caso la condición de positividad sobre los parámetros está en contradicción con dicha hipótesis. Esta situación podría ser resuelta tomando el logaritmo de los parámetros definidos positivos para crear unos nuevos parámetros cuya densidad de probabilidad *a priori* sería Gaussiana. El nivel de error que esto introduciría dentro de la inversión no se justifica, pues además, como el problema es subdeterminado no encontramos una única solución que lo minimice sino un conjunto de soluciones mínimas.

Utilizamos para la inversión un método de búsqueda semi-global, la técnica de Montecarlo. Básicamente esta técnica consiste en que dado un modelo, éste es alterado de manera aleatoria, hasta lograr que la función de costo sea suficientemente pequeña.

En nuestro caso el problema directo planteado por Okada (1992) calcula las deformaciones que se producirían en superficie suponiendo que ocurre un deslizamiento en un plano de falla dado.

Como ya indicamos en 3.2, trabajamos con un plano de falla rectangular que es dividido en un conjunto de n subfallas. De manera que la deformación superficial D^i en un punto i es la suma de las contribuciones de deformación, d_j^i , que hace cada subfalla.

$$D^i = \sum_{j=1}^n d_j^i \quad (3.1)$$

Así, las incógnitas de la inversión son los deslizamientos en cada subfalla y, evidentemente, el número de parámetros del problema es el número de subfallas en que se divide el plano de falla. El hecho de que el número de incógnitas del problema sea superior al número de datos observados que se disponen, hace que el problema de inversión esté subdeterminado con el consiguiente problema de no unicidad de la solución.

El esquema de inversión es el siguiente:

1. Consideramos un modelo inicial de deslizamientos en la falla, representado por un vector V_o de n componentes.
2. Se genera un vector V_a de n números aleatorios entre -1 y 1 y se calcula su norma $|V_a|$.
3. El vector de parámetros del modelo inicial, V_o será perturbado mediante la suma de la multiplicación del vector unitario $V_a / |V_a|$ por un valor real característico U que representa el paso máximo de búsqueda en torno al modelo inicial. Se genera así un vector V_{trial} que contiene los parámetros del modelo modificado.

$$V_{trial} = V_o + U * \frac{V_a}{|V_a|} \quad (3.2)$$

4. Se calcula el momento total, Mo_{trial} , para el modelo modificado de falla y dado que conocemos el momento sísmico, Mo , del evento que nos ocupa, establecemos la condición siguiente:

- Si $0.8*Mo < Mo_{trial} < 1.2*Mo$ continuamos con el proceso. Si no, regresamos a 2. para generar un nuevo conjunto de números aleatorios.

5. Para el modelo modificado, se calculan las deformaciones superficiales utilizando las relaciones de Okada (1992) para obtener una matriz D_c , que contiene las deformaciones en cada punto i de la superficie.

$$D_c = g(V_{trial}) = \begin{bmatrix} D_{ci}^N & D_{ci}^E & D_{ci}^V \end{bmatrix}_{m \times 3} \quad (3.3)$$

donde:

D_{ci} es el vector de deformación superficial calculado en el punto i , $i=1, \dots, m$.

m es el número de puntos en superficie donde se calcula la deformación.

g es el funcional que relaciona los parámetros del modelo y su respuesta teórica (problema directo).

6. Se calcula la función de costo. En nuestro caso, la función de costo a minimizar es una norma L_2 , que mide la diferencia entre los valores observados y los calculados mediante el problema directo.

$$C_{trial} = f(D_o, D_c(V_{trial})) = \sum_{i=1}^m e_i \quad (3.4)$$

donde:

$D_o = \begin{bmatrix} D_{oi}^N & D_{oi}^E & D_{oi}^V \end{bmatrix}_{m \times 3}$ es la matriz que contiene los vectores de deformación observados, D_{oi} .

$e_i = \left(\sum_{j=1}^3 (D_{oi}^j - D_{ci}^j)^2 \right)^{1/2}$ es el error en cada punto de observación.

7. Si la función de costo C_{trial} , es menor que un cierto valor C_t , el modelo modificado es aceptado y se substituye el modelo inicial con el nuevo modelo. Si la función de costo no mejoró, se procede a una nueva perturbación del modelo inicial hasta que se tenga un nuevo modelo que cumpla el nivel de error permitido. Todo modelo que satisfaga la condición $C_{trial} < C_t$, será guardado.
8. De esta manera, la técnica de Montecarlo, genera un conjunto de soluciones suficientemente grande del cual extraemos un modelo promedio, verificando siempre que dicho modelo cumpla con el nivel de error permitido.

A fin de probar la unicidad de la solución se intentaron diversos procesos de inversión para diferentes modelos iniciales V_θ . Los resultados en general son congruentes.

Nuestro proceso de inversión considera $C_t = 0.55$, que es el error que nosotros calculamos para el modelo de Melbourne et al. (1997). Se exploró un conjunto de 2×10^6 modelos y se obtuvo 1374 que satisfacen el nivel de error permitido. La solución que se presenta en las Figuras 12 y 13, es el promedio de estos modelos. El momento sísmico del nuevo modelo es 1.12×10^{28} dinas-cm y tiene 0.47 de error total.

Como es evidente la resolución de nuestro modelo (Figura 12b), es mejor alrededor de las áreas de máximo desplazamiento, que coinciden con los máximos de deformación superficial observados. En general podemos decir que la inversión está dominada por estos máximos. Cinco estaciones: BANV (Barra de Navidad); MANZ (Manzanillo); CHAM; CRIP y PURI, predominan por la magnitud relativa de sus deformaciones con respecto a las de las estaciones más lejanas. En donde además, los errores de observación en vertical son demasiado grandes, como se puede observar en la Tabla 7.

3.4.4 DISCUSION

El nuevo modelo de deslizamiento ajusta bien los vectores observados por los GPS y las medidas de deformación vertical en Manzanillo y Barra de Navidad. El modelo estima para estas estaciones 12.2 cm y 39.8 cm de subsidencia, respectivamente, los cuales están dentro de los rangos de error de las deformaciones verticales observadas por los mareógrafos, ver Tabla 7.

Se puede observar que la resolución del modelo es mejor para las regiones de máximo desplazamiento y que esta decrece con la profundidad. El inicio de la ruptura coincide con un desplazamiento de alrededor de 2 metros, propagándose luego hacia el nor-oeste con un máximo de desplazamiento; alrededor de 9 metros, frente a Barra de Navidad aproximadamente a 18 km de profundidad. Mas adelante se tiene también un desplazamiento importante frente a CHAM, con un máximo de alrededor de 6 metros, un resultado que coincide con lo encontrado por Melbourne et al. (1997). Seguramente la falta de datos entre Barra de Navidad y CHAM, hace que los máximos desplazamientos se vean como dos manchas separadas. Muy probablemente existió más bien, una amplia región del plano de falla (alrededor de 80 km) que tuvo desplazamientos muy grandes y donde se produjo la mayor liberación de energía. Esto coincide con lo encontrado por Courboux et al. (1997), quienes muestran que la mayor liberación de energía se produjo a una distancia de entre 75 y 150 km del inicio de la ruptura. Cabe señalar que las características fundamentales de la inversión, tanto en la forma del modelo de ruptura obtenido como en su resolución, son independientes de los valores de partida escogidos para los parámetros del problema.

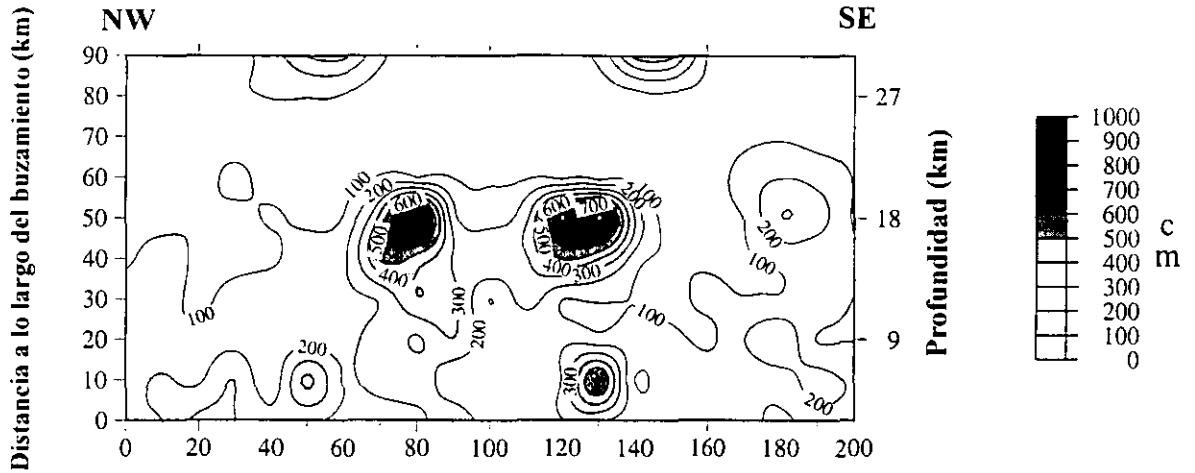
El nivel de error entre los vectores de deformación superficial medidos por GPS y los calculados por nuestro modelo (0.468 m) es menor que el error (0.55 m) que se obtiene con los vectores calculados con el modelo de Melbourne et al. (1997). El momento sísmico calculado para nuestro modelo es 1.12×10^{28} dinas-cm, mientras el modelo de Melbourne et al. (1997), subestima el momento sísmico, 8.8×10^{27} dinas-cm.

Es interesante señalar que esta inversión muestra desplazamientos no despreciables dirigidos hacia la trinchera, en donde además la resolución del modelo es aceptable. Este resultado está de acuerdo

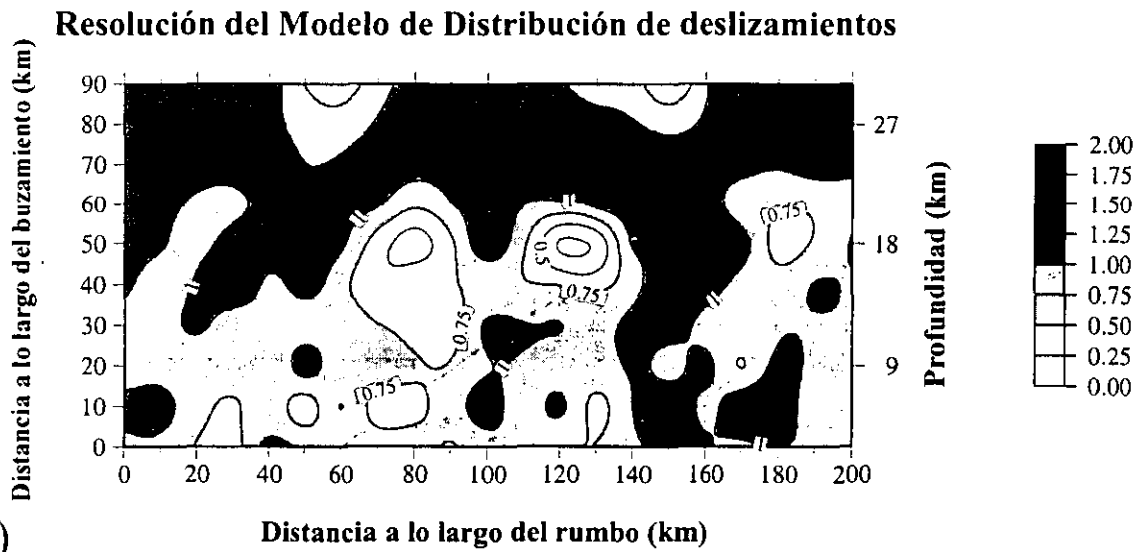
con nuestras constataciones acerca del carácter "lento" del sismo de Colima – Jalisco y con el hecho de que solamente un sismo con desplazamientos suficientemente grandes ubicados cerca de la trinchera está en capacidad de producir un tsunami (*Ortiz et al., 2000*) de la magnitud que se tuvo en 1995.

Debemos recalcar que las diferencias entre los resultados mostrados en la Figura 9c (*Melbourne et al., 1997*) y la Figura 12 (nuestra inversión) son debidas únicamente a la inclusión de los datos de subsidencia cosísmica en Barra de Navidad y Manzanillo. Además, los niveles de error obtenidos en ambos casos se pueden considerar igualmente aceptables. Esto muestra que en realidad el problema está subdeterminado y que se necesitarían mayor número de observaciones a fin de garantizar la unicidad de la solución. Además cabe recordar que los datos de GPS usados, en la inversión pueden incluir efectos postsísmicos (de alrededor de 6 días), de tal suerte que los resultados no corresponden, estrictamente, al proceso cosísmico.

Sismo de Colima-Jalisco, Distribución de deslizamientos



a)



b)

Figura 12. a) Distribución de deslizamientos en el plano de falla localizado en la figura 13, para el sismo de Colima-Jalisco, 1995. Modelo promedio obtenido mediante la inversión de datos de GPS y de mareógrafos, utilizando la técnica de Montecarlo. Las líneas de contorno indican la amplitud del deslizamiento y se muestran cada 100cm. b) Resolución del modelo (modelo promedio dividido para la desviación estándar). Las líneas de contorno se muestran cada 0.25.

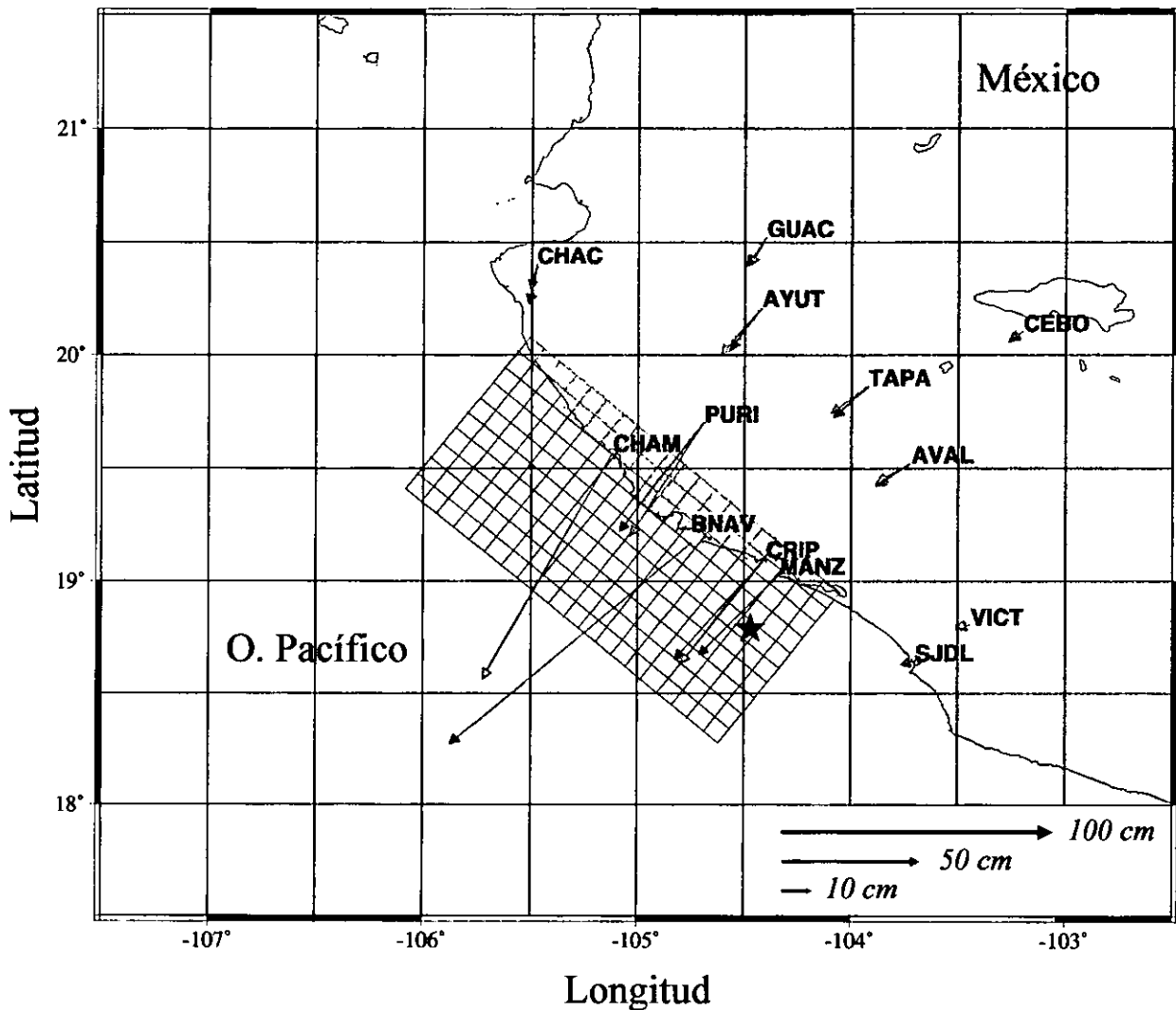


Figura 13. Deformaciones horizontales calculadas para el modelo de la figura 12. Las flechas rojas indican los vectores de deformación horizontal medidos por los GPS. Las flechas azules muestran los vectores de deformación horizontal calculados para el modelo de la figura 12. Nótese que para la estación CHAM, el vector observado prácticamente coincide con el vector calculado. Para los mareógrafos de BNAV (Barra de Navidad) y MANZ (Manzanillo) no se dispone de deformación horizontal observada, por esta razón solamente aparece el vector calculado. La retícula muestra la localización del plano de falla utilizado para obtener el modelo de la figura 12.

4. INVERSION DE LOS DATOS SISMICOS REGIONALES Y POSIBLE ESCENARIO DE RUPTURA COSISMICO.

4.1 INTRODUCCION

Nos interesa identificar, de la manera más clara posible, los deslizamientos cosísmicos en el plano de falla para el sismo de Colima-Jalisco, 1995. Por esta razón, utilizamos 5 registros regionales de banda ancha (ver Figura 14) para estudiar la historia de la ruptura de este sismo mediante una inversión en el dominio de la frecuencia. El esquema de inversión está descrito en Cotton y Campillo (1995) y consiste básicamente en minimizar, en el dominio de la frecuencia, la diferencia entre los sismogramas observados y los sintéticos.

El hipocentro y el tiempo de origen (18.79° N; 104.47° W; 17 km; 15:35:51.4) del sismo fueron determinados mediante datos locales (Pacheco et al., 1997).

Igual que en el caso anterior, asumimos un plano de falla rectangular, 200 km en la dirección del rumbo ($\phi=309^{\circ}$), y 100 km en la dirección del buzamiento ($\delta=16^{\circ}$), y un ángulo de deslizamiento de 90° . La falla ha sido discretizada en 32 subfallas cuadradas, 8 en la dirección del rumbo y 4 en la dirección del buzamiento (Figura 14). El esquema de inversión utilizado para la estimación de los deslizamientos, el tiempo de subida (rise time) y el tiempo de ruptura asociados a cada subfalla, minimiza la diferencia entre los sismogramas observados y los sintéticos en el dominio de la frecuencia (Cotton y Campillo, 1995). La función de fuente asociada a cada elemento de la falla es una función escalón suavizada en desplazamientos, cuya amplitud final es el deslizamiento final en el elemento de falla. La variación del tiempo de ruptura fija esta función en tiempo. El tiempo de subida, que corresponde a la duración local de la ruptura, modula la duración en tiempo de la función de fuente.

Sismo de Colima-Jalisco
(9 de Octubre de 1995, M_w 8.0, M_s 7.3)

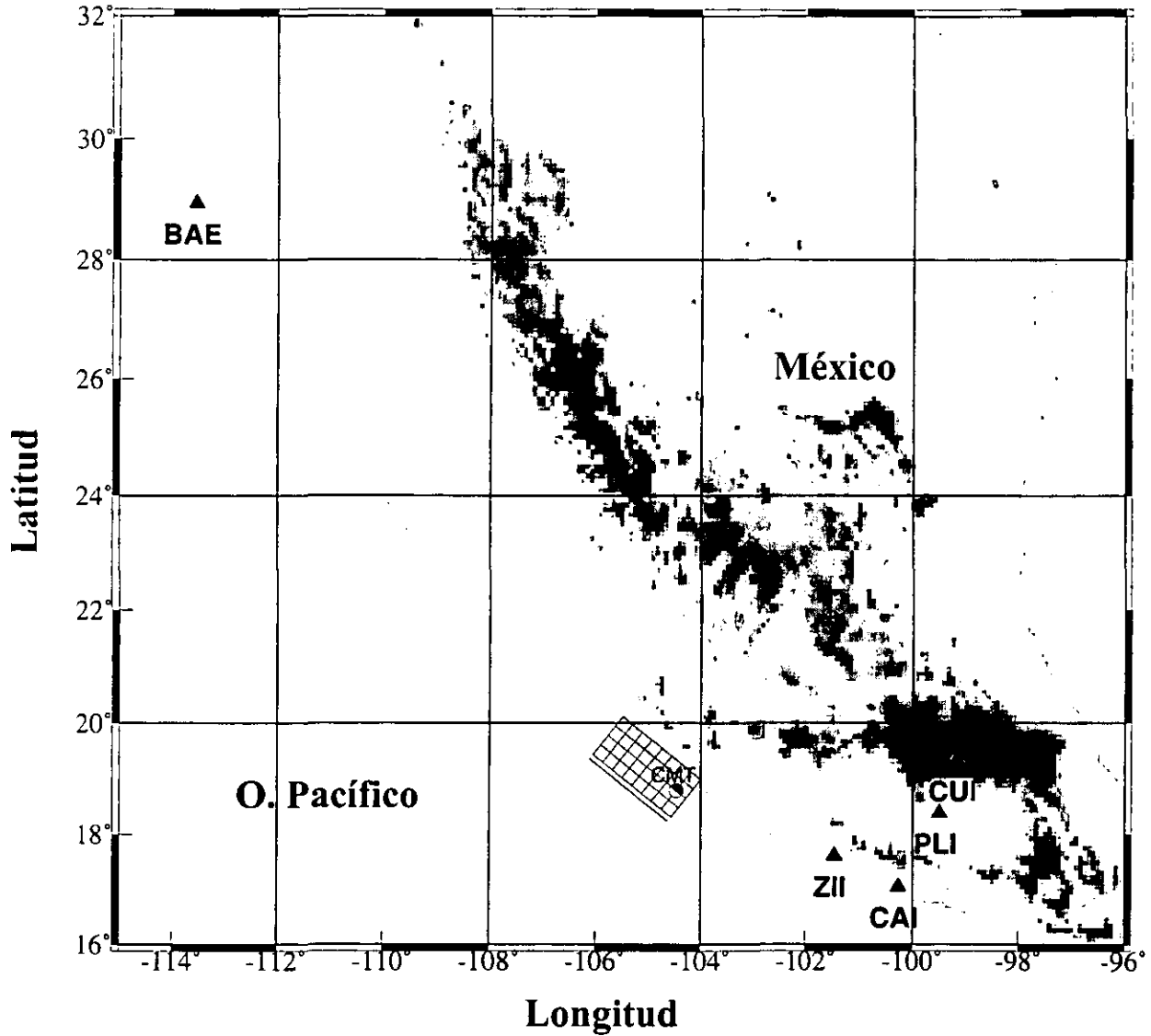


Figura 14. Distribución de las estaciones sismológicas utilizadas en la inversión en relación con el plano de falla. El rectángulo muestra la proyección superficial del plano de falla y la retícula muestra las subfallas consideradas. Los triángulos negros indican las estaciones que disponemos.

4.2 DATOS

Invertimos los datos de 5 registros regionales de banda ancha en estaciones (Figura 14) cuyas distancias al epicentro del sismo varían entre 344 km y 1457 km. Cuatro estaciones, PLIG, CUIG, ZIIG, CAIG, pertenecen al Servicio Sismológico Nacional, la restante al CICESE. Todas las estaciones registran las 3 componentes de velocidad y todas son utilizadas en la inversión.

Las estaciones utilizan digitalizador Quanterra de 24 bit y sismómetro STS-2; la respuesta del sistema es plana entre 120 s y 50 Hz. Todos los registros son de 80 muestras por segundo, con excepción de BAE que es de 1 muestra por segundo. Los registros de velocidad son integrados a fin de obtener registros de desplazamientos. Los sismogramas fueron filtrados entre 0.02 y 0.06 Hz. Este intervalo corresponde a la banda de frecuencias a invertir. Utilizamos un rango de bajas frecuencias debido a que las distancias entre el epicentro y las estaciones son grandes. Esto constituye un limitante muy fuerte en el proceso de inversión, dado que la resolución en tiempo es del orden de 17s (1/0.06). Sin embargo como el sismo de Jalisco tuvo una duración aproximada 62s (*Courboux et al., 1997*) la inversión en esta banda de frecuencias nos permite tener una visión general del proceso de ruptura del sismo. Una duración de 550 s fue considerada y los sismogramas fueron remuestreados a 4.3 s.

4.3 MODELO DE VELOCIDADES Y SISMOGRAMAS SINTETICOS

Las funciones de transferencia (funciones de Green) entre cada subfalla y cada estación son calculadas en el dominio de la frecuencia usando el método de número de onda (*Bouchon, 1981*) asociado con el método de reflectividad (*Kennett, 1983*). El modelo de velocidades utilizado está tomado de Iglesias (*2000*) y está descrito en la Tabla 8.

Cada subfalla está compuesta de 2 fuentes puntuales. La velocidad de ruptura es constante dentro de cada subafalla e igual a 2.8 km/s (*Courboux et al., 1997*). Los sismogramas sintéticos en cada estación se obtienen sumando las contribuciones de todas las fuentes puntuales retrasadas en tiempo por el tiempo de ruptura de la subfalla considerada, convolucionadas con la correspondiente

función de transferencia. La forma de la función de tiempo de la fuente, es una función escalón suavizada. Su amplitud depende del deslizamiento en la subfalla y su duración es el tiempo de subida de la subfalla. Con esta parametrización, la forma de los sismogramas sintéticos depende del tiempo de subida, del tiempo de ruptura y de la magnitud del deslizamiento de las 32 subfallas. Por lo tanto se tienen 96 parámetros a invertir.

Tabla 8.- Estructura de velocidades, tomada de Iglesias (2000)

Espesor (m)	α (m/s)	β (m/s)	ρ (kg/m ³)	Qp	Qs
8500	5543	3200	2543	300	100
12500	6062	3500	2709	300	100
23000	6928	4000	2987	300	200
	8054	4650	3347	300	200

4.4 INVERSION Y RESULTADOS

Utilizamos un esquema de inversión global: Simulated Annealing, basado en la implementación de Goffe et al. (1994) y modificado por A. Iglesias (*Comunicación Personal, 2000*). La información a priori que se dispone es suministrada al modelo, mediante los valores máximo y mínimo que puede tomar cada parámetro. También se determina un modelo inicial, que en nuestro caso es un modelo homogéneo y un vector VM . Este contiene para cada uno de los parámetros un paso máximo de búsqueda en torno al modelo inicial. El vector VM se irá autoajustando durante el proceso de inversión. La función de costo a minimizar es la diferencia entre la amplitud de los observados y de los sintéticos, para todas las frecuencias discretas calculadas entre 0.02 y 0.06 Hz, para las 3 componentes de las 5 estaciones. El proceso perturba los parámetros uno a uno, es decir, el primer parámetro es perturbado sumándole la multiplicación de un número aleatorio entre -1 y 1 por el valor de VM . Se calcula el problema directo para el nuevo conjunto de parámetros y se estima la función de costo mediante una norma L_2 . Si esta función de costo mejora, el modelo es aceptado inmediatamente. Sino, el modelo es aceptado (o rechazado) con una probabilidad que depende de la temperatura del proceso (criterio de Metrópolis). A medida que el proceso avance, y la temperatura

disminuya, esta probabilidad de aceptación de un modelo que empeora la función de costo, también disminuye.

Si el modelo perturbado es aceptado, entonces el modelo inicial es substituido por éste. Si no el modelo inicial continúa igual. Este procedimiento (perturbación; cálculo de la función de costo; determinación del criterio de Metropolis (si es necesario); substitución del modelo, en caso que esto sea procedente) se continúa para cada parámetro y se repite un número de veces previamente determinado, en nuestro caso 2×10^5 . Periódicamente la función VM es modificada, tratando de aceptar el máximo posible de modelos. La temperatura del modelo también es reducida lentamente, a fin de incluir menos modelos que no minimicen la función de costo.

Varias inversiones fueron realizadas con diferentes parámetros iniciales, para probar la unicidad de la solución y discutir la confiabilidad de los parámetros de la ruptura. Es importante señalar que las restricciones impuestas a los parámetros de tiempo de subida, son significativas en cuanto a la solución final que se pueda obtener. Una mayor libertad de variación para este parámetro permite identificar movimientos más lentos pero de magnitud considerable.

En la Figura 15, se muestran los resultados de una inversión. El modelo inicial de ésta, tiene deslizamientos homogéneos (1 m en todas las subfallas), y tiempo de subida homogéneo e igual a 1s con posibilidad de variación en cada iteración, hasta un 80%. Se contrasta estos resultados con los que se muestran en la Figura 16. Aquí se utilizó un modelo inicial con los mismos deslizamientos homogéneos (1 m en todas las subfallas), pero tiempo de subida inicial homogéneo e igual a 4s con posibilidad de variación en cada iteración hasta un 200%.

En los resultados de la segunda inversión (Figura 16) se ve que una importante porción de la dislocación en la falla se produce lentamente. Se tienen tiempos de subida finales del orden de 20 s, lo que trae consigo un aumento significativo en la magnitud de los deslizamientos. El momento sísmico para el primer modelo (Figura 15), es de 2.56×10^{27} dinas-cm (M_w 7.6) y 4.94×10^{27} dinas-cm (M_w 7.76) para el segundo (Figura 16). El ajuste obtenido entre los sismogramas sintéticos y los

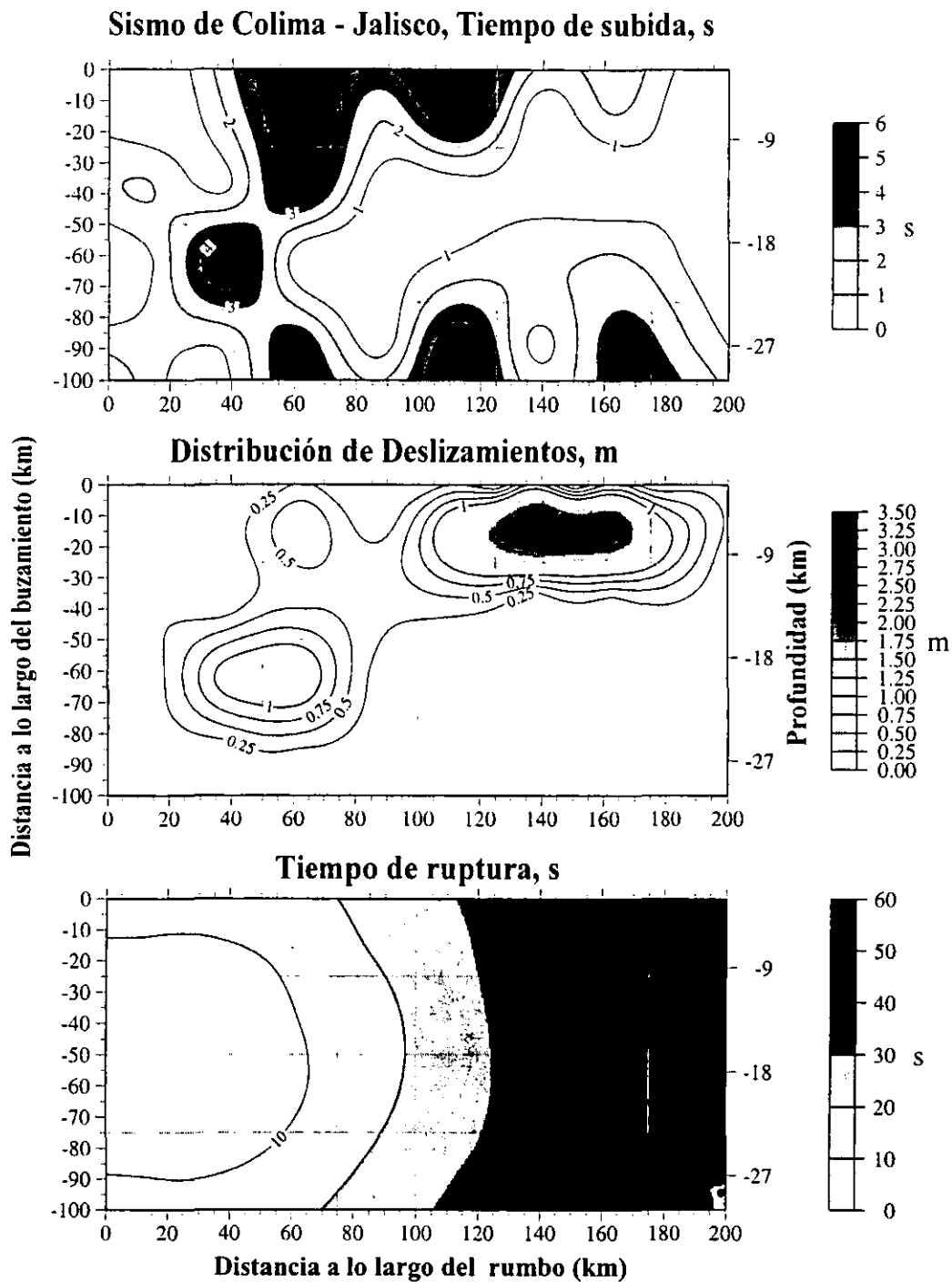


Figura 15. Modelo obtenido para una velocidad de ruptura de 2.8 km/s, deslizamiento inicial homogéneo igual a 1 m y tiempo de subida inicial homogéneo igual a 1s con posibilidad de variación de 80% en cada iteración.

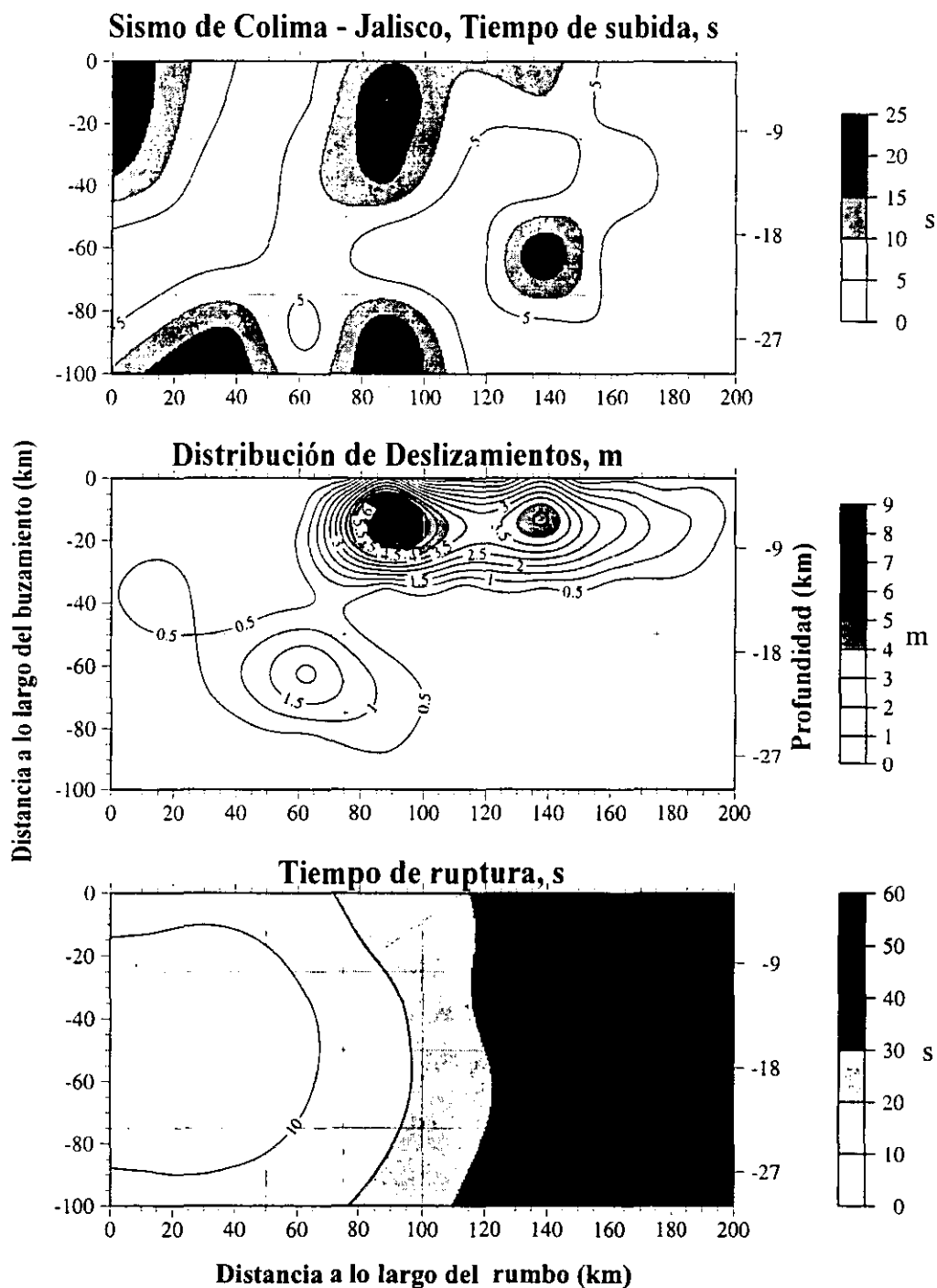


Figura 16. Modelo obtenido para una velocidad de ruptura de 2.8 km/s, deslizamiento inicial homogéneo igual a 1 m y tiempo de subida inicial homogéneo igual a 4s con posibilidad de variación de 200% en cada iteración.

Sismo de Colima-Jalisco, ajuste entre los datos y los sintéticos

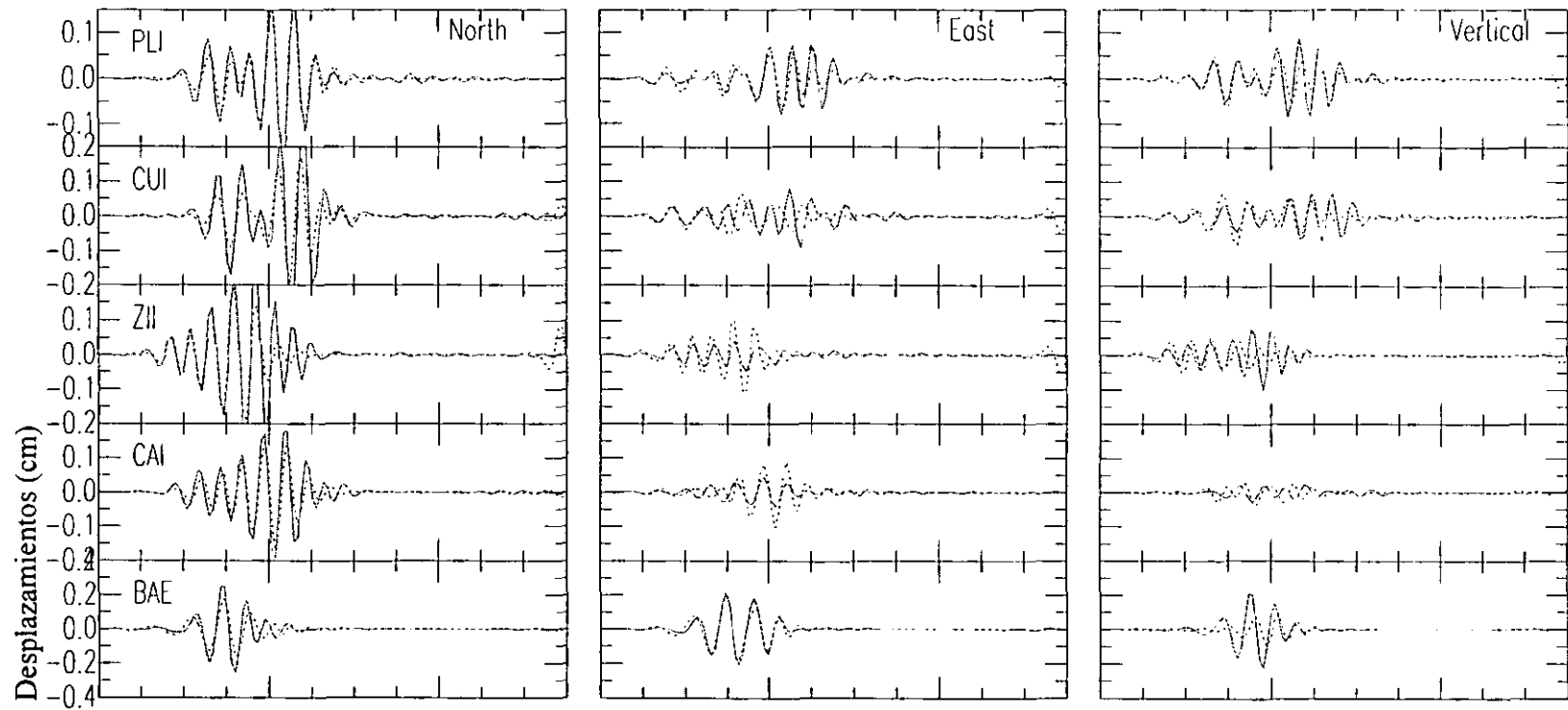


Figura 17. Ajustes entre los sismogramas observados y los sintéticos obtenidos usando una velocidad inicial de ruptura de 2.8 km/s, deslizamiento inicial homogéneo igual a 1 m y tiempo de subida inicial homogéneo igual a 4s con posibilidad de variación de 200% en cada iteración.

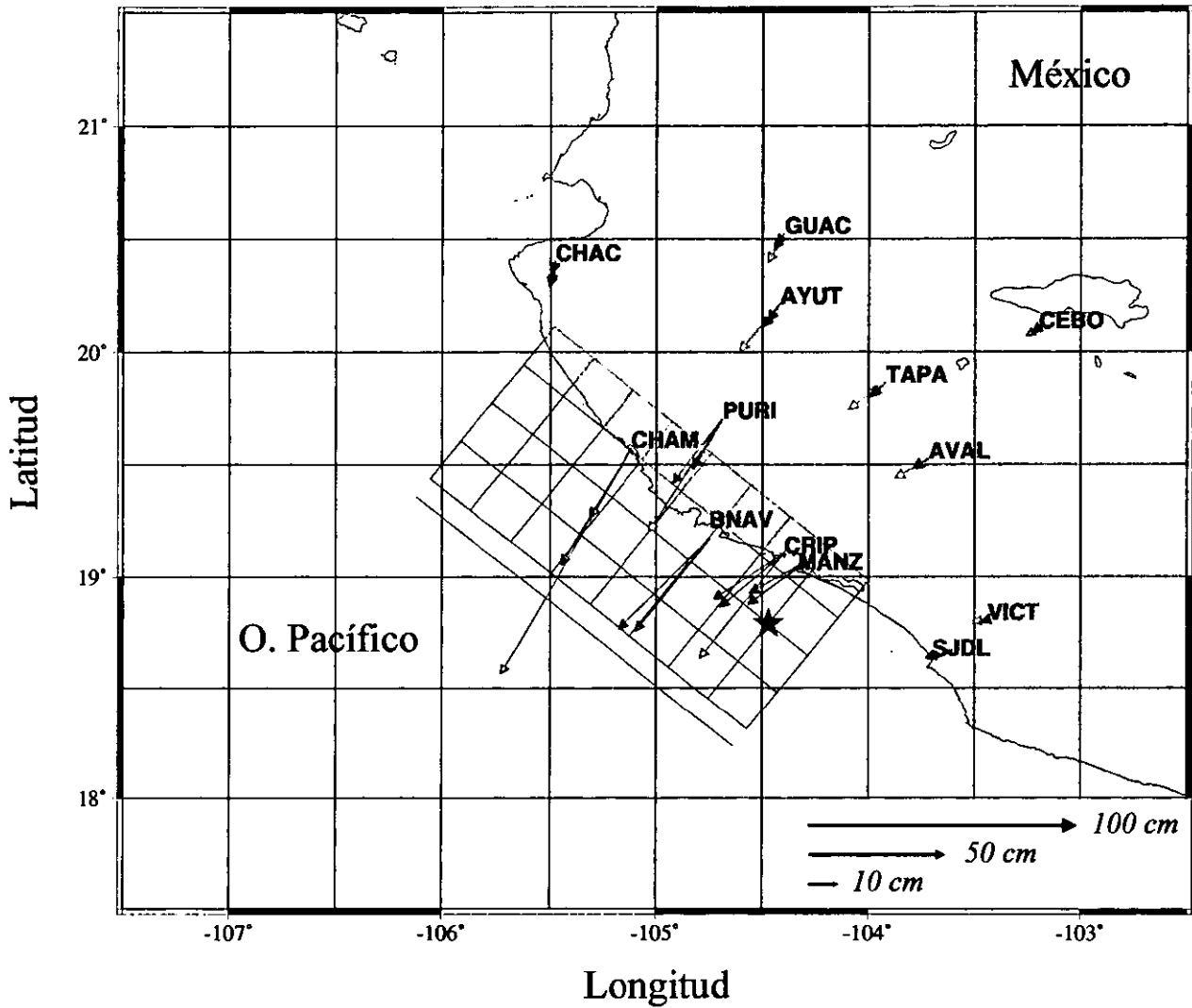


Figura 18. Comparación de deformaciones superficiales observadas y calculadas. Las flechas rojas indican los vectores de deformación horizontal medidos por los GPS. Las flechas azules muestran los vectores de deformación horizontal calculados para el modelo de la figura 16. Las flechas verdes indican los vectores de deformación horizontal calculados para el modelo de Mendoza y Hartzell (1999). Nótese que en general la dirección de los vectores es coincidente en todas las estaciones con excepción de CRIP. En esta estación los dos modelos cosísmicos, muestran una desviación hacia el NW. La magnitud de los vectores calculados es proporcional al momento sísmico del modelo utilizado

observados es mejor para el segundo modelo: 60% frente a 43% para el primero. En la Figura 17 se muestran los ajustes obtenidos para los sismogramas en el caso del segundo modelo (Figura 16).

Para la geometría de falla descrita anteriormente, se calcularon las deformaciones superficiales esperadas correspondientes al modelo de la Figura 16. Comparamos los vectores de deformación superficial medidos por GPS, con los vectores predichos por los modelos cosísmicos de Mendoza y Hartzell (1999), y nuestro último modelo en la Figura 18.

4.5 DISCUSIÓN

En la Figura 16, los deslizamientos más importantes se producen en una larga franja cerca de la trinchera. Estos muestran un máximo casi frente a Barra de Navidad, que es la estación con mayor subsidencia que se registra. La distribución de los máximos deslizamientos coincide con los máximos de energía liberada, hallados por Courboux et al. (1997). Sin embargo el momento sísmico del modelo obtenido en nuestra inversión (4.94×10^{27} dinas-cm), es solo 42% del momento estimado para este sismo (1.15×10^{28} dinas-cm). Esto obedece al hecho de que consideramos una banda de frecuencias muy limitada para la inversión [0.02, 0.06] Hz, en donde además, el sismo de Colima-Jalisco 1995, es deficiente energéticamente. Por esta razón, la inversión muestra una imagen parcial de la ruptura.

A pesar de estas limitaciones, es interesante mostrar que esta nueva inversión (Figura 16) coincide con el otro modelo cosísmico (Figura 9b) propuesto por Mendoza y Hartzell (1999). En ambos casos los máximos de desplazamiento cosísmico, están próximos a la trinchera y tienen una distribución similar. Pero el momento sísmico del modelo de Mendoza y Hartzell (1999) es mayor que el calculado para nuestro modelo (8×10^{27} dinas-cm vs. 4.9×10^{27} dinas-cm). Como puede observarse en la Figura 18, la dirección de los vectores calculados con los dos modelos cosísmicos coincide en todas las estaciones con la dirección de los vectores medidos por GPS, con excepción de CRIP. En esta estación los dos modelos muestran una desviación hacia el NW. La magnitud de los vectores de nuestro último modelo es en promedio un 47% de la magnitud de los vectores medidos por GPS. Este último resultado se puede atribuir al hecho de que las mediciones de GPS

pueden incluir también deslizamiento postsísmico, pero además, como nuestra inversión se realiza para una banda de frecuencias muy restringida (entre 0.02 y 0.06 Hz), el modelo de deslizamientos obtenidos sólo muestra una parte del deslizamiento total ocurrido en la falla. Esto explicaría también el hecho de que nuestro modelo cosísmico (Figura 16) no logre explicar adecuadamente los datos de subsidencia cosísmica reportados por Ortiz et al. (2000).

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

5. CONCLUSIONES

En la primera parte de esta tesis tratamos de entender el origen de la diferencia entre las magnitudes M_w y M_s reportadas para ciertos sismos de subducción, con este fin estudiamos el contenido espectral de 4 sismos de este tipo ocurridos en México.

El primer caso estudiado compara los dos sismos más grandes que han tenido lugar el segmento mexicano de la trinchera mesoamericana durante la segunda mitad de este siglo: el sismo de Colima-Jalisco del 9 de octubre de 1995 y el sismo de Michoacán del 19 de septiembre de 1985. Ambos sismos tienen magnitud M_w 8. Pero la magnitud M_s del primero es 7.3, la cual es significativamente más pequeña que la magnitud M_s del sismo de Michoacán que es 8.1. Dada esta gran diferencia entre M_w y M_s , el sismo de Colima Jalisco puede ser clasificado como 'tsunami earthquake' (Kanamori, 1972); de hecho este sismo provocó un tsunami relativamente grande en las costas de Jalisco (Ortiz, 1996).

Nuestros resultados muestran que el cociente espectral 951009/850919, es aproximadamente 0.5 en 0.05 Hz, en concordancia con el hecho de que $M_s < M_w$ (la magnitud M_s se mide para 20 s de período). El mínimo de este cociente espectral se halla entre 20 s y 50 s de período. Para frecuencias más bajas, se ve que el cociente aumenta probablemente hasta uno en los períodos más largos. Esto indica que el sismo de 1995 tuvo un proceso de ruptura más lento. La ruptura pudo haber llegado hasta un medio de baja rigidez como puede ser el prisma de acreción.

Adicionalmente, cerca de los 8s de período, el cociente espectral es mayor que 1. Esto podría deberse a ondas atrapadas en el prisma de acreción, o en la columna de agua, pues son este tipo de ondas las que logran excitar estos períodos (Ihmlé y Madariaga, 1996; Shapiro et al., 1998). Esta observación también muestra que la ruptura se extendió probablemente hasta la superficie.

En conclusión, las dos observaciones anteriores (mínimo y máximo del cociente espectral), muestran que el sismo de 1995 fue un sismo cuya ruptura fue más superficial que la de 1985. Lo cual puede explicar el carácter tsunamigénico del sismo de 1995.

El segundo caso fue el análisis de los sismos del 19 de julio de 1997 (M_w 6.7, M_s 6.3), y del 24 de octubre de 1993 (M_w 6.6, M_s 6.6). El cociente espectral sigue un patrón similar al anterior, con un mínimo entre 20 s y 50 s y el máximo alrededor de 0.1 Hz. Este mínimo nos indica el carácter lento de la ruptura del sismo de 1997. El máximo se explica por la resonancia de las ondas atrapadas. Ambas observaciones muestran que el sismo de 1997 ocurrió más cerca de la trinchera.

Finalmente, el análisis del contenido espectral del sismo de 1995 sugiere que la diferencia entre las magnitudes M_w y M_s se debe a que éste fue un sismo lento, un "tsunami earthquake", cuya ruptura, muy probablemente, se extendió hasta la superficie cerca de la trinchera.

La distribución de deslizamientos en la falla estimada por Mendoza y Hartzell (1999), mediante inversión de datos telesísmicos, muestra que la ruptura se extendió hasta la trinchera. Este modelo difiere del obtenido, mediante inversión de datos de GPS, por Melbourne et al. (1997). Este último muestra que los máximos deslizamientos se produjeron cerca de la costa. Existen dos posibles explicaciones para esta diferencia: 1) En ambos casos los modelos de distribución de los deslizamientos tienen problemas de resolución y ajuste. 2) El modelo de Mendoza y Hartzell (1999) utiliza datos cosísmicos, mientras que el modelo de Melbourne et al. (1997) utiliza datos que pueden incluir deslizamiento presísmico, cosísmico y postsísmico (hasta 6 días después del evento principal).

Verificamos, con los dos modelos de distribución de deslizamientos, el ajuste entre los vectores de deformación superficial predichos y los medidos por los GPS. Tal como lo esperábamos el modelo de Melbourne et al. (1997) ajusta mejor los datos de GPS. Sin embargo ninguno de los dos modelos logra explicar los datos de subsidencia cosísmica, reportados por Filonov (1994) Ortiz et al. (2000). Esto muestra la deficiencia del modelo cosísmico de Mendoza y Hartzell (1999). La incapacidad del modelo de Melbourne et al. (1997) para explicar los datos subsidencia se puede atribuir a: 1) El ajuste y resolución del modelo es insuficiente, y/o 2) La naturaleza cosísmica estos datos. Asumiendo que los datos de GPS son también cosísmicos, y adicionando los dos datos de subsidencia cosísmica, realizamos una nueva inversión de los deslizamientos. El modelo obtenido

(figura 12), es sustancialmente diferente de los modelos de Mendoza y Hartzell (1999) y de Melbourne et al. (1997) (figuras 9b y 9c, respectivamente). Nuestro modelo muestra deslizamientos hacia la trinchera pero éstos no son máximos, como en el caso de Mendoza y Hartzell (1999). En la figura 12 se pueden apreciar dos regiones de máximo desplazamiento: una frente a las costas de Barra de Navidad, alrededor de 9 m, y otra frente a CHAM, alrededor de 5 m. Esta última constatación está de acuerdo con lo encontrado por Melbourne et al. (1997), sin embargo el máximo de desplazamiento que en nuestra inversión se produce hacia los 120 km, no aparece en la inversión de Melbourne et al. (1997). Nuestro modelo muestra que la inversión de Melbourne et al. (1997) no es estable, la inclusión de dos nuevos datos cambia sustancialmente la configuración de los deslizamientos en la falla.

Se invirtieron 5 sismogramas filtrados de la red regional de banda ancha, para obtener la distribución de los deslizamientos en la falla. Los resultados (figura 16) son en algo similares al modelo de Mendoza y Hartzell (1999) pero con un momento sísmico más pequeño (4.9×10^{27} dinas-cm vs. 8×10^{27} dinas-cm). En la figura 16, se pueden observar dos regiones de máximo deslizamiento próximas a la trinchera. Este modelo explicaría la diferencia observada entre las magnitudes M_s y M_w para este sismo.

Sin embargo, los modelos cosísmicos de deslizamiento, obtenidos por inversión de: 1) Registros telesísmicos de ondas P (Mendoza y Hartzell, 1999), y 2) Registros de la red regional de banda ancha; no pueden explicar los datos de subsidencia cosísmica en Barra de Navidad y Manzanillo. Podemos concluir que la distribución de deslizamientos obtenida mediante la inversión de estos diferentes conjuntos de datos, por separado, no está bien restringida. Probablemente una nueva inversión que incluya todo el conjunto de datos disponibles mejoraría los resultados obtenidos, pero esto sale del alcance de esta tesis.

La comparación de: 1) La gran área de ruptura de los eventos de 1932 (~280 km) con el área de ruptura del sismo de 1995 (~150 km), y 2) Las magnitudes de los eventos de 1932: M_s 8.1 (3 de junio) y M_s 7.8 (18 de junio) con la magnitud del sismo de 1995, M_s 7.3; claramente sugiere que el evento de 1995 no fue una repetición de los eventos de 1932. Para el evento del 3 de junio de 1932,

M_s fue aproximadamente igual a M_w . Si esto es cierto, entonces, no fue un sismo lento, un "tsunami earthquake", lo cual indicaría que la ruptura en 1932 no alcanzó hasta la trinchera. Sin embargo, M_w de 1932 no es confiable, puesto que fue estimada con ondas de 40-50 s de período. Entonces es posible que también para el evento del 3 de junio de 1932, $M_s < M_w$. Datos de la estación de Hilo en Hawaii muestran que el evento de 1932 provocó un tsunami dos veces más grande que el registrado durante el sismo de 1995. La magnitud de tsunami, $M_t = 8.2$ (Abe, 1981) del sismo de 1932 fue 0.3 más grande que $M_t = 7.9$ del sismo de 1995. Como M_t es comparable con M_w , podemos concluir que para el evento de 1932 la diferencia entre M_s y M_w no es significativa. Este resultado sugiere que efectivamente, el sismo de 1932 no es un sismo lento, y que su ruptura no alcanzó hasta la trinchera. Desafortunadamente, una descripción más detallada de la relación entre los eventos de 1932 y el sismo de 1995 queda todavía sin resolver.

REFERENCIAS

- Abe, K., Size of great earthquakes of 1837-1974 inferred from tsunami data, *J. Geophys. Res.*, *84*, 1561-1568, 1979.
- Abe, K., Magnitude of large shallow earthquakes from 1904 to 1980, *Phys. Earth Planet. Interiors*, *27*, 72-92, 1981.
- Aki, K., and P. Richards, Quantitative Seismology, *W.H. Freeman and Co., Vol I, II*, San Francisco, Cal. USA., 1980.
- Anderson, J.G., S.K. Singh, J.M. Espindola, and J. Yamamoto, Seismic strain release in the Mexican subduction thrust, *Phys. Earth Planet. Interiors* *58*, 307-322, 1989.
- Bandy W., V.Kostoglodov, A. Hurtado-Díaz, and M. Mena, Structure of the southern Jalisco subduction zone, Mexico, as inferred from gravity and seismicity, *Geofis. Int.*, *38*, 127-136, 1999.
- Bouchon, M., A simple method to calculate Green's function for layered media, *Bull. Seism. Soc. Am.*, *71*, 959-971, 1981.
- Courboux, F., S.K. Singh, J. Pacheco, and C. Ammon, The 1995 Colima-Jalisco, Mexico, earthquake (M_w 8): A study of the rupture process, *Geophys. Res. Lett.*, *24*, 1019-1022, 1997.
- Cotton, F., and M. Campillo, Inversion of strong ground motion in the frequency domain: Application to the 1992 Landers, California, earthquake, *J. Geophys. Res.*, *100*, 3961-3975, 1995.
- DeMets, C., and D. S. Wilson, Relative motions of the Pacific, Rivera, North America, and Cocos plates since 0.78 Ma, *J. Geophys. Res.*, *102*, 2789-2806, 1997.
- Eissler, H., L. Astiz, and H. Kanamori, Tectonic setting and source parameters of September 19, 1985 Michoacan, Mexico earthquake, *Geophys. Res. Lett.*, *13*, 569-572, 1986.
- Escobedo, D., J.F. Pacheco, and G. Suárez, Teleseismic body-waves analysis of the 9 October 1995 (M_w 8.0) Colima-Jalisco, México, earthquake and its largest foreshock and aftershock, *Geophys. Res. Lett.*, *25*, 547-550, 1998.
- Filonov, A., Researchers study tsunami generated by Mexican earthquake, *EOS* *78-3*, 21-25, 1997.
- Goffe, W., G. Ferrier, and J. Rogers, Global Optimization of Statistical Functions with Simulated Annealing, *Journal of Econometrics*, *60*, 65-100, 1994.

- Heki, K., S. Miyazaki, and H. Tsuji, Silent fault slip following an interplate thrust earthquake at the Japan Trench, *Nature* 386, 595-598, 1997.
- Hernandez, B., F. Cotton, and M. Campillo, Contribution of radar interferometry to a two-step inversion of kinematic process of the 1992 Landers earthquake, *J. Geophys. Res.* 104, 13083-13099, 1999.
- Iglesias, A., Aplicación de algoritmos genéticos y simulated annealin para invertir la dispersión de ondas superficiales: Modelos promedio de la corteza terrestre en el sur de México, *Tesis de Licenciatura*, Facultad de Ingeniería de la Universidad Nacional Autónoma de México, 2000.
- Ihmlé, P.F., and R. Madariaga, Monochromatic body waves excited by great subduction zone earthquakes, *Geophys. Res. Lett.* 23, 2999-3002, 1996.
- Kanamori, H., Mechanism of tsunami earthquakes, *Phys. Earth. Planet. Inter.*, 6, 346-359, 1972.
- Kanamori, H., The energy release in great earthquakes, *J. Geophys. Res.*, 82, 2981-2987, 1977.
- Kennett, B.L., *Seismic Waves Propagation in a Stratified Media.*, New York, Cambridge University Press., 1983.
- Kostoglodov, V., and W. Bandy, Seismotectonic constraints on the convergence rate between the Rivera and North American plates, *J. Geophys. Res.*, 100, 17977-17989, 1995.
- Kostoglodov, V., S.K. Singh, A. Gorbатов, J.F. Pacheco, A. Filonov, and M. Ortiz Figueroa, October 9, 1995, *Mw* 8.0 Colima – Jalisco Earthquake: New Constraints on the Coseismic Slip Distribution, *Eos Trans., AGU*, 78, 447, 1997.
- Kostoglodov, V., y J. Pacheco, Cien años de sismicidad en México, Instituto de Geofísica, UNAM, 1999.
- Melbourne, T., I. Carmichael, C. De Mets, K. Hudnut, O. Sánchez, J. Stock, G. Suárez, and F. Webb, The geodetic signature of the *M*8.0 October 9, 1995, Jalisco subduction earthquake, *Geophys. Res. Lett.* 24, 715-718, 1997.
- Mendoza, C., and S. Hartzell, Fault-Slip distribution of the 1995 Colima-Jalisco, Mexico, earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 89, 1338-1344, 1999.
- Okada, Y., Internal deformation due to shear and tensile faults in a half-space, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 82, 1018-1040, 1992.

- Ortiz M., J. González, J. Reyes, C. Nava, E. Torres, G. Sáens, and J. Arrieta, Efectos costeros del tsunami del 9 de octubre en la costa de Colima y Jalisco. Tecn. Rep., CICESE, Ensenada, Baja California, 1996.
- Ortiz M., S.K. Singh, J. Pacheco, and V. Kostoglodov, Rupture length of the October 9, 1995 Colima - Jalisco earthquake (M_w 8) estimated from tsunami data, *Geophys. Res. Lett.*, 25, 2857-2860, 1998.
- Ortiz M., V. Kostoglodov, S.K. Singh, and J. Pacheco, New constraints on the uplift of October, 9, 1995 Jalisco – Colima Earthquake (M_w 8) based on the analysis of tsunami records at Manzanillo and Navidad, *enviado a Pageoph*, 2000.
- Pacheco, J., S.K. Singh, J. Domínguez, A. Hurtado, L. Quintanar, Z. Jiménez, J. Yamamoto, C. Gutiérrez, M. Santoyo, W. Bandy, M. Guzmán, and V. Kostoglodov, The October 9, 1995 Colima – Jalisco, Mexico earthquake (M_w 8.0): An aftershock study and a comparison of this earthquake with those of 1932, *Geophys. Res. Lett.* 24, 2223- 2226, 1997.
- Shapiro, N.M., M. Campillo, S.K. Singh, and J. Pacheco, Seismic channel waves in the accretionary prism of the Middle America Trench, *Geophys. Res. Lett.* 25, 101-104, 1998.
- Singh S. K., L. Ponce, and S. P. Nishenko, The great Jalisco, Mexico, earthquakes of 1932: Subduction of the Rivera plate, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 75, 1301-1313, 1985.
- Tarantola, A., Inverse Problem Theory, *Elsevier Publishers B.V.*, Amsterdam, The Netherlands, 613 pp, 1987.
- Wang, S.C., K.C. McNally, and R.J. Geller, Seismic strain release along the middle America trench, Mexico, *Geophys. Res. Lett.* 9, 182-185, 1982.