



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA
DE MÉXICO**

**FACULTAD DE INGENIERÍA
DIVISIÓN DE INGENIERÍA EN CIENCIAS DE LA TIERRA**

**MODELADO DE LA FUENTE DEL SISMO DE 1995,
JALISCO, A PARTIR DE LA INVERSIÓN DE DATOS
SÍSMICOS Y GEODÉSICOS.**

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL GRADO ACADÉMICO DE

INGENIERO GEOFÍSICO

P R E S E N T A

HUGO SAMUEL SÁNCHEZ REYES

DIRECTORA DE TESIS:

DRA. VALA HJÖRLEIFSDOTTIR



CIUDAD UNIVERSITARIA

ABRIL, 2013

Lo que no puedo crear, no lo entiendo.

R. Feynman.

Ante tanto amor y sacrificio yo no podía quedarme en un rincón de la cama, lamentándome.

Jazmín Esparza.

Pienso que todos estamos ciegos. Somos ciegos que pueden ver, pero que no miran.

José Saramago.

Las personas que están a mi alrededor tienen que ser mis piernas y mis manos, por lo demás la cabeza la tengo yo y está perfecta.

Jesús Raga.

A mí me hacen bromas porque siempre hablo en plural. Pero es que nada que valga la pena se hace solo.

Maickel Melamed.

Agradecimientos

El presente trabajo quiero dedicarlo especialmente a mi madre, Evangelina Reyes Pérez. Ella es la persona que siempre me apoya y da aliento en los momentos más tristes y difíciles. Es mi maestra y amiga en esta vida, sin ella nada de todo lo que he realizado podría haber sido realidad. Te amo y admiro mamá, para mí eres el más grande ejemplo de superación y lucha contra la adversidad. Esta meta la logramos juntos mamá y quiero que la disfrutes tanto cómo yo lo hago.

Agradezco a mi tutora la Dra. Vala Hjörleifsdottir, por haber compartido conmigo sus conocimientos y tiempo durante este proyecto. Su paciencia, consejos y excelente calidad humana me ayudaron a aprender y desarrollar mis habilidades. Gracias por apoyarme en mi tesis y en los proyectos que me propuse.

A mis amigos Miguel Acosta, Liliana Martínez y Oscar Vences, que son los mejores amigos que esta carrera me pudo dar. Ellos no sólo me ofrecieron su amistad, siempre estuvieron dispuestos a ser mis ojos durante las clases. Agradezco a mis amigos por tomarse el tiempo de conocerme y respetarme en vez de criticarme. Gracias por estos años de convivencia y los que nos faltan.

A mis amigos Yesenia Cruz, Luis Valdés, Oscar De La Vega, Gustavo Ponce e Itzel Hernández, que siempre se preocuparon por mí, me apoyaron en los momentos difíciles, me aconsejaron y nunca dudaron en formar equipos de trabajo conmigo. Ustedes forman los recuerdos más lindos que me llevo de la licenciatura.

Agradecimientos

A todos mis compañeros de generación con los que compartí momentos de felicidad, angustia, tristeza y desvelo. En especial quisiera mencionar a José Luis García y a Rodrigo Rojo, con los que me identifiqué y aprecio sinceramente.

A mis sinodales, en orden alfabético: Dr. Jorge Aguirre González, Dr. Víctor M. Cruz Atienza, M. en C. David Escobedo Zenil, Dra. Vala Hjörleifsdottir y Dr. Arturo Iglesias Mendoza, por su interés en esta tesis y en sus comentarios que ayudaron a conformar un mejor trabajo.

Al Programa de Apoyo a Proyectos de Investigación e Innovación Tecnológica (PAPIIT) por apoyar a este proyecto. A ExxonMobil y al Institute of International Education por aportar fondos a este proyecto de investigación con la Beca ExxonMobil para la Investigación (BEI).

A la Facultad de Ingeniería y al Instituto de Geofísica, que me dieron tanto los conocimientos como las herramientas que me forjaron durante estos 5 años. Gracias a la UNAM y a todos sus catedráticos por impartirme la mejor educación que pude haber recibido.

Agradezco al Dr. Chen Ji por habernos proporcionado los códigos computacionales que permitieron hacer las inversiones de falla finita. Además agradezco al software Generic Mapping Tools (Wessel y Smith, 1998), ya que con él se realizaron la mayor parte de las gráficas e ilustraciones que se presentan en este trabajo.

Finalmente, quiero agradecer a Mtra. en C. Christian Domínguez Sarmiento. Ella es la persona que en esta última etapa de la licenciatura me ha apoyado incondicionalmente. Se ha encargado de llenar mi corazón de sonrisas, felicidad y amor, además de tenerme una gran paciencia al comprender el trabajo y tiempo que esta tesis representó para mí. Te amo Chris.

Resumen

En este trabajo se presentan modelados cinemáticos de la fuente del sismo de Jalisco del 9 de Octubre de 1995, $M_w=8.0$, obtenidos a partir de la inversión de registros telesísmicos y geodésicos. Los parámetros obtenidos son: 1) el ángulo y 2) amplitud del deslizamiento, 3) el tiempo de ascenso y 4) la velocidad de ruptura de cada sub-evento sobre una falla finita.

El temblor del 9 de Octubre de 1995 es interesante debido a algunas características anómalas y complejidad de su ruptura. Para este evento, el cociente de energía entre momento, E_s/M_0 , es $4.2e-6$ (Pérez-Campos *et al.*, 2003), el cual es menor en comparación con temblores con mecanismos similares en la zona. El área de ruptura parece ser similar con aquella calculada para los eventos del 3 y 18 de junio de 1932, $M_s = 8.2$ y $M_s = 7.8$ respectivamente. En contraste con otros grandes temblores a lo largo de la zona de subducción mexicana. Previas investigaciones han mostrado que los mayores deslizamientos en este temblor son cercanos a la trinchera.

El análisis de los registros telesísmicos tanto observados como sintéticos se realizó con la transformada de ondículas *Meyer-Yamada* (Ji *et al.*, 2001). Las ondículas permiten separar en grupos el contenido de frecuencias de los registros. La suma ponderada de las funciones de error entre sintéticos y observados de cada grupo forma la función objetivo en términos de los coeficientes ondiculares. La rutina de inversión de falla finita ocupa el algoritmo de cristalización simulada para determinar el modelo de la fuente sísmica que minimiza a la función objetivo.

Resumen

De manera simultánea se agrega la información de 11 GPS. El añadir la información geodésica permite agregar la componente estática del desplazamiento a nuestro modelo, además de restringir a la solución a ajustarse al desplazamiento cosísmico registrados en el campo lejano.

Como resultado se presentan 3 modelos. El modelo de inversión telesísmica indica que la zona de mayor deslizamiento (~250 cm) es muy próxima a la trinchera. Este resultado coincide con lo descrito por Zobin (1997), Mendoza y Hartzell (1999), y Mendoza *et al.* (2011). La inversión geodésica muestra a los mayores deslizamientos (~350 cm) más próximos a la zona de continente.

Finalmente, una inversión conjunta con datos telesísmicos y geodésicos es realizada. La distribución de los deslizamientos obtenida muestra máximos (~300 cm) entre la zona señalada por la inversión telesísmica y la geodésica. Los diferentes tipos de información geodésica y sísmica compiten para determinar la mejor localización de los deslizamientos. Todos los diversos resultados son comparados en busca de explicar las diferencias, la contribución en la inversión de cada tipo de registros y la cinemática de la fuente sísmica.

Abstract

This thesis presents different kinematic source models of the 1995 October 9 Jalisco earthquake ($M_w=8.0$), obtained from the inversion of seismic and geodetic data. The parameters involved in the inversion are: 1) variable local slip, 2) rake angle, 3) rise time and 4) rupture velocity for each sub-event on the finite fault plane.

The 1995 Jalisco earthquake is interesting due to several anomalous features and rupture complexity. The ratio between seismic energy and scalar moment for this event is $4.2e-6$ (Pérez-Campos *et al.*, 2003), which is smaller than values for earthquakes with similar mechanisms in the same region. The rupture area seems to be similar to the one calculated for the events of June 3 and 18, 1932, $M_s = 8.2$ y $M_s = 7.8$ respectively. In contrast to other large earthquakes in the Mexican subduction zone, previous research has shown that the maximum slip in this event occurred very near to the Mesoamerican trench.

Both observed and synthetic seismograms are transformed into wavelets, (Ji *et al.*, 2001), which separate the data into groups by their frequency content. We then use error functions to compare the wavelet amplitude variations with time between observed and synthetic records. The objective function is then calculated by a weighted sum of the error functions. The inversion routine uses a simulated annealing algorithm to find the finite fault model that minimizes the objective function.

11 GPS records of the coseismic displacement are simultaneously added to the inversion process. The geodetic information provided allows us to constrain the static displacement component, in addition to the solution being constrained to fit the displacements observed in the far field.

Abstract

Three resulting models are presented. The best teleseismic inversion shows that the maximum slip area (~ 250 cm) is very near to the Mesoamerican Trench. This result matches other models proposed by Zobin (1997), Mendoza y Hartzell (1999), and Mendoza et al. (2011). Nevertheless, the geodetic inversion locates the maximum slip area (~ 350 cm) close to the continent.

Finally, a resulting model of a joint inversion of seismic and static records is introduced. The distribution of slip obtained shows a maximum slip zone (~ 300 cm) between the ones delimited by the seismic and geodetic inversions. The different information provided by seismic and geodetic data sets competes to determine the location of the slip. We conclude that due to postseismic slip, the two datasets are not compatible and cannot be inverted together. All the resulting models are compared in order to understand the differences between models, the information provided by each of the data types and to better describe the kinematic of the seismic source.

Índice

Agradecimientos	III
Resúmen	IV
Abstract	VI
Índice	VIII
Lista de figuras	X
Lista de tablas	XIV
1 Introducción	1
2 Marco teórico	8
2.1 Marco tectónico	8
2.2 Conceptos básicos de sismología.....	12
2.2.1 Fallamiento y parámetros de fuente.....	12
2.2.2 M_0 , modelo de Haskell, función temporal de fuente y tiempo de ascenso.....	15
2.2.3 Falla finita.....	21
2.3 Teoría de inversión de datos.....	24
2.3.1 Concepto de inversión.....	24
2.3.2 Algoritmo heurístico.....	25
2.3.3 Cristalización Simulada.....	26
2.3.4 Función objetivo y criterio de Metropolis.....	26
2.4 Procesamiento de señales.....	29
2.4.1 Transformada de ondículas (en inglés <i>Wavelet transform</i>).....	29
2.4.2 Funciones de error para coeficientes ondiculares.....	33
2.5 Geodesia.....	35
2.5.1 La geodesia en sismos.....	35
2.5.2 Función objetivo para datos geodésicos.....	37
3 Metodología.....	38
3.1 Datos y diversidad de inversiones.....	38

4	Procedimiento	41
4.1	Primera estimación.....	41
4.2	Inversión telesísmica mejorada.....	44
4.3	Inversión de datos geodésicos.....	46
4.4	Inversión conjunta Telesísmica-geodésica.....	48
5	Resultados	51
5.1	Primera estimación telesísmica.....	51
5.2	Segunda estimación telesísmica.....	56
5.3	Inversión telesísmica mejorada.....	62
5.4	Inversión de datos geodésicos.....	69
5.5	Inversión conjunta telesísmica-geodésica.....	77
6	Discusión y conclusiones	85
6.1	Discusión general.....	85
6.2	Conclusiones.....	93
	Referencias	96
	Apéndice A	99

Lista de figuras

- Figura 1:** Configuración tectónica de la región. Límite Cocos-Rivera incierto, se muestra el propuesto por DeMets y Wilson 1996. Los triángulos son volcanes, MAT: Trinchera Mesoamericana EGG: Graben El Gordo, EPR: Cordillera del Pacífico Este. (Modificado de Pacheco and Singh 1997).
- Figura 1.1:** Distribución de los deslizamientos en diversos modelos. A) Mendoza y Hartzell (1999), la escala es en cm. B) Melbourne *et al.* (1997), escala en cm. C) Bernal *et al.* (2000), escala en m.
- Figura 2:** Configuración tectónica, cuatro placas se muestran, Pacífico, Norteamericana, Rivera y Cocos. Abreviaciones, EPR (Levantamiento del Pacífico Este), RFZ (Zona de Fracturación Rivera), EG (Graben El Gordo) y MAT (Trincherà Mesoamericana). El epicentro del 9 de octubre de 1995 se señala con un círculo negro y una flecha. (Modificado de Pacheco et al. 1996).
- Figura 3:** Modelo de velocidad de convergencia (Bandy, 1992), para la zona de la placa de Rivera y NOAM. Los valores de velocidad están en los semicírculos en cm/año. Las componentes oblicuas de convergencia se muestran al final de los perfiles 2-7 con flechas (las barras en las flechas marcan el máximo y mínimo de incertidumbre). La zona rayada entre la MAT y la línea de costa es la proyección de la zona de contacto sísmico entre el Bloque de Jalisco y la placa Rivera. (Modificada de Kostoglodov 1995).
- Figura 4:** Sismicidad reciente, geometría y densidad [g/cm^3] de las placas de subducción y continental en un perfil de 500 [km] para la región de interés. (Modificado de Bandy, 1995).
- Figura 5:** Geometría y parámetros en un plano de falla. (Modificado de Stein y Wysession, 2003).
- Figura 6:** Geometría en los bloques de los diferentes tipos de falla. (Modificado de Lay y Wallace, 1995).
- Figura 7:** Caricatura de la función temporal de fuente. Las flechas indican la duración de la función caja "rise time". (Modificado de Lay y Wallace, 1995).
- Figura 8.** Geometría de una falla unidimensional, con ancho w y largo L . Los segmentos individuales tienen longitud dx , el momento del segmento es mdx y la velocidad de ruptura es v_r . (Modificado de Lay y Wallace, 1995).
- Figura 9:** Representación gráfica de la convolución de funciones caja. El resultado es una función trapezoide. (Modificado de Lay y Wallace, 1995).
- Figura 10:** Geometría de la ruptura de una falla y el camino recorrido hacia una estación remota. (Modificado de Lay y Wallace, 1995).
- Figura 11:** Representación tridimensional de la subdivisión de la falla. (JI, no publicada).

- Figura 12:** Vista en planta de la subdivisión de la falla. (Modificado de Hartzell y Heaton, 1983).
- Figura 13:** Gráfica de la derivada temporal de la función “rise time”. La duración r tiene un valor de 7 segundos y la amplitud no tiene unidades (Hugo Sánchez, no publicada).
- Figura 14:** Forma de la ondícula Meyer-Yamada en el dominio del tiempo. (Modificada de Yomogida, 1994).
- Figura 15:** Ondícula Meyer-Yamada en el dominio de las frecuencias, espectro de amplitud (línea gruesa), parte real (línea delgada) y parte imaginaria (línea delgada). (Modificada de Yomogida 1994).
- Figura 16:** Caricatura de la Tierra rodeada por una constelación de satélites GPS. (Modificada de Stein y Wyssession, 2003).
- Figura 17:** Caricatura de un vector GPS. (Modificada de Stein y Wyssession, 2003).
- Figura 18:** Mapa a 90° geodésicos del epicentro. Los triángulos invertidos muestran la ubicación de las estaciones telesísmicas ocupadas, la estrella blanca señala el epicentro del temblor del 9/10/1995.
- Figura 19:** Mapa de la costa de Jalisco. Los triángulos negros muestran la ubicación de las estaciones GPS ocupadas, la estrella señala el epicentro del temblor del 9/10/1995.
- Figura 20:** Diagrama de flujo para la comparación entre datos observados y sintéticos.(Modificada de Ji, 2001).
- Figura 21:** 1° Aproximación, 200 iteraciones, geometría e hipocentro predefinido. Modelo resultante de la inversión automatizada (FFF). Mapa de la costa de Jalisco mostrando el plano de falla y la distribución de los deslizamientos en [cm].
- Figura 22:** 1° Aproximación. Grafica normalizada comparativa entre registros observados (negro) y sintéticos (rojo). 15 registros de onda P y 12 registros de onda SH. Los número indican: azimut (superior izquierdo), distancia al hipocentro (Inferior izquierdo) y factor de normalización (número superior derecho).
- Figura 23:** 1° Aproximación. Grafica normalizada comparativa entre registros observados (negro) y sintéticos (rojo). 15 registros de onda Rayleigh y 5 registros de onda Love. Los número indican: azimut (superior izquierdo), distancia al hipocentro (Inferior izquierdo) y factor de normalización (número superior derecho)
- Figura 24:** 1° Aproximación. Gráfica de la tasa de liberación del momento con respecto al tiempo.
- Figura 25:** 1° Aproximación. Historia de la ruptura en cada subfalla y su dirección (flechas).
- Figura 26:** 2° Aproximación. 200 iteraciones con geometría del plano de falla propuesto 200 X 125 [km]. Modelo resultante de la inversión FFF. Mapa de la costa de Jalisco-Colima mostrando el plano de falla y sus deslizamientos en [cm].
- Figura 27a:** 2° Aproximación. Grafica normalizada comparativa entre registros observados (negro) y sintéticos (rojo). 28 registros de onda P y 13 registros de onda SH. Los números indican: azimut (superior

- izquierdo), distancia al hipocentro (Inferior) izquierdo) y factor de normalización (número superior derecho).
- Figura 27b:** 2° Aproximación. Grafica normalizada comparativa entre registros observados (negro) y sintéticos (rojo). 28 registros de onda P y 13 registros de onda SH. Los números indican: azimut (superior izquierdo), distancia al hipocentro (Inferior) izquierdo) y factor de normalización (número superior derecho).
- Figura 28a:** 2° Aproximación. Grafica normalizada comparativa entre registros observados (negro) y sintéticos (rojo). 17 registros de onda Rayleigh y 13 registros de onda Love. Los número indican: azimut (superior izquierdo), distancia al hipocentro (Inferior izquierdo) y factor de normalización (número superior derecho).
- Figura 28b:** 2° Aproximación. Grafica normalizada comparativa entre registros observados (negro) y sintéticos (rojo). 17 registros de onda Rayleigh y 13 registros de onda Love. Los número indican: azimut (superior izquierdo), distancia al hipocentro (Inferior izquierdo) y factor de normalización (número superior derecho).
- Figura 29:** 2° Aproximación. Gráfica de la tasa de liberación del momento con respecto al tiempo.
- Figura 30:** 2° Aproximación. Historia de la ruptura en cada subfalla y su dirección (flechas).
- Figura 31:** Inversión telesísmica mejorada. Mapa de la costa de Jalisco-Colima mostrando el plano de falla y ls distribución de los deslizamientos (slip) en $[cm]$. Geometría y ubicación del hipocentro propuesta en tabla no.4. Hipocentro tomado de Zobin (1997)
- Figura 32a:** Inversión telesísmica mejorada. Grafica normalizada comparativa entre registros observados (negro) y sintéticos (rojo). 27 registros de onda P y 17 registros de onda SH. Los número indican: azimut (superior izquierdo), distancia al hipocentro (Inferior izquierdo) y factor de normalización (número superior derecho)
- Figura 32b:** Inversión telesísmica mejorada. Grafica normalizada comparativa entre registros observados (negro) y sintéticos (rojo). 27 registros de onda P y 17 registros de onda SH. Los número indican: azimut (superior izquierdo), distancia al hipocentro (Inferior izquierdo) y factor de normalización (número superior derecho)
- Figura 33a:** Inversión telesísmica mejorada. Grafica normalizada comparativa entre registros observados (negro) y sintéticos (rojo). 17 registros de onda Rayleigh y 13 registros de onda Love. Los número indican: azimut (superior izquierdo), distancia al hipocentro (Inferior izquierdo) y factor de normalización (número superior derecho).
- Figura 33b:** Inversión telesísmica mejorada. Grafica normalizada comparativa entre registros observados (negro) y sintéticos (rojo). 17 registros de onda Rayleigh y 13 registros de onda Love. Los número indican: azimut (superior izquierdo), distancia al hipocentro (Inferior izquierdo) y factor de normalización (número superior derecho)
- Figura 34:** Inversión telesísmica mejorada. Gráfica de la tasa de liberación del momento con respecto al tiempo.

- Figura 35:** Inversión telesísmica mejorada. Historia de la ruptura en cada subfalla y su dirección (flechas).
- Figura 36:** Inversión de datos geodésicos. Mapa de la costa de Jalisco-Colima mostrando el plano de falla y la distribución de los deslizamientos (slip) en [cm]. Geometría y ubicación del hipocentro propuesta en tabla no.4. Hipocentro tomado de Zobin (1997)
- Figura 37:** Inversión conjunta de datos telesísmicos y geodésicos. Mapa de la costa de Jalisco-Colima mostrando el plano de falla y la distribución de los deslizamientos (slip) en [cm]. Geometría y ubicación del hipocentro propuesta en tabla no.4. Hipocentro tomado de Zobin (1997)
- Figura 38a:** Inversión telesísmica mejorada. Grafica normalizada comparativa entre registros observados (negro) y sintéticos (rojo). 28 registros de onda P y 10 registros de onda SH. Los número indican: azimut (superior izquierdo), distancia al hipocentro (Inferior izquierdo) y factor de normalización (número superior derecho)
- Figura 38b:** Inversión telesísmica mejorada. Grafica normalizada comparativa entre registros observados (negro) y sintéticos (rojo). 28 registros de onda P y 10 registros de onda SH. Los número indican: azimut (superior izquierdo), distancia al hipocentro (Inferior izquierdo) y factor de normalización (número superior derecho)
- Figura 39a:** Inversión telesísmica mejorada. Grafica normalizada comparativa entre registros observados (negro) y sintéticos (rojo). 17 registros de onda Rayleigh y 13 registros de onda Love. Los número indican: azimut (superior izquierdo), distancia al hipocentro (Inferior izquierdo) y factor de normalización (número superior derecho).
- Figura 39b:** Inversión telesísmica mejorada. Grafica normalizada comparativa entre registros observados (negro) y sintéticos (rojo). 17 registros de onda Rayleigh y 13 registros de onda Love. Los número indican: azimut (superior izquierdo), distancia al hipocentro (Inferior izquierdo) y factor de normalización (número superior derecho).
- Figura 40:** Inversión telesísmica mejorada. Gráfica de la tasa de liberación del momento con.
- Figura 41:** Inversión telesísmica mejorada. Historia de la ruptura en cada subfalla y su dirección (flechas).
- Figura 42:** Imagen comparativa de los mejores modelos con respecto a a trabajo anteriores. A) Inversión de registros telesísmicos (Hartzell y Mendoza, 1996), las curvas de deslizamiento aumentan cada 100 [cm]. B) Inversión de datos GPS (Hutton *et al.*, 2001), la curva exterior muestra el deslizamiento menor 1 [m], el mayor está al centro 3 [m]. C) Inversión de datos GPS (Melbourne *et al.*, 1997), la curva exterior muestra el menor deslizamiento 100 [cm] y la central el mayor 500 [cm]. D) Mejor modelo de inversión telesísmica. E) Mejor modelo de inversión de datos GPS. F) Inversión conjunta (telesísmica-geodésica) propuesta. Los cuadros negros sobrepuestos en A B y C representan el área y ubicación del plano de falla ocupado en D E y F.

Lista de tablas

- Tabla 1:** Datos comparativos de temblores de falla inversa cercanos a la zona de estudio. (Pérez-Campos *et al.*, 2003).
- Tabla 2:** Datos de la solución del tensor de momentos para el temblor del 9/10/1995 (Catálogo, Global CMT).
- Tabla 3:** Datos de la solución y del plano de falla propuesto para el temblor de 9/10/1995 Geometría y subdivisión propuesta. Localización del hipocentro Zobin (1997).
- Tabla 4:** Desplazamiento medidos en centímetros. N, E, V, representan las componentes Norte, Este y Vertical. (Hutton *et al.* 2001)
- Tabla 5:** Modelo de corteza, tomado de Campillo et a. (1985).
- Tabla 6:** Datos utilizados en la primera aproximación. Solución del tensor de momentos proveniente de Global CMT, geometría predeterminada automáticamente (FFF) y parámetros de la cristalización simulada.
- Tabla 7:** Datos utilizados en la segunda aproximación. Solución del tensor de momentos proveniente de Global CMT, geometría propuesta, 15X12 subfallas, parámetros de la cristalización simulada y cantidad de registros usados.
- Tabla 8:** Datos utilizados en la inversión telesísmica mejorada. Solución del tensor de momentos e hipocentro proveniente de Zobin (1997), geometría predeterminada propuesta y parámetros de la cristalización simulada
- Tabla 9:** Datos utilizados en la inversión estática. Solución del tensor de momentos e hipocentro proveniente de Zobin (1997), geometría propuesta y parámetros de la cristalización simulada.
- Tabla 10:** Datos comparativos entre los desplazamientos observados y sintéticos.
- Tabla 11:** Primer modelo de inversión estática. Pesos que rigen el suavizado y ajuste en el momento sísmico de la inversión y valores resultantes de ocupar esos pesos.
- Tabla 12:** 2° Modelo de inversión estática. Datos comparativos entre desplazamientos observados y sintéticos
- Tabla 13:** 2° Modelo de inversión estática. Pesos que rigen el suavizado y ajuste en el momento sísmico de la inversión y valores resultantes de ocupar esos pesos.

- Tabla 14:** Mejor modelo de inversión estática. Datos comparativos entre desplazamientos observados y sintéticos.
- Tabla 15:** 3° Modelo de inversión estática. Pesos que rigen el suavizado y ajuste en el momento sísmico de la inversión y valores resultantes de ocupar esos pesos.
- Tabla 16:** Datos utilizados en la inversión telesísmica mejorada. Solución del tensor de momentos e hipocentro proveniente de Zobin (1997), geometría predeterminada propuesta y parámetros de la cristalización simulada
- Tabla 17:** Modelo de inversión conjunta. Datos comparativos entre desplazamientos observados y sintéticos.
- Tabla A.1:** Listado de estaciones telesísmicas.
- Tabla A.2:** Estaciones telesísmicas utilizadas para los registros de onda P.
- Tabla A.3:** Estaciones telesísmicas utilizadas para los registros de onda SH.
- Tabla A.4:** Estaciones GPS de la costa de Colima-Jalisco.

1

Introducción

Los sismos son un fenómeno natural importante debido a la energía que liberan, su impacto en las actividades humanas y su recurrencia impredecible a través del tiempo. Las ondas sísmicas pueden ser generadas por diversas fuentes como deslaves, explosiones y deslizamientos en fallas tectónicas, por mencionar algunas. Estas ondas pueden ser usadas para estudiar cualquier tipo de fuente. Esta tesis se enfoca en el estudio de la cinemática de la fuente de un sismo tectónico de gran magnitud.

El hablar de la representación de la fuente sísmica es considerar un modelo físico que explique el origen del sismo. La finalidad de comprender un sismo tectónico es el poder conocer el fenómeno mediante las preguntas ¿dónde inicio la ruptura?, ¿cuál o cuáles son los planos de falla que se rompieron?, ¿cuáles fueron las regiones de máximo deslizamiento?, ¿qué magnitud de deslizamiento hubo en cada lugar del plano de falla?, ¿cuáles eran los límites de profundidad de la ruptura?, ¿con qué velocidad se propagó la ruptura?, o ¿en qué dirección fueron los deslizamientos? Las respuestas a estas preguntas son utilizadas en la comprensión de la física de los temblores, los mecanismos tectónicos de la región estudiada, e inclusive para desarrollar mapas de riesgo.

La tectónica del territorio mexicano se caracteriza por la presencia de la zona de convergencia de la Trinchera Mesoamericana (TMA) y la continuación de la Falla de San Andrés. En la TMA está ubicado un punto triple de convergencia entre las placas de Rivera, Cocos y Norteamericana, del cual no se conoce con certeza su localización. Las placas de Rivera y Cocos ya se subducen bajo la Norteamericana a diferentes tasas de desplazamiento. Esta zona, frente de la costa de los estados de Jalisco y Colima (JC) ha generado unos de los sismos de mayor magnitud registrados en nuestro país. Diversos estudios han buscado describir los rasgos y parámetros involucrados en los eventos que se han presentado en esta zona y las características complejas e inciertas de la tectónica en esta región (Figura 1).

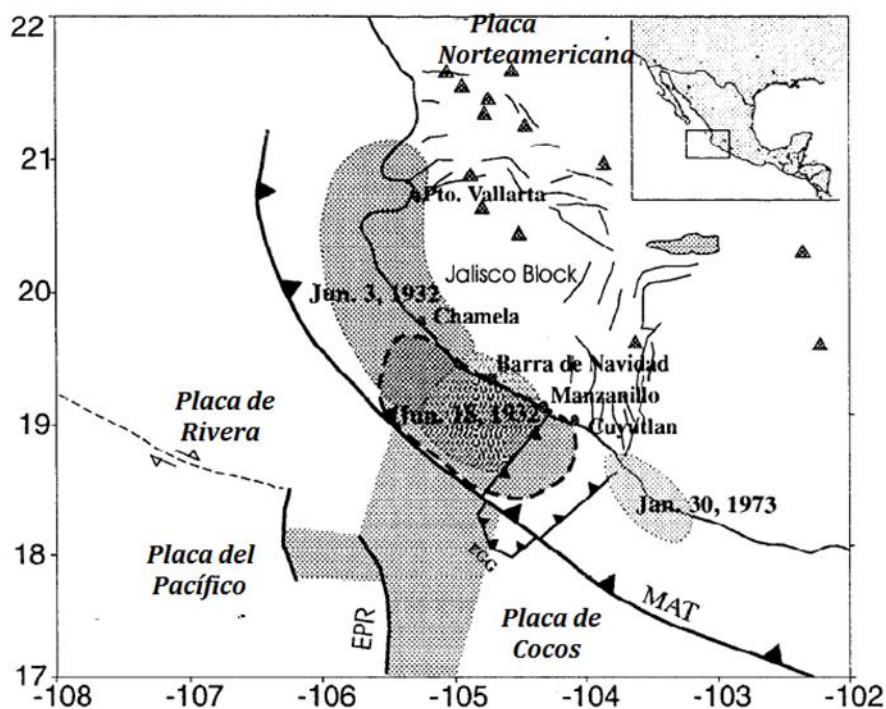


Figura 1. Configuración tectónica de la región de Estudio. Límite Cocos-Rivera incierto, se muestra el propuesto por DeMets & Wilson 1996. Los triángulos son volcanes, MAT: Trinchera Mesoamericana, EGG: Graben El Gordo, EPR: Cordillera del Pacífico Este. (Modificado de Pacheco y Singh 1997).

Los eventos sísmicos de gran magnitud ocurridos en la zona de JC en los últimos 100 años fueron el 3 de junio de 1932 con $M_s = 8.2$, 18 de junio de 1932 con $M_s = 7.8$ y 9 de octubre de 1995 con una disparidad muy significativa entre la magnitud de ondas superficiales ($M_s = 7.4$) y la magnitud de momento ($M_w = 8.0$) (Pacheco et al. 1997). De estos, sólo se cuenta con registros modernos (digitales de instrumentos de banda ancha y acelerógrafos) para el sismo de octubre de 1995.

Diversos estudios se han realizado sobre el sismo de octubre de 1995. Un tsunami (Mendoza y Hartzell, 1999) local con olas de 4 m de altura en las costas de Manzanillo fue causado por el sismo. Podemos mencionar de forma general algunos trabajos referentes al sismo, Pacheco y Singh (1997) delimitaron el área de ruptura del sismo de 1995 con sismogramas de redes portátiles y locales. Courboux, Singh y Pacheco (1997) hicieron un estudio del proceso de ruptura para este sismo. Zobin (1997) realizó una inversión de falla

finita con registros telesísmicos de banda ancha de onda P para obtener la historia de la ruptura asociada al sismo. Escobedo et al. (1998) analizaron e invirtieron ondas de cuerpo telesísmicas del sismo del 9 de octubre y de su réplica más grande para conocer los mecanismos focales presentes. Mendoza y Hartzell (1999) analizaron registros telesísmicos de onda P e invirtieron datos geodésicos para conocer la distribución del deslizamiento en la falla (figura 2a). Melbourne et al. (1997) y Hutton et al. (2001) describieron la cinemática del deslizamiento del plano de falla a través de la inversión de datos geodésicos (figura 2b). Mendoza et al. (2011) desarrollaron la misma inversión de Mendoza y Hartzell (1999), ahora restringiendo el momento sísmico. Y más actualmente, Chávez y Olsen (2011) propusieron un método híbrido para generar registros de movimientos fuertes de banda ancha para este evento.

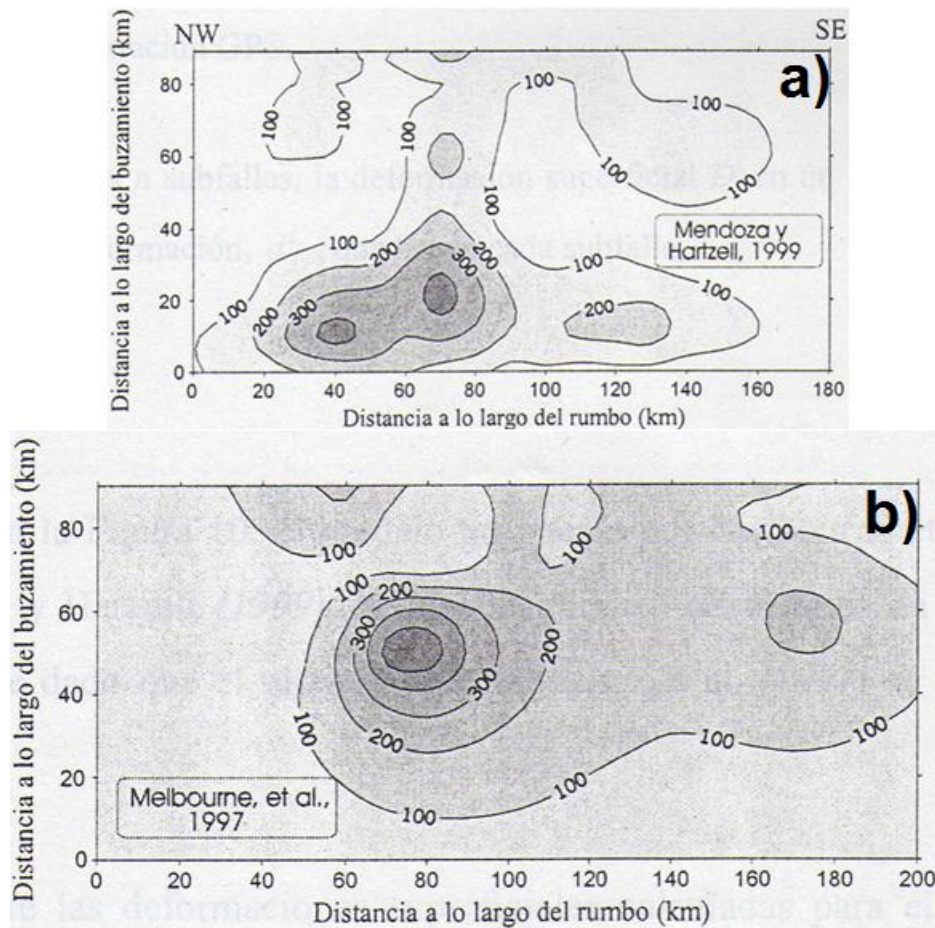
Varios autores han presentado específicamente modelos cinemáticos de la fuente generadora del temblor de 1995. Todos estos trabajos coinciden en que la ruptura se propagó en dirección Noroeste de la falla y que la longitud aproximada de la ruptura es entre 150 a 200 km. Sin embargo, la distribución de los deslizamientos dentro del plano de falla difiere según el tipo de datos que se ocupan para la inversión del modelo.

Mendoza y Hartzell (1999), describieron la historia de la ruptura a partir de la inversión de registros de banda ancha de ondas de cuerpo. Para ello utilizaron una inversión lineal de falla finita, la cual permite una duración variable del dislocamiento dentro de la falla. Este proceso de inversión se ve restringido al requerir momento sísmico total sea minimizado a lo largo de la falla finita $8 \times 10^{20} \text{Nm}$, valor que es menor al reportado por el Global CMT $1.15 \times 10^{21} \text{Nm}$. La resultante distribución de los deslizamientos cosísmicos muestra los máximos (3 – 4 m) a distancias entre 70 y 130 km al NW del hipocentro. Cabe señalar que la los mayores deslizamientos para esta inversión se encuentran a profundidades someras de 15 km aproximadamente (figura 1.1a).

Por otro lado, Melbourne et al. (1997) y Hutton et al. (2001) obtuvieron una distribución de los deslizamientos a partir de la inversión de los desplazamientos geodésicos registrados para este temblor. Gracias a una red local de GPS, 11 estaciones grabaron la componente estática del desplazamiento cosísmico. En contraste con el modelo de Mendoza y Hartzell (1997), los deslizamientos máximos en este modelo son mayores (4 – 5 m). La

profundidad del parche de máximo desplazamiento es a aproximadamente 55 km, lo cual aleja relativamente a los deslizamientos de la trinchera (figura 1.1b).

Bernal *et al.* (2001) presentaron un modelo resultado de la inversión de 5 registros regionales de velocidad con 3 componentes cada uno con distancia entre estación e hipocentro variado de 344 a 1457 km. Para este modelo se tomaron en cuenta los primeros 550 segundos de los registros, se remuestreó a 4.3 segundos y la resolución en tiempo de la historia de la ruptura fue de 17 segundos aproximadamente. Los distribución de los deslizamientos de este modelo concuerdan con aquel presentado por Mendoza y Hartzell (1997), con la diferencia que el momento sísmico para la inversión regional es menor que el del telesísmico (4.9×10^{20} Nm frente a 8×10^{20} Nm), (figura 1.1c).



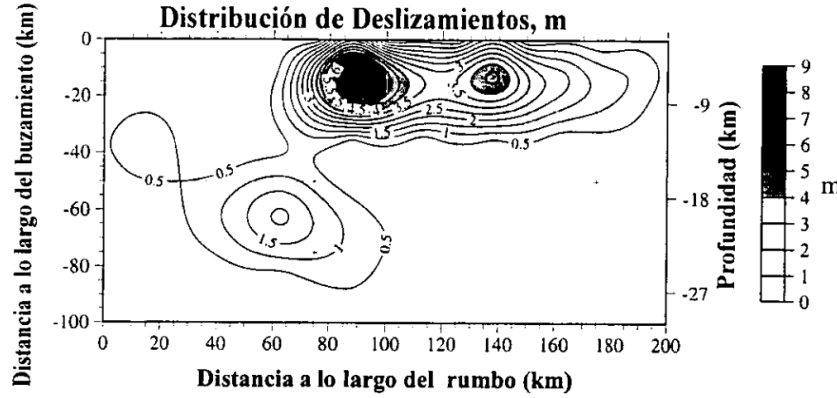


Figura 1.1. Distribución de los deslizamientos en diversos modelos. A) Mendoza y Hartzell (1999), la escala es en cm. B) Melbourne *et al.* (1997), escala en cm. C) Bernal *et al.* (2000), escala en m.

Además, el temblor de 1995 presentó características complejas y contrastantes con otros eventos cercanos a esta misma zona. El cociente de energía y momento, E_s/M_0 , es 4.2×10^{-6} (Pérez-Campos *et al.*, 2003). Este valor es menor con respecto a los de otros eventos (Tabla 1), aun teniendo en cuenta que son eventos de convergencia al igual que el de 1995. Además, la disparidad entre valores de magnitud, $M_s = 7.4$ frente a $M_w = 8.0$, es la mayor a lo largo de la zona de subducción mexicana. Contrario a lo anterior, el temblor del 3 de junio 1932 con disparidad de $M_s = 8.2$ frente a $M_w = 8.0$, se cree que rompió el mismo segmento de la zona de subducción, pero parece romper una parte relativamente más profunda de la interfaz entre placas (Singh *et al.*, 1985; Pacheco *et al.*, 1997).

Tabla 1. Datos comparativos de temblores de falla inversa cercanos a la zona de estudio. (Pérez-Campos *et al.*, 2003).

Fecha del evento	Falla inversa	Hipocentro longitud [°]	Hipocentro latitud [°]	M_w	E_s [10 ¹³ Nm]	M_0 [10 ¹⁸ Nm]	$\frac{E_s}{M_0}$
93/05/15	RE	16.70	-98.40	6.0	4.01	1.70	2.36E+05
93/10/24	RE	16.76	-98.72	6.6	32.9	12.0	2.74E+05
96/07/15	RE	17.50	-101.12	6.6	3.81	9.95	3.83E+06

Con la finalidad de modelar a la fuente sísmica se han desarrollado diversos algoritmos, los cuales ocupan cierto tipo de registros, restricciones y suposiciones como los mencionados anteriormente. Los algoritmos de inversión que son usados para la obtención

de estos parámetros están fundamentados en el análisis de los registros, tanto observados como sintéticos (Mendoza y Heaton, 1983). En los últimos años, se han desarrollado nuevas versiones de estos métodos (Ji *et al.*, 2001). Los códigos recientes buscan minimizar el gran problema de la no unicidad de las soluciones y modelos de fuente sísmica introduciendo nuevas técnicas, herramientas matemáticas, variaciones en la formulación de problemas y limitaciones en los parámetros libres que nos llevan eficientemente a soluciones más estables.

Los modelos de fuente para este temblor, que han presentado los autores ya mencionados, han tomado en cuenta para sus inversiones datos sísmicos de ondas de cuerpo o registros geodésicos locales. Cabe señalar que cada tipo de registro aporta información importante y diferente a la inversión. El hecho de buscar el modelo que ajuste a un solo tipo de datos conlleva al problema de no-unicidad de la solución.

El objetivo principal de este trabajo es realizar una inversión conjunta de registros tanto sísmicos (ondas de cuerpo y superficiales) como geodésicos. La solución obtenida supondría una mejor distribución de los deslizamientos que contenga la contribución de todos los registros. Esta solución conjunta contendrá, además de la información telesísmica, la componente estática del desplazamiento cosísmico. Por otro lado, el añadir las ondas superficiales a la inversión ajusta el valor del momento sísmico, eliminando la necesidad de restringir este valor. La relevancia de este trabajo radica en esta inversión debido a que un estudio así no se ha propuesto anteriormente.

Para poder realizar la inversión conjunta en este trabajo ocupamos la rutina presentada por Ji *et al.*, (2001). De esta manera, a diferencia de otros métodos tiene la ventaja de permitir trabajar con datos sísmicos y geodésicos. Utilizando esta rutina la separación entre la historia temporal y espacial del deslizamiento se realiza mediante la transformada de ondículas, la cual ha demostrado ser eficiente en el estudio de la información temporal y frecuencial de las señales sísmicas. La rutina de inversión de falla finita se desarrolla en el dominio de las ondículas. Un algoritmo de Cristalización Simulada es el encargado de encontrar el modelo de falla finita que minimiza a la función objetivo. Simultáneamente al análisis ondicular de los registros sísmicos transformados (capítulo 2), se calculan datos geodésicos y sísmicos sintéticos para cada modelo correspondiente a una iteración.

Finalmente, la función objetivo es construida con base en la suma ponderada de funciones de error entre registros sísmicos sintéticos y observados (suma de normas L1 + L2 y funciones correlativas) así como la suma cuadrática de residuos para el caso de datos GPS.

Es de vital importancia señalar que esta tesis aporta una distribución de deslizamientos que contiene la contribución de datos sísmicos y geodésicos. Este tipo de estudio ayuda a delimitar mejor la zona y profundidad de los mayores deslizamientos dentro del plano de falla, objetivo importante en una zona tan compleja como la de Jalisco-Colima. De igual forma, el uso eficiente del análisis ondicular de los registros telesísmicos es un recurso que no se había explotado en el estudio de este temblor. Para poder argumentar la validez de nuestra tesis, en el capítulo 4 desarrollamos inversiones individuales de fases telesísmicas (ondas de cuerpo y superficiales) y de registros geodésicos. Finalmente, en el capítulo 5 los resultados de estas inversiones son comparados con el modelo resultante de la inversión conjunta y se sacan conclusiones acerca de lo obtenido y aprendido.

2

Marco teórico

2.1 Marco tectónico.

Los márgenes tectónicos de la región costera oeste de México son tanto de convergencia entre las placas de Cocos, Rivera y Norteamericana (NOAM), así como transcurrente en la continuación sur de la falla de San Andrés. La zona de subducción a la cual se le atribuye el mecanismo que dio origen al sismo de 1995 es muy compleja, además de estar cerca del área que se creó causó el sismo de mayor magnitud que se ha registrado en nuestro país (3 de junio de 1932 $M_S = 8.2$, Abe, 1981).

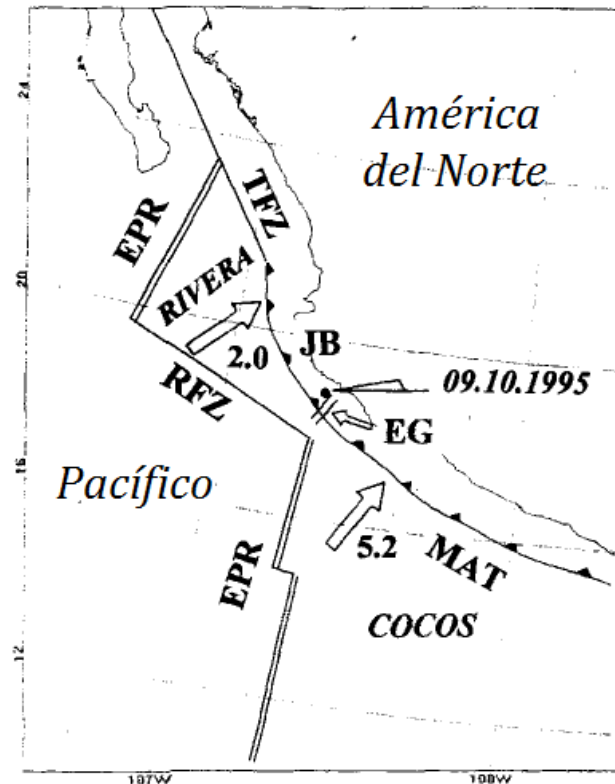


Figura 2. Configuración tectónica, cuatro placas se muestran, Pacífico, Norteamericana, Rivera y Cocos. Abreviaciones, EPR (Levantamiento del Pacífico Este), RFZ (Zona de Fracturación Rivera), EG (Graben El Gordo) y MAT (Trinchera Mesoamericana). El epicentro del 9 de octubre de 1995 se señala con un círculo negro y una flecha. (Modificado de Pacheco et al. 1996)

Localizada en la parte noroeste de la Trinchera Mesoamericana, en frente de las costas de los estados de Jalisco y Colima, se ubica la zona de convergencia entre las placas de Rivera y NOAM (Singh, 1998). Esta zona se caracteriza por el movimiento de subducción de la placa de Rivera bajo la Placa NOAM. La tasa de desplazamiento de las placas en esta región aún se encuentra en debate (Pacheco *et al.* 1996). Tomando como punto de referencia al polo de rotación de la placa de Rivera, el cual es cercano a la zona (Minster y Jordan, 1979; DeMets y Stein, 1990; Kostoglodov y Bandy, 1995), se pueden observar diversas velocidades de convergencia a lo largo de su límite con la placa NOAM. La tasa de desplazamiento en la parte norte del límite es entre 2.0 y 3.0 *cm/año*, mientras que en la parte más sur es de aproximadamente 5.0 *cm/año* (Figura 3). El movimiento se da con una dirección cercana al N40°E con respecto a la placa NOAM, dirección que concuerda con la perpendicular a la orientación que tiene la trinchera en este lugar.

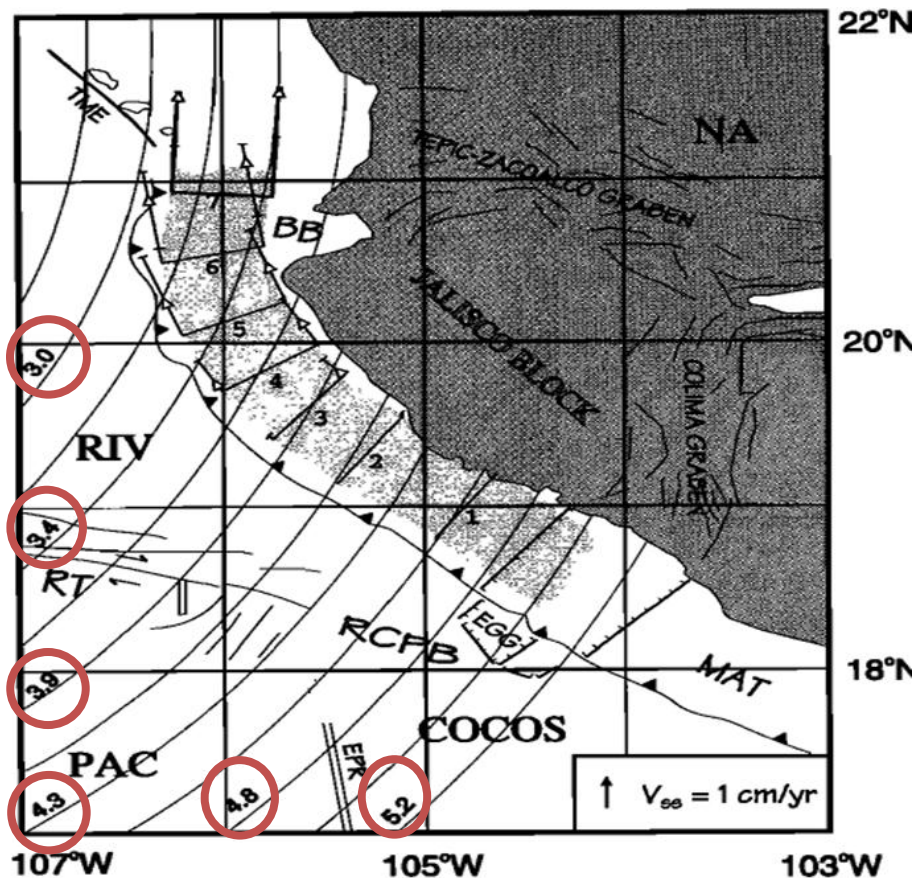


Figura 3. Modelo de velocidad de convergencia (Bandy, 1992), para la zona de la placa de Rivera y NOAM. Los valores de velocidad, dentro de los elipses, están en *cm/año*. Las componentes oblicuas de convergencia se muestran al final de los perfiles 2-7 con flechas (las barras en las flechas marcan el máximo y mínimo de incertidumbre). La zona rayada entre la MAT y la línea de costa es la proyección de la zona de contacto sísmico entre el Bloque de Jalisco y la placa Rivera. (Modificada de Kostoglodov 1995).

La placa tectónica Rivera es relativamente joven, con una edad entre los 10 y 15 m. a. (Klitzgord y Mammerickx, 1982; Kostoglodov y Bandy, 1995). Sus grandes similitudes con la zona de Cascadia (Pacífico Noroeste) hacen suponer que, al igual que esta, podría ser uno de los remanentes de la ya subducida Juan de Fuca (Hutton, 2001).

Los días 3 y 18 de junio de 1932 se presentaron dos grandes sismos en la interface entre la placa de Rivera y NOAM ($M_s = 8.2$ y $M_s = 7.8$ respectivamente). La suma total de la longitud de ruptura se calculó en 280 km y el momento sísmico asociado fue de $M_0 = 1.8 \times 10^{21} Nm$ (Singh *et al.*, 1985). El temblor del 3 de junio de 1932 es el evento con mayor magnitud registrada en México (Figura 1). Del registro histórico se sabe que, frente a las costas de Colima y Jalisco, entre 1974 y 1993 no hubo sismos mayores de $M_w = 5.5$ (Eissler y McNally 1984; Pardo y Suarez 1995; Zobin 1997). Esta baja actividad sísmica parecería definir a la zona como de baja sismicidad. El gran potencial sísmico y problemática de la limitación de fronteras tectónicas no nos permiten pensar en una zona tranquila y segura.

Después de investigaciones de campo e inversiones de datos gravimétricos y registros sísmicos, Bandy *et al.* (1999) propuso una estructura geológica tanto de la placa continental (NOAM) como de la que se está subduciendo (Rivera). En este modelo (Bandy *et al.*, 1999), el grosor promedio obtenido de la placa continental es de aproximadamente 38 km en la costa, y aumenta gradualmente conforme nos vamos adentrando al continente, hasta llegar al límite de 44 km. Por otro lado, Bandy *et al.* (1999) distingue en la placa de Rivera un contraste en el aumento de la densidad a una profundidad de 30 km. Este cambio de densidades puede estar representando un cambio de fase mineralógica entre rocas basálticas a eclogitas.

En este mismo modelo de Bandy *et al.* (1999), la falla inversa entre las dos placas presenta cambios en el echado a diferentes profundidades. Inicialmente la placa de Rivera se subduce con un echado entre 9° y 16° hasta una profundidad de 20 km. A partir de esta profundidad el ángulo de echado comienza a aumentar gradualmente hasta llegar a un máximo de 50° a profundidades superiores de 50 km (Figura 4).

Las densidades presentes en cada una de las placas para el modelo de Bandy *et al.* (1999) están asociadas a capas en diferentes profundidades. La continental está conformada

por tres capas. La capa superior con densidad de aproximadamente 2800 kg/m^3 , en seguida la inferior con valores de 2900 kg/m^3 . Además, la parte de la pendiente de subducción contiene materiales sedimentarios con densidades alrededor de 2300 kg/m^3 . En cuanto al modelo de la placa de Rivera, se propuso un bloque conformado por tres capas principales, con densidades de 2500 , 2900 y 3320 kg/m^3 , superior, intermedia e inferior respectivamente. El material del manto superior se propuso como el material con densidades de 3300 kg/m^3 (Figura 4).

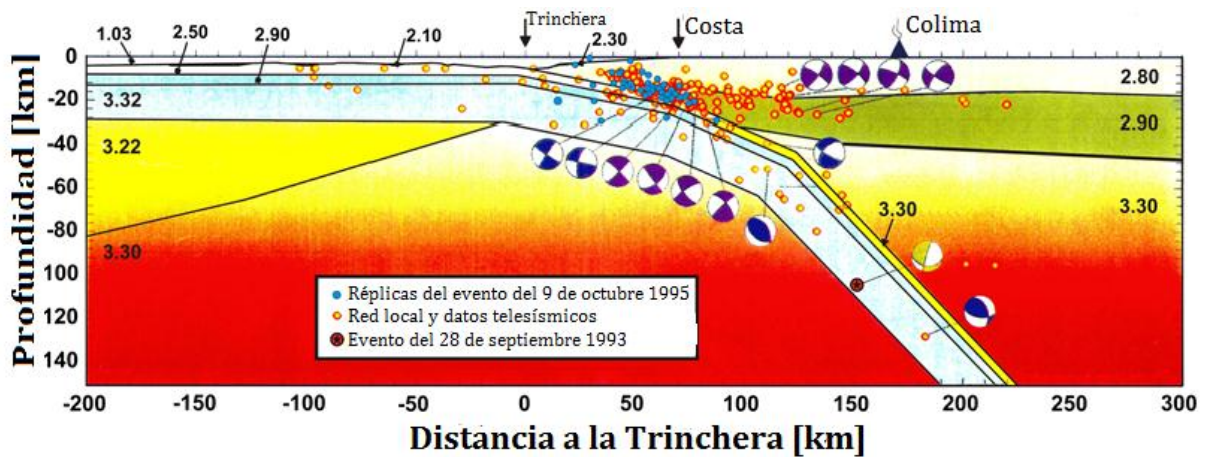


Figura 4. Sismicidad reciente, geometría y densidad [g/cm^3] de las placas de subducción y continental en un perfil de 500 [km] para la región de interés. (Modificado de Bandy, 1995).

La presencia de la placa de Cocos en esta misma zona es importante, debido a que se sabe de la existencia del punto triple de convergencia entre la placa de Cocos, Rivera y Norteamericana, el cual es todavía más complejo de entender y describir. La complejidad del sistema tectónico dificulta el poder asegurar si el sismo de 1995 fue el resultado de la subducción Rivera-NOAM, Cocos-NOAM o la interacción de las 3 placas. (Courboleaux *et al.* 1997).

2.2 Conceptos básicos de sismología

2.2.1 Fallamiento y parámetros de fuente.

La proposición que fundamenta el estudio de la fuente sísmica es que, a partir del limitado muestreo del campo de ondas sísmicas, provistas por los sismómetros de las estaciones localizadas en la superficie terrestre, deducir el fenómeno de la fuente que a veces tiene lugar a miles de kilómetros y a gran profundidad.

Los sismos generan ondas que se propagan a través de la Tierra, entre las cuales podemos mencionar a las ondas P (primeras en llegar) u ondas longitudinales que se asocian a cambios volumétricos en la dirección de propagación del movimiento. También existen ondas S (segundas en arribar) o cortantes, cuyo desplazamiento se da en la dirección perpendicular a la propagación de onda. Las ondas P y S son las únicas presentes en el supuesto de un medio infinito, isótropo, uniforme, lineal y elástico, pero cuando estas viajan en la Tierra e interactúan con discontinuidades, fronteras y otras características estructurales, se presentan otras fases. Cuando las ondas P y S interactúan con la superficie terrestre y cierta parte de la energía es atrapada en capas superficiales se presentan las ondas que conocemos como *superficiales* u ondas *Rayleigh y Love*.

A la ecuación que relaciona los desplazamientos observados en superficie en términos de los esfuerzos y fuerzas de cuerpo se le conoce como “Ecuación de Movimiento”. La solución general de esta ecuación para una onda plana, en una sola dirección se le conoce como “Solución de D’Alembert”. Esta solución se representa en la siguiente forma:

$$u(x_1, t) = f(x_1 - vt) + g(x_1 + vt), \quad (1)$$

dónde u es el desplazamiento, f y g serán funciones arbitrarias que cumplan con las condiciones iniciales asociadas a una fuente particular que excite los esfuerzos iniciales y de lugar a la propagación de la onda plana, x_1 es la dirección de propagación, t el tiempo y v la velocidad con que la onda viaja. Las ondas armónicas son herramientas útiles en el estudio de la sismología, y es por eso que para este caso la solución está representada de la siguiente forma (2);

$$u(x_1, t) = Ae^{i\omega\left(t \pm \frac{x}{v}\right)} = A \cos \left[\omega \left(t \pm \frac{x}{v} \right) \right] + B \sin \left[\omega \left(t \pm \frac{x}{v} \right) \right], \quad (2)$$

aquí ω es la frecuencia angular y t el tiempo que tarda en recorrer la onda una distancia x . En específico, el desplazamiento de una onda plana, viajando en dirección x , de tipo P o S se expresa como la ecuación (2), con su determinada amplitud A o B , respectiva velocidades α o β y correspondiente polaridad o dirección de la onda $u(x, t)$.

Sabemos a la perfección que los registros sísmicos son la combinación de los efectos de propagación de las ondas (trayectoria), efectos de sitio, respuesta del instrumento y de la contribución de la fuente o fallamiento. Para saber cuál es la fuerza que corresponde a un sismo tectónico, es necesario visualizar el modelo más general del plano de falla. Imaginemos a dos planos, inicialmente pegados uno a otro, con una cierta orientación (rumbo), los cuales presentan una inclinación con respecto a la horizontal entre ellos (echado). Los planos tienen un desplazamiento súbito (vector D) asociado a esfuerzos, que pueden ser tanto compresivos como tensionales, con una orientación definida (rake λ). Se puede entender al rompimiento de la falla y su deslizamiento, o el movimiento de los planos en una falla pre existente como el generador de las ondas sísmicas que se transmiten al medio. (Figura 5).

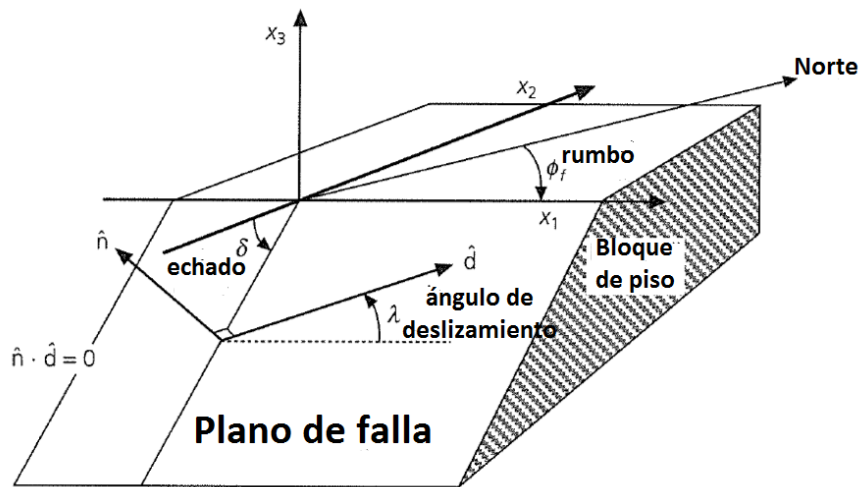


Figura 5. Geometría y parámetros en un plano de falla. (Modificado de Stein y Wysession, 2003).

En una falla, el movimiento de cizallamiento comienza cuando la acumulación de deformaciones cortantes en la vecindad de la falla sobrepasa el esfuerzo de fricción estático que se opone al movimiento. Una vez sobrepasado el límite, el deslizamiento comienza en un

punto (*hipocentro*), y el desplazamiento se va propagando a lo largo de la falla, separando los bloques de la falla o moviéndolos en caso de que ya hayan sido separados en eventos anteriores. Entonces, el deslizamiento en la falla es una función dependiente del tiempo y el espacio $D(x,t)$, mientras que el área de ruptura por lo general se define al haber terminado el deslizamiento $A(x,t)$. Finalmente, se llega a un punto en el que la energía de deformación elástica ha sido liberada en forma de calor y ondas sísmicas, para así acabar con el deslizamiento.

Cabe señalar que para aquellas fases sísmicas de longitud de onda muy grande que son generadas por la fuente, el área de ruptura y el volumen que libera energía de deformación son relativamente pequeños, y en este caso se puede considerar como una *fente puntual* (Lay y Wallace, 1995). Para las de longitud de onda corta, la extensión finita de la falla así como las variaciones en el deslizamiento toman una gran importancia y hacen que consideremos una *falla finita*.

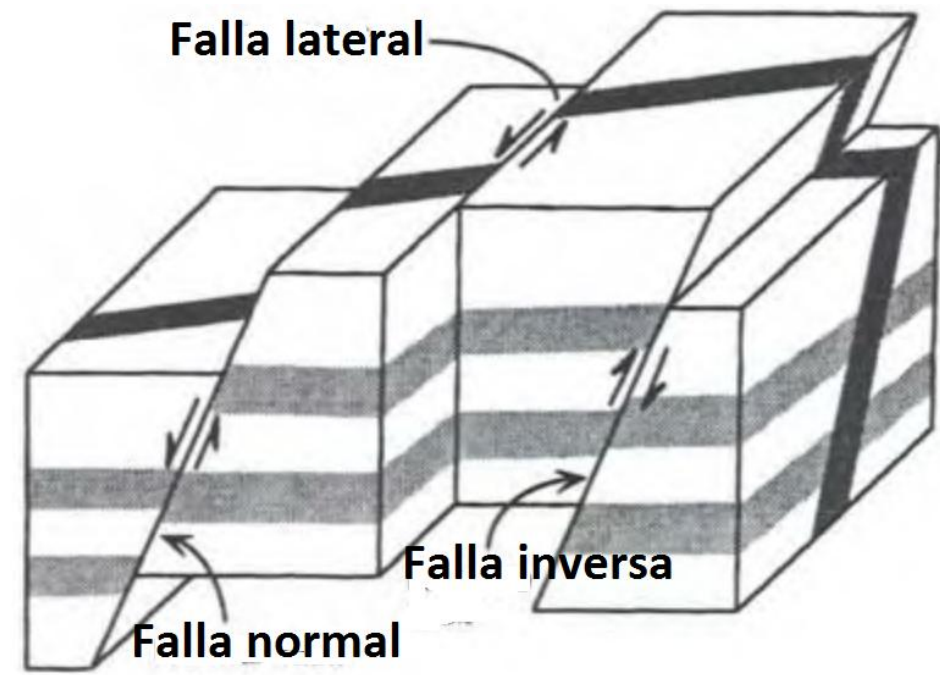


Figura 6. Geometría en los bloques de los diferentes tipos de falla. (Modificado de Lay y Wallace, 1995).

La magnitud del vector de deslizamiento está dado por D , el cual es el deslizamiento total de los dos bloques de la falla. En general, el rumbo ϕ_f , echado δ , ángulo de deslizamiento λ y la magnitud del vector D varían sobre todo el plano de falla, aunque para la representación de simples modelos se ocupan valores promedio.

Es posible describir geoméricamente la amplitud y dirección del movimiento de los primeros arribos de las ondas P y S en la vecindad de la fuente. El concepto que describe esta geometría se conoce como “*patrón de radiación*”, y este puede ser relacionado con la simetría de bajo orden de la dislocación del plano de falla y la orientación de este mismo.

2.2.2 M_0 , modelo de Haskell, función temporal de fuente y tiempo de ascenso.

El parámetro ocupado para estimar el tamaño del temblor, como resultado del deslizamiento de un plano de falla es el concepto de *momento sísmico*. Una forma sencilla de definir este concepto es a partir del *patrón de radiación* de las ondas P. El modelo de fuerzas que mejor representa el desplazamiento generado por el deslizamiento de un plano de falla es el de un *doble par de fuerzas*. Este modelo minimiza la componente de rotación del desplazamiento asociado al sistema de fuerzas. La expresión de este desplazamiento (Lay y Wallace, 1995) debido a las ondas P es:

$$u_r = \frac{1}{4\pi\rho\alpha^3r} \dot{M} \left(t - \frac{r}{\alpha} \right) \sin 2\theta \cos \phi, \quad (3)$$

esta expresión compuesta por varios términos, muestra los desplazamientos asociados a las ondas P en la dirección radial en campo lejano. El primer término habla de la amplitud que tiene el desplazamiento y su dispersión geométrica. Al segundo término se le conoce como *función temporal de fuente*, y describe la radiación de la energía proveniente de la falla.

Siendo $\dot{M}(t)$ la derivada temporal de la *función de momento sísmico* $M(t)$, la cual contiene información de las propiedades elásticas del medio en la fuente y las dimensiones de la falla que generó el desplazamiento,

$$M(t) = \mu D(t) S, \quad (4)$$

la ecuación anterior representa la historia del desplazamiento $D(t)$, del área de ruptura S y de la rigidez del medio μ . Una manera de medir el tamaño del sismo es usar de forma estática el *momento sísmico escalar*. Este escalar toma en cuenta el promedio del desplazamiento total de los planos de falla y el área de ruptura aproximada, como se muestra a continuación:

$$M_0 = \mu \overline{DS}. \quad (5)$$

El último término de (3) $\sin 2\theta \cos \phi$, se refiere al patrón de radiación de la onda P . Por geometría analítica, constatamos que existen 4 lóbulos, 2 que presentan compresiones positivas y 2 con compresiones negativas, las cuales explican la descripción del mecanismo focal.

Una vez introducido lo anterior, se puede modelar una falla finita. Los cuatro parámetros importantes del modelo son [1] el deslizamiento promedio sobre el plano de falla $D(x, t)$, [2] las dimensiones de la falla a lo largo y ancho, [3] la velocidad de ruptura v_r , y [4] la velocidad a la cual una partícula en la falla se traslada de un punto inicial a uno final, el *tiempo de ascenso* (en inglés *rise time*). Estos parámetros definen y modifican a la *función temporal de fuente*.

Para modelar longitudes de onda menores de la dimensión de la falla y periodos mayores que la duración de la fuente, esta puede suponerse como una simple *fente puntual*. Entonces, la tasa de momento sísmico sería la representación de la historia de deslizamiento de esa falla infinitesimalmente pequeña. Sí el deslizamiento de la falla puntual ocurre instantáneamente en la forma de un escalón, la función temporal del sismograma tendrá la forma de una función delta (impulso). De forma más realista, a la falla le toma un cierto periodo de tiempo en alcanzar su deslizamiento total, lo que se traduce en una representación del momento $M(t)$ en una función rampa. La tasa de momento, resultante de esta rampa es una función caja de duración τ_r , donde τ_r es mejor conocido como el *tiempo de ascenso*.

El *tiempo de ascenso* se entiende como el tiempo que le toma a una sola partícula sobre la falla trasladarse desde un punto inicial hasta uno final. Entonces, sí el deslizamiento pudiera representarse con una historia de ruptura en forma de rampa, el campo lejano de

desplazamientos de onda P y S tendrían la forma de funciones caja. Por la ecuación (3), las amplitudes de las cajas variarían en azimut con respecto al patrón de radiación, pero la forma del pulso sería la misma en todas partes (Figuras 7 y 9).

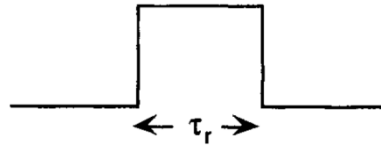


Figura 7. Caricatura de la función temporal de fuente. Las flechas indican la duración “tiempo de ascenso”, de la función caja. (Modificado de Lay y Wallace).

La naturaleza es más complicada y en muchos casos necesitamos más que un modelo del deslizamiento uniforme sobre toda la falla. Es pertinente entonces considerar un modelo simple de la cinemática de la falla, para así considerar la importancia que toma la expansión de la ruptura en la función temporal de fuente. A lo largo de la falla existen muchos puntos que siguen de forma similar la historia de deslizamiento, pero el deslizamiento empieza a diferentes tiempos de acuerdo a como avanza el frente de ruptura. Todas las fuentes puntuales y sus efectos pueden ser sumadas de acuerdo a su respectivo retraso, y así poder formar la *función temporal de fuente* completa.

El modelo de Haskell de una falla finita supone una falla en forma de “listón”. La ruptura comienza en uno de los extremos del listón, y se propaga hasta el otro extremo con una velocidad constante y finita. Normalmente consideramos que la falla es larga y angosta, y se puede tratar como una serie de pequeños segmentos que individualmente son fuentes puntuales sumables.

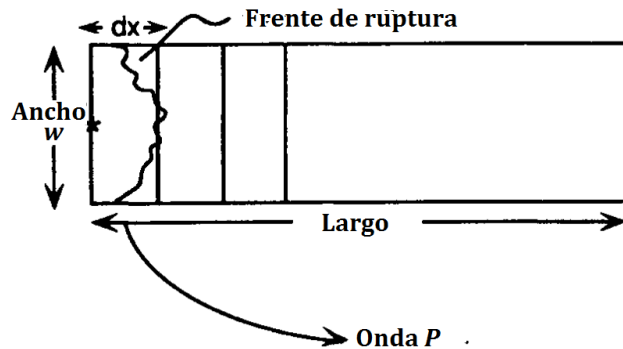


Figura 8. Geometría de una falla unidimensional, con ancho w y largo L . Los segmentos individuales tienen longitud dx , el momento del segmento es mdx y la velocidad de ruptura es v_r . (Modificado de Lay y Wallace, 1995).

Siguiendo el principio de superposición lineal, podemos encontrar el desplazamiento en el campo lejano con la sumatoria de subeventos de fuentes puntuales, de tal forma que

$$u(r, t) = \sum_{i=1}^N u_i \left(r_i, t - \frac{r_i}{\alpha} - \Delta t_i \right), \quad (6)$$

donde Δt_i es el retraso en tiempo entre subeventos.

Si L es el largo de la falla, la distancia a la estación es r , y x la distancia que recorre el frente de ruptura sobre la falla, entonces si $r \gg L$ el tiempo de arribo para el rayo proveniente del inicio de la falla será $t = \frac{r}{c}$, donde c es la velocidad de la onda. Para cualquier segmento a lo largo de x , el tiempo de arribo a una estación en dirección del azimut θ está dado por:

$$t_x = \frac{x}{v_r} + \frac{(r - x \cos \theta)}{c}. \quad (7)$$

La diferencia en tiempos del pulso que llega del principio de la falla y el del final de ella nos sirve para definir τ_c ,

$$\tau_c = \left[\frac{L}{v_r} + \frac{(r - L \cos \theta)}{c} \right] - \frac{r}{c} = \frac{L}{v_r} - \frac{L \cos \theta}{c}. \quad (8)$$

Ahora bien, desarrollando la ecuación (6) para la propagación de ondas P , cada $u_i = R_i^P (1/4\pi\rho\alpha^3) \left(\dot{M}_i / r_i \right)$ y sabemos que \dot{M}_i puede ser expresado como $\mu A_i \dot{D}_i(t) = \mu w dx \dot{D}_i(t)$. Entonces el desplazamiento total podemos escribirlo en términos de los subeventos,

$$u_r(r, t) = \frac{R_i^P \mu}{4\pi\rho\alpha^3} w \sum_{i=1}^N \frac{\dot{D}_i}{r_i} (t - \Delta t_i) dx \quad (9)$$

tal que $R^P = \sin 2\theta \cos \phi$ es el patrón de radiación en coordenadas esféricas (ecuación 3) para la onda P , w es el ancho de las subfallas y dx su largo.

Si suponemos que la estación que registra está muy lejos, entonces la distancia entre la subfalla i y el receptor (r_i) es constante. Si la velocidad de ruptura es considerada constante, y la historia de deslizamiento es la misma para cualquier parte de la falla, entonces el retraso Δt_i será la distancia entre subfallas multiplicada por el coseno del azimut y dividida entre la velocidad de ruptura v_r , sustituyendo (7) en (9) tenemos,

$$u_r(r,t) = \frac{\sin 2\theta \cos \phi \mu w}{4\pi\rho\alpha^3} \frac{1}{r} \sum_{i=1}^N \dot{D} \left(t - \frac{x \cos \theta}{v_r} \right) dx$$

$$u_r(r,t) = \frac{\sin 2\theta \cos \phi \mu w}{4\pi\rho\alpha^3} \frac{1}{r} \sum_{i=1}^N \dot{D}(t) * \delta \left(t - \frac{x \cos \theta}{v_r} \right) dx \quad (10)$$

donde la convolución está representada con $*$, y la velocidad de la partícula en todas las partes de la falla es la misma. La expresión anterior es válida para un modelo de deslizamiento impulsivo o para la radiación de alta frecuencia del modelo de ruptura para el cual las historia temporales de las partículas son muy cercanas a funciones rampa. Al tomar el límite de la expresión cuando $dx \rightarrow 0$, obtenemos la ecuación integral siguiente:

$$u_r(r,t) = \frac{\sin 2\theta \cos \phi \mu w}{4\pi\rho\alpha^3} \frac{1}{r} \int_0^x \dot{D}(t) * \delta \left(t - \frac{x \cos \theta}{v_r} \right) dx \quad (11)$$

siendo $x = L$ la longitud completa de la falla. Pero, $\dot{D}(t)$ es independiente de la longitud de la falla, por lo que la integral puede expresarse como sigue:

$$u_r(r,t) = \frac{\sin 2\theta \cos \phi \mu w}{4\pi\rho\alpha^3} \frac{1}{r} \dot{D}(t) * \int_0^x \delta \left(t - \frac{x \cos \theta}{v_r} \right) dx, \quad (12)$$

la ecuación anterior puede demostrarse que, a partir de la integración de la función delta (función escalón $H(t)$), y un cambio de variable de tal forma que $B(t; \tau_c) = H(t) - H \left(t - \frac{x \cos \theta}{v_r} \right)$

se puede expresar como:

$$u_r(r,t) = \frac{\sin 2\theta \cos \phi \mu w}{4\pi\rho\alpha^3 r} v_r \dot{D}(t) * B(t; \tau_c), \quad (13)$$

aquí $B(t; \tau_c)$ es una función caja, con duración τ_c (ecuación 10), la cual es la duración de la ruptura vista desde un azimut θ . Podemos decir entonces que en el campo lejano el impulso de desplazamiento está definido por la convolución de dos funciones caja. La primera función

caja contiene la historia de desplazamiento de una sola partícula y la segunda representa el efecto de una *falla finita*. El resultado de la convolución es una función trapezoidal. Las características principales de esta función son: (1) una duración igual a la suma de las dos funciones caja y (2) el ascenso y decaimiento del trapezoide, que son iguales a la duración de la función caja más corta, normalmente asociada a la duración del deslizamiento de la partícula.

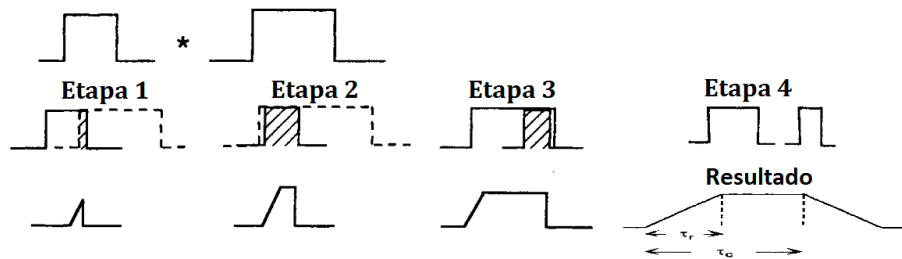


Figura 9. Representación gráfica de la convolución de funciones caja. El resultado es una función trapezoide. (Modificado de Lay y Wallace, 1995).

Para este modelo simple, conocido como *modelo de Haskell*, el campo lejano de desplazamientos asociados a las ondas *P* y *S* son de forma trapezoidal.

Para el modelo de Haskell, la duración de la función caja asociada a la propagación de la ruptura es τ_c , para una estación lejana con azimut perpendicular al rumbo de la línea-fuente. Claro que esta duración depende de la longitud de la falla y de la velocidad de ruptura v_r , pero también depende de la orientación del observador con respecto a la falla. La velocidad de ruptura es normalmente menor a la velocidad de propagación de la onda *S*, $v_r < \beta$. Las ondas de cuerpo resultantes de la ruptura de un segmento llegarán antes a la estación que las que resultan de la ruptura de un segmento posterior. Pero cuando la orientación del camino hacia la estación no es perpendicular al rumbo de la falla, las ondas generadas por diferentes segmentos siguen diferentes caminos hacia la estación y por lo tanto llegan a diferentes tiempos.

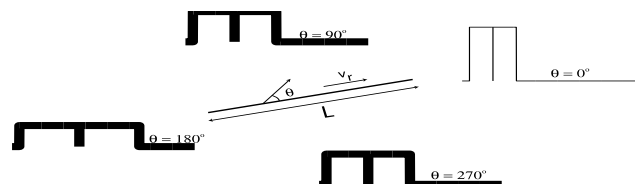


Figura 10. Geometría de la ruptura de una falla y el camino recorrido hacia una estación remota. (Hjörleifsdóttir, comunicación personal).

La componente de la función temporal asociada a la dimensión finita de la falla sigue siendo una función caja, pero ahora su duración o *tiempo de ruptura* depende del azimut al observador. Para el modelo de Haskell la función temporal de fuente sigue siendo un trapecoide, pero varía su longitud para todos los azimuts. A esta variación con respecto al azimut debida a la propagación de la falla se le conoce como *directividad* (Figura 9).

2.2.3 Falla finita

Ya se ha explicado la interacción entre esfuerzos y deformaciones debido a la ruptura y movimiento del plano de falla, además del modelo de Haskell. Ahora es momento de definir la técnica de subdivisión del plano de falla conocida como "*Falla Finita*".

El concepto de falla finita (Trifunac, 1974) fue concebido como una forma de simplificar la descripción de la fuente sísmica, como resultado de los desplazamientos y liberación de energía asociado a la ruptura y dislocación de un plano de falla. De forma simplificada, la técnica consiste en la división del plano en un número finito de subfallas. Cada elemento finito presenta características y parámetros de fallamiento propias; de tal forma que la suma de todas las contribuciones conforma el desplazamiento total sobre el plano de falla. A esta suma de deslizamientos finitos se le considera como la historia de la fuente sísmica.

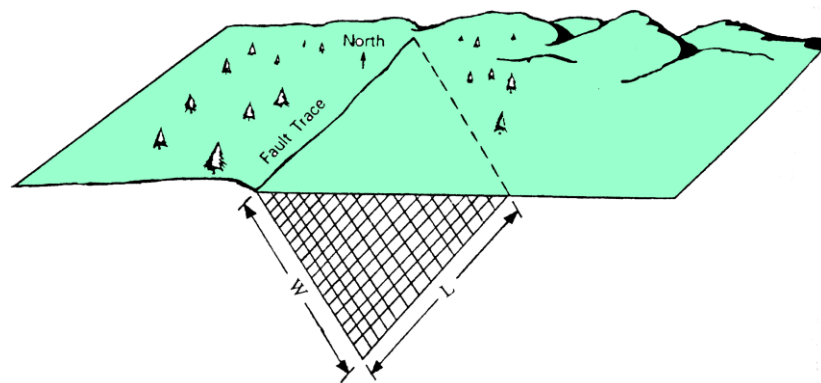


Figura 11. Representación tridimensional de la subdivisión de la falla. (Ji, comunicación personal).

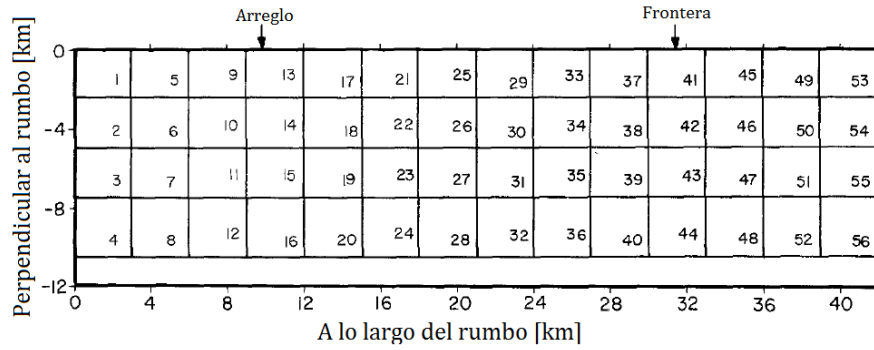


Figura 12. Vista en planta de la subdivisión de la falla. (Modificado de Hartzell y Heaton, 1983).

Los sismos de gran magnitud y alta complejidad pueden ser modelados con el uso de las *funciones de Green* para una fuente simple en la región de interés. De esta manera podemos decir que el registro sísmico observado en una estación, es la suma de contribuciones (funciones temporales de fuente) de cada subfalla con una cierta amplitud y retraso en el tiempo convolucionadas con la función de Green. Esta función incluye los efectos de reflexiones en la superficie y en las interfaces entre capas que experimentan las ondas después de salir de la fuente y antes de llegar a la estación.

Entonces se divide el plano a lo largo del rumbo y en la dirección perpendicular a este. La respuesta del movimiento total en una estación sísmica puede representarse por la suma total de las contribuciones de la malla de subfallas, esto es:

$$u(t) = \sum_{j=1}^n \sum_{k=1}^n D_{jk} \left[\cos(\lambda_{jk}) Y_{jk}^1(V_{jk}, t) + \sin(\lambda_{jk}) Y_{jk}^2(V_{jk}, t) \right] \dot{S}_{jk}(t), \tag{14}$$

en esta expresión, $u(t)$ es el desplazamiento observado en la estación sísmica, j es la j -ésima subfalla a lo largo del rumbo, k es la k -ésima subfalla a lo largo del echado, D_{jk} es la amplitud promedio de la dislocación, λ_{jk} es el ángulo de orientación del desplazamiento y $S_{jk}(t)$ es la función de *tiempo de ascenso* para cada subfalla jk . V_{jk} es la velocidad promedio de la ruptura entre el hipocentro y la subfalla jk , y los términos $Y_{jk}^1(V_{jk}, t)$ y $Y_{jk}^2(V_{jk}, t)$ son las funciones de Green de las subfallas para el desplazamiento unitario en la dirección del rumbo y echado respectivamente.

Las funciones de Green se pueden calcular usando muchos métodos diferentes. En uno de ellos se combina los efectos elásticos e inelásticos de la propagación proveniente desde la fuente hasta el receptor;

$$Y_{jk}^1(V_{jk}, t), Y_{jk}^2(V_{jk}, t) = e(t) * q(t), \tag{15}$$

donde $e(t)$ representa las características elásticas y $q(t)$ las inelásticas. Este método se ocupa sólo si consideramos las ondas de cuerpo. El objetivo de estudiar a la falla como una *Falla Finita* es conocer los desplazamientos ocurridos en cada subfalla que contribuyen a generar el registro sísmico observado en una estación sísmica. Es necesario usar algoritmos computacionales que mejoren los ajustes y minimicen las funciones objetivo entre los parámetros propuestos y los reales que se buscan describir en cada una de las configuraciones propuestas.

La función de tiempo de ascenso (sección 2.2.4) como una caja es a veces demasiado simple y puede introducir altas frecuencias no realistas en los sismogramas. Siguiendo los trabajos de Cotton y Campillo (1995) y Hartzell et al. (1996), podemos ocupar una función cosenoidal modificada para representar la derivada de la función tiempo de ascenso o la tasa de momento, como se puede ver en la Figura 13;

$$\dot{S}(t) = \frac{1 - \cos\left(\frac{2\pi t}{r}\right)}{r}. \tag{16}$$

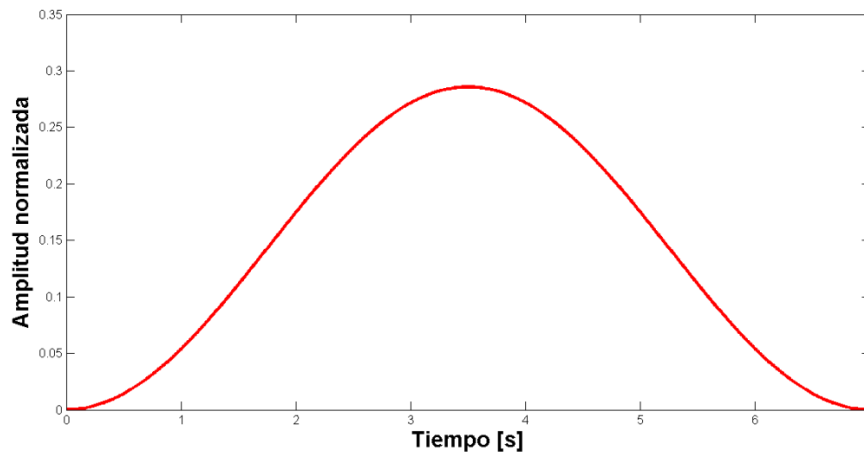


Figura 13. Gráfica de la derivada temporal de la función tiempo de ascenso. La duración r tiene un valor de 7 segundos y la amplitud está normalizada para que el integral de la función sea 1.

Y el hecho de que la forma de la función $\dot{S}(t)$ sea controlada por un solo parámetro (figura 13) ayuda a que el proceso de inversión sea más estable. Sin embargo, esta limita la complejidad de la historia de la ruptura de cada subfalla.

La componente de la función temporal asociada a la dimensión finita de la falla sigue siendo una función caja, pero ahora su duración o *tiempo de ruptura* depende del azimut al observador. Para el modelo de Haskell la función temporal de fuente sigue siendo un trapecoide, pero varía su longitud para todos los azimuts. A esta variación azimutal debida a la propagación de la falla se le conoce como *directividad* (Figura 13).

2.3 Teoría de inversión de datos

2.3.1 Concepto de inversión

En la sismología, al igual que en muchas otras ramas de las ciencias exactas, existe una gran cantidad de fenómenos, los cuales dependen de parámetros que no pueden ser fácilmente modelados a partir de las mediciones realizadas en estudios de campo. Siguiendo el enfoque de William Menke (Menke, 1989), una manera sencilla de entender la teoría de inversión es pensar en ella como el uso de un conjunto de técnicas físico-matemáticas, que al ser aplicadas en el tratamiento de las observaciones, nos permiten conocer e inferir información útil del mundo físico.

De manera generalizada, la teoría de inversión se basa en el hecho de que las propiedades de la Tierra son parametrizables, y que al conjunto de parámetros relacionados mediante una regla de correspondencia se le conoce como modelo físico. Existen dos maneras para solucionar el modelado de un fenómeno. La primera, a la cual se le conoce como "*solución del problema directo*", supone la obtención de datos (observaciones o mediciones calculadas) a partir de un modelo propuesto. La segunda forma o "*solución del problema inverso*", parte del hecho de que los parámetros de un modelo pueden ser calculados a través de las observaciones de campo.

Los problemas, tanto directo como inverso, pueden ser subdivididos a su vez en “lineales” o “no lineales”, esta característica se refiere a la capacidad de poder solucionarlos a través de un sistema de ecuaciones lineales, con respecto a los parámetros involucrados.

Debido a la complejidad de la relación que existe entre los parámetros que representan las características de la fuente sísmica, el problema del modelado de esta se denomina “no lineal”. La inversión de los datos observados (sismogramas, acelerogramas y datos GPS) es la manera en la que podemos conocer los parámetros relacionados en el modelo que mejor describen el movimiento producido.

A continuación se explica el algoritmo de inversión que se ocupa para obtener los parámetros de la fuente del sismo de 1995, el cual se conoce como “*Cristalización Simulada*”.

2.3.2 Algoritmo heurístico

Según Tarantola 1983, el término “heurístico” se refiere al adjetivo que caracteriza a una forma de encontrar la solución a problemas físicos o matemáticos que no se basa en métodos rigurosos, o en reglas de correspondencia bien definidas. Estas técnicas pueden sustentarse en conceptos empíricos o de prueba y error.

Comúnmente, los problemas que se buscan resolver a través de métodos computacionales son dependientes de “N” el número de variables, lo cual supone implícitamente una gran cantidad de caminos que llevan a la solución. En consecuencia, esto implica que el tiempo y trabajo de cómputo se incrementa exponencialmente (al aumentar “N”) si el camino elegido no es el más eficiente. Por consiguiente, los métodos heurísticos son una opción óptima de resolución al minimizar tiempo y recursos del procesamiento.

Múltiples estudios (Metropolis, 1952) han confirmado la existencia de una relación útil entre los conceptos estadísticos de los sistemas mecánicos con gran número de grados de libertad (como la recristalización de un fluido mineral a altas temperaturas) y el comportamiento general de la solución óptima de fenómenos multivariados (la fuente sísmica).

2.3.3 *Cristalización Simulada*

Empecemos suponiendo que existe un cuerpo conformado por materia condensada; el cual contiene 10^{23} número de átomos por cm^3 de volumen. El comportamiento más probable de este sistema a una temperatura de equilibrio térmico es descrito con el uso de la mecánica estadística debido al enorme número de contribuciones que se tienen.

En mecánica estadística, el comportamiento más probable que un sistema puede adoptar es caracterizado con el promedio sobre el conjunto de sistemas idénticos (Gibbs) y una pequeña fluctuación alrededor de éste mismo. La configuración $\{r_i\}$, que queda definida como el conjunto de posiciones atómicas dentro del sistema, está pesada por el factor probabilístico de Boltzmann (Kirkpatrick *et al.*, 1983), que se expresa como:

$$P(\Delta E) = \exp \frac{E(\{r_i\})}{k_B T}, \quad (17)$$

donde $E(\{r_i\})$ es la energía asociada a la configuración i , k_B es la constante de Boltzmann y T es la temperatura del sistema. Esta expresión del factor Boltzmann nos indica que a temperaturas muy bajas, la distribución probabilística colapsa en los estados de más baja energía. Se infiere entonces, que para un fluido que estaba sometido a una gran temperatura ($T_{inicial}$), se llegará a un estado solidificado (T_{final}), el cual puede ser cristalino o vítreo. Concluyendo que un sólido cristalino es el resultado de un mejor y más cuidadoso enfriamiento (una óptima solución del problema), mientras que uno vítreo es la consecuencia de un enfriamiento acelerado que generará un sólido desordenado y defectuoso (solución meta estable). Para poder encontrar la solución óptima, o enfriamiento más lento y ordenado, es necesario primero definir los conceptos de función objetivo y criterios de decisión.

2.2.4 *Función objetivo y criterio de Metropolis*

Una *función objetivo* es aquella que caracteriza o describe las diferencias que existen entre los datos observados y aquella información obtenida a partir de la solución del problema directo.

Las *normas* son una forma de medir la diferencia o distancia que existe entre los valores observados y los sintéticos. Si suponemos dos vectores $o_i = (o_1, o_2, \dots, o_N)$ y $y_i = (y_1, y_2, \dots, y_N)$ que contienen los datos observados y calculados respectivamente, podemos medir la distancia o error que existe entre cada elemento con el uso de las *normas*. La definición de las normas para este caso es la siguiente:

$$\|x\|_p = e = \left(\frac{\sum_{i=0}^{N-1} (o_i - y_i)^p}{\sum_i (o_i)^p} \right)^{\frac{1}{p}}, \quad (18)$$

siendo p el orden de la norma que se está ocupando para medir el error. Las normas más comúnmente usadas son la L1 y L2, debido a que permiten comparar valores absolutos de amplitud.

Norma L1:

$$\|x\|_1 = e = \left(\frac{\sum_{i=0}^{N-1} |o_i - y_i|}{\sum_i (o_i)} \right) \quad (19)$$

Norma L2:

$$\|x\|_2 = e = \left(\frac{\sum_{i=0}^{N-1} (o_i - y_i)^2}{\sum_i (o_i)^2} \right)^{\frac{1}{2}} \quad (20)$$

Como se mencionó al final de la sección 2.3.1, no es necesario hacer la comparación entre sintéticos y registros observados en el dominio del tiempo o de las frecuencias. Los coeficientes ondulares de ambos vectores pueden ser comparados y su diferencia puede ser minimizada con métodos iterativos.

Una vez definido este concepto, se puede señalar que entre los procesos de mejora iterativa, que sirven para la búsqueda de una solución, y el enfriamiento o reacomodo de la configuración de masas atómicas existe una analogía, dónde la función objetivo se encarga de expresar la energía asociada a cada estado. La minimización de la función objetivo se realiza sólo con el reacomodo de la masa atómica sin ningún tipo de criterio más que el decrecimiento de la temperatura de ($T_{inicial}$ a $T_{final}=0$), entonces la solución que se obtendrá para el fenómeno modelado será meta-estable. Es por eso la necesidad del uso de *criterios de decisión*.

Entre los primeros desarrollos computacionales que se hicieron para solucionar problemas iterativos, Metropolis en 1952 presentó uno de los más simples algoritmos que puede simular un grupo de átomos en equilibrio sometidos a una cierta temperatura; este algoritmo sirve como "*criterio de decisión*" para lograr soluciones estables que garanticen una mejor solución del problema.

El criterio de *Metropolis* (Metropolis y Rosenbluth, 1952) consiste en definir en cada iteración un desplazamiento aleatorio para cada átomo del conjunto, el cual está asociado a un cambio en la energía, ΔE , del sistema. La toma de decisión para que esta nueva configuración atómica sea aceptada como el nuevo arreglo entre átomos para la siguiente iteración consiste en que $\Delta E \leq 0$, sin embargo, si $\Delta E > 0$ entonces la decisión se toma probabilísticamente. La probabilidad de que la nueva configuración será aceptada es:

$$P(\Delta E) = e^{-\frac{\Delta E}{k_B T}}. \quad (21)$$

En seguida se generan números aleatorios con una distribución uniforme entre 0 y 1, se toma uno de ellos al azar y se compara con $P(\Delta E)$, de manera que si el número aleatorio es menor que $P(\Delta E)$, entonces la nueva configuración es aceptada. Si el número aleatorio es mayor que la probabilidad de aceptar el cambio en la energía, se decide rechazar y se toma la configuración anterior para continuar con la siguiente iteración.

Es posible usar tanto en el criterio de Metropolis como en el algoritmo de recristalización simulada a la función objetivo en lugar de los cambios de energía. Similarmente, en vez de trabajar con configuraciones atómicas podemos usar conjuntos de

parámetros que describen a nuestro fenómeno de estudio. La cristalización simulada consistirá entonces en asignar a un conjunto de parámetros a una cierta temperatura de fusión. A continuación, en cada iteración se irá bajando la temperatura a niveles de menor energía o minimización de la función objetivo al ir cambiando de cierta forma los parámetros que conforman el sistema. Utilizando el criterio de Metropolis en cada paso llegaremos finalmente a un estado de equilibrio de mínima diferencia entre los datos observados y los calculados. El resultado será una solución óptima del modelado de fuente sísmica.

2.4 Procesamiento de señales

2.4.1 Transformada de ondículas (en inglés, *Wavelet transform*).

El objetivo de la inversión de los registros sísmicos observados, es obtener ciertos parámetros de la fuente que sirven para realizar un modelo de los deslizamientos originados por el sismo en el plano de falla. Dado los deslizamientos de cada subfalla se pueden construir registros sintéticos, usando la ecuación (20). Con la finalidad de mejorar el análisis de las señales y la minimización de la función objetivo, en este trabajo se ocupará el método de la transformada de ondículas.

El uso de la técnica de la transformada de ondículas en el análisis de señales es muy reciente, su desarrollo teórico y aplicaciones tiene apenas dos décadas (Mallat, 1998). Existen muchas diferencias entre el análisis de Fourier y el de ondículas, pero algunos conceptos o relaciones a la transformada de Fourier son utilizados comúnmente para entender de forma más sencilla la teoría de ondículas.

El teorema propuesto por Fourier, el cual enuncia que “*toda onda compleja periódica puede ser representada como la suma infinita de ondas más simples*”, aplica parcialmente a las ondículas. La transformada de ondículas parte de la idea de que una función o señal $f(t)$ se puede descomponer en la suma de ondículas; las cuales son funciones $\psi(t)$ que cumplen la condición siguiente:

$$\int_{-\infty}^{\infty} \psi(t) dt = 0. \tag{22}$$

Sin embargo, al igual que los senos y cosenos trasladados y escalados de Fourier, la transformada de ondículas requiere que las funciones $\psi(t)$ sean dilatadas por un factor de escala s y trasladadas a una cierta posición u . A esta nueva ondícula modificada se le conoce como *átomo*, el cual presenta la forma general siguiente:

$$\psi_{s,u}(t) = \frac{1}{\sqrt{s}} \psi\left(\frac{t-u}{s}\right). \quad (23)$$

En el análisis de señales continuas podemos decir que una serie de tiempo, como un sismograma, puede descomponerse en la suma de átomos ondiculares que están pesados por coeficientes $\alpha_{s,u}$. Estos coeficientes se definen con la siguiente expresión:

$$\alpha_{s,u} = \int_{-\infty}^{+\infty} f(t) \psi_{s,u}(t) dt. \quad (24)$$

Esta transformada de ondículas continua nos permite hacer un análisis simultáneo en el dominio del tiempo y en el de las frecuencias (2-D). Sin embargo, su uso en los procesos de inversión de datos no es el más adecuado, además de que s y u no forman una base ortonormal debido a la uniformidad en el muestreo usado.

En algebra lineal, los datos que forman una base no-ortonormal traen como consecuencia dos situaciones; [1] La pérdida de información útil o [2] la obtención de demasiadas condiciones linealmente dependientes. Cualquiera de estas dos características derivan en no poder resolver el problema de una forma correcta o única. Este problema puede ser superado al usar una transformada discreta ortonormal de ondículas.

En el año 1994, Yomogida introdujo la ondícula ortonormal discreta conocida como *Meyer-Yamada Wavelet* (MYW) al análisis de señales sísmicas. Esta ondícula tiene su forma en el dominio del tiempo y de las frecuencias como se muestra en las figuras siguientes.

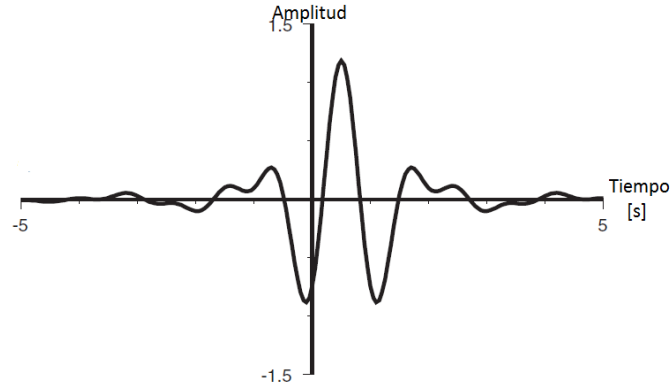


Figura 14. Forma de la ondícula Meyer-Yamada en el dominio del tiempo. (Modificada de Yomogida 1994).

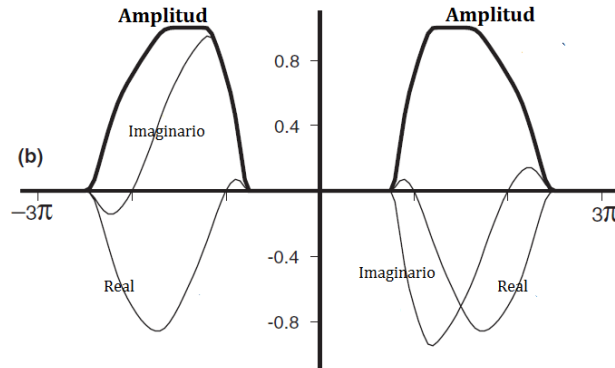


Figura 15 Ondícula Meyer-Yamada en el dominio de las frecuencias, espectro de amplitud (línea gruesa), parte real (línea delgada) y parte imaginaria (línea delgada). (Modificada de Yomogida 1994).

Es necesario señalar que toda la teoría matemática que fundamenta el uso de esta ondícula se describe de mejor forma tanto en el trabajo de Yomogida (1994), como en el de Yamada (1991). En esta sección sólo se muestran algunas características de la transformada, así como sus ventajas en el análisis espectral y aplicaciones en sismología.

Debido a la forma simétrica de su parte real y asimétrica de su parte imaginaria en el dominio de las frecuencias, la función es completamente real en el dominio del tiempo. Esta característica beneficia el manejo de señales sísmicas. De forma simplificada, el análisis ondicular permite representar al sismograma y_i con la suma de ondículas ortonormales discretas $\psi_{j,k}$ que son pesadas por coeficientes $\alpha_{j,k}$. Esta representación se muestra en las ecuaciones siguientes:

$$y_i = \sum_{j=0}^{n-1} \sum_{k=0}^{2^j-1} \alpha_{j,k} \psi_{j,k}(i), \quad (25)$$

siendo:

$$\psi_{j,k}(i) = \sqrt{\frac{1}{2^{n-j} \Delta t}} \psi\left(\frac{i}{2^{n-j} \Delta t} - k\right), \quad (26)$$

la duración T de la serie de tiempo y_i , está relacionada con el intervalo de muestreo Δt y el número de muestras N . Recordando que $T = N\Delta t$ y que la serie $y_i (i = 0, 1, 2, \dots, N-1)$ está determinado por $N = 2^n$, siendo n un número entero que debe concordar con el número de muestras y duración. Al igual que la *FFT* de Fourier, los coeficientes $\alpha_{j,k}$ se obtienen con el uso de un algoritmo rápido que propusieron Yamada y Ohkitani en 1991.

La forma generalizada de la ondícula MYW (Figura 18) muestra que la función ψ tiene valores sólo en el intervalo $[2\pi/3, 8\pi/3]$, lo cual implica que el átomo $\psi_{j,k}(t)$ se limita con anchos de banda particulares para cada j como $[2^j/3T, 2^{j+2}/3T]$. Otra característica es el hecho de que su amplitud no es la misma universalmente, como en el caso de los senos y cosenos de la teoría de Fourier. La forma de la ondícula es compacta, y su amplitud es modificada por el factor de escala s_j en la vecindad de $i = k \times 2^{n-j}$.

Sin embargo, debido a la expresión (23), el análisis con ondículas no es capaz de tomar en cuenta la componente estática contenida en el registro sísmico. Al analizar que solo se tienen $N-1$ número de coeficientes, aun cuando la señal original consta de N muestras, se descarta la posibilidad de representar la componente estática del desplazamiento.

Una ventaja más de la ortonormalización de la ondícula MYW, es que permite la construcción de una función objetivo eficiente en el dominio de las ondículas. Esto se puede ejemplificar con la suposición de una señal $u_i (i = 0, 1, 2, \dots, N-1)$ que en una representación ondicular consta de coeficientes $\beta_{j,k}$. Entonces, podremos decir que la señal u_i , con coeficientes $\alpha_{j,k}$, es una buena aproximación de y_i si y sólo si $\alpha_{j,k} = \beta_{j,k}$. Por lo tanto es posible buscar una minimización de nuestra aproximación sintética de registros al disminuir la diferencia entre los coeficientes de nuestra señal y la de los sismogramas originales.

2.4.2 Funciones de error para coeficientes ondulares

La transformada de ondículas (sección 2.4.1) de los datos observados y sintéticos tiene como característica una gran diferencia en amplitudes entre los coeficientes de las partes de alta y baja frecuencia de las señales transformadas. Este contraste nos obliga a darle más peso a los coeficientes que representan a las altas frecuencias (pequeña escala de átomo ondicular). Teniendo esto en cuenta, separamos a todos los coeficientes ondulares en dos grupos según su escala (altas o bajas frecuencias) y los medimos con criterios diferentes de forma separada.

Para el grupo de coeficientes de gran escala ondicular (bajas frecuencias) se utiliza una suma de normas L1 y L2 para calcular la diferencia en bajas frecuencias e_l ;

$$e_l = \sum_{j=j_{\min}}^{j_c} W_j \left(\frac{1}{k_j} \sum_{k=1}^{k_j} |o_{j,k} - y_{j,k}| \right) + \sum_{j=j_{\min}}^{j_c} W_j \sqrt{\frac{1}{k_j} \sum_{k=1}^{k_j} (o_{j,k} - y_{j,k})^2}, \quad (27)$$

recordando que k_j es la forma discreta de los factores de escalamiento del átomo ondicular, W_j es el peso particular que se le da a cada diferencia debido al contraste en amplitudes con los coeficientes de pequeña escala, j_{\min} y j_c son las escalas mínimas y máximas respectivamente, que pueden ser usadas para este criterio.

Para el grupo de coeficientes de pequeña escala ondicular (altas frecuencias y pequeña amplitud) es necesario plantear una función correlativa. Sen y Stoffa (1991) propusieron una función correlativa que se ocupa más de la forma de la señal que de las amplitudes, lo cual nos permite analizar mejor a este grupo con la distancia entre datos de alta frecuencia e_h ;

$$e_h = \sum_{j=j_{c+1}}^{j_{\max}} W_j \left(1.0 - \frac{2 \sum_{k=1}^{k_j} o_{j,k} y_{j,k}}{\sum_{k=1}^{k_j} o_{j,k}^2 + \sum_{k=1}^{k_j} y_{j,k}^2} \right). \quad (28)$$

Como se puede ver en la práctica, el uso de las ondículas es similar al de un filtro múltiple-pasa-bandas, con la ventaja de que al tener N número de registros solo se tendrán N operaciones o coeficientes ondiculares, mientras que en el análisis múltiple-pasabandas se tendrían NM número de operaciones, donde M es el número de bandas que se dejan pasar.

Finalmente, el mayor aporte del uso de la transformada de ondículas es la reducción de las iteraciones en el análisis (Ji et al., 2001). Por lo general, el análisis de los sismogramas se realiza para el registro completo, sin separar las diferentes fases según su frecuencia asociada, resultando problemática la presencia de frecuencias dominantes. Es posible separar y analizar las diferentes fases contenidas en el registro, sin embargo esto supone un tiempo de cómputo costoso al tratarse del uso de filtros múltiple-pasa-bandas. El tratar a un registro con filtros múltiple-pasa-bandas (en el dominio del tiempo o de las frecuencias) implicaría " NM " operaciones, donde " M " es el número de filtros múltiple-pasa bandas y " N " el número de muestras en el registro. En contraste, la transformada de ondículas sólo usa un número " N " de coeficientes para analizar el registro de " N " muestras. De esta forma el tiempo de cómputo se minimiza mientras que el análisis mejora.

2.5 Geodesia

2.5.1 La geodesia en sismos

Los temblores causan desplazamientos en el interior de la Tierra. Algunos son permanentes y otros transitorios; las ondas sísmicas. Durante un sismo, grandes y rápidas deformaciones son producidas por complejos campos de deformación que se extienden al paso del tiempo a lo largo de grandes regiones. Gracias a las técnicas de la *geodesia*, podemos obtener información adicional sobre los sismos y procesos que los causaron a través de la medición del desplazamiento permanente del terreno.

Anteriormente las medidas geodésicas dependían de observaciones manuales con teodolitos, triangulaciones, y referencias a puntos que se suponían fijos en el tiempo. Actualmente, las nuevas técnicas permiten conocer desplazamientos en las tres direcciones del espacio (con incertidumbres en milímetros) con el tratamiento de señales obtenidas a partir de satélites que viajan alrededor de la Tierra. El análisis de los cambios geodésicos anteriores y posteriores a un sismo nos permite conocer el movimiento cosísmico, estático o permanente con gran precisión.

Tres formas de localizar puntos en la Tierra, Very Long Baseline Interferometry (VLBI), Satellite Laser Ranging (SLR) y Global Positioning System (GPS), son usados frecuentemente en el estudio de temblores. La técnica GPS se basa en el hecho de que una constelación de satélites transmite señales codificadas de tiempo en un par de frecuencias portadoras de microondas. Estos tiempos tienen precisión y sincronización atómica. Es posible definir la posición en las tres direcciones espaciales de un receptor GPS en un cierto tiempo, al determinar (con un mínimo de cuatro satélites) el retraso en la llegada de la señal y la órbita satelital conocida.

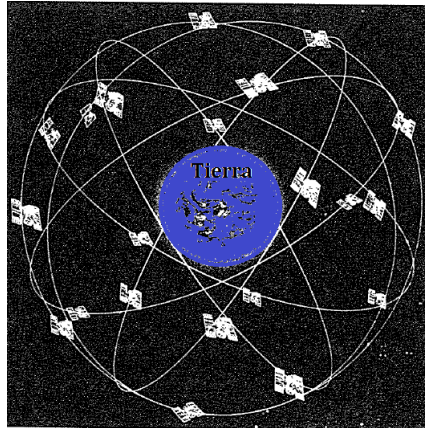


Figura 16. Caricatura de la Tierra rodeada por una constelación de satélites GPS (Modificada de Stein y Wyssesion, 2003).

La importancia de los registros o datos geodésicos recae en el concepto de que se puede conocer el cambio en la posición espacial a través del tiempo, debido a los campos de esfuerzos y deformaciones. El cambio en la posición puede ser representado por vectores (de aquí en adelante nos referiremos a ellos como vectores GPS), los cuales tienen como magnitud la separación entre puntos inicial y final del receptor o del ángulo que describe la dirección del desplazamiento (Figura 17).

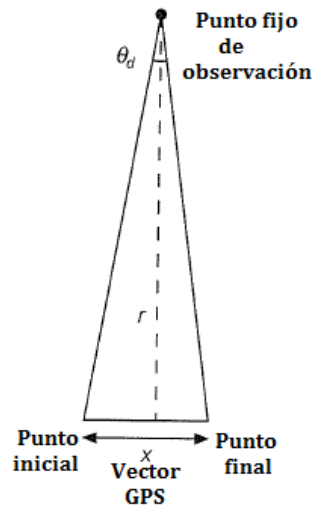


Figura 17. Caricatura de un vector GPS. (Modificada de Stein y Wyssesion, 2003).

2.5.2 Función objetivo para datos geodésicos

Las medidas GPS de campo cercano son de gran utilidad para definir de mejor forma la distribución del desplazamiento producido por el sismo, incrementando la robustez de la inversión. Sin embargo, por la definición de la ondícula (sección 2.3.1) la componente del desplazamiento estático no puede ser incluida en el análisis ondicular como consecuencia a la condición (58).

Para la creación de registros GPS sintéticos es posible ocupar la misma expresión de la técnica de *Falla Finita*. La diferencia en este caso radicará en que se deben ocupar las funciones de Green para desplazamiento estático Y_{jk}^i . De igual forma, la función objetivo que se ocupa para poder medir el error entre los registros GPS observados y los sintéticos es la conocida como suma cuadrada de residuos χ^2 :

$$\text{err}_{st} = \sum_i^N \frac{(S_o^i - S_s^i)^2}{\sigma_i}, \quad (29)$$

aquí S_o^i y S_s^i es el i -ésimo desplazamiento estático observado y sintético respectivamente y σ_i es el error estándar observado.

Se debe poner un criterio de decisión debido a que en algunos casos las diferencias entre sintéticos y observados podría ser mínima. Sí la diferencia relativa $S_o^i - S_s^i$ es menos al 5 % de S_o^i , entonces se ocupará el siguiente criterio para eliminar al error cuando sea muy pequeña la diferencia:

$$S_o - S_s = \begin{cases} 0 & \text{sí } |S_o - S_s| < 0.05 S_o \\ S_o - S_s & \text{otro} \end{cases}, \quad (30)$$

el error asociado a esta pequeña diferencia puede verificarse que siempre cumplirá con la siguiente expresión:

$$\frac{\Delta S}{S} \leq 0.05, \quad \Delta \theta < 3^\circ, \quad (31)$$

teniendo siempre en cuenta que ΔS y $\Delta \theta$ son los desajustes en amplitud y dirección del desplazamiento cuando el residuo tiende a cero.

3

Metodología

3.1 Datos y diversidad de inversiones.

Los datos disponibles empleados para el análisis de la fuente sísmica del temblor del 9 de octubre de 1995 son: registros telesísmicos de onda P, registros telesísmicos de onda SH, registros de ondas superficiales y 11 registros de desplazamiento (GPS) (Apéndice A). La selección de los registros telesísmicos fue realizada a partir de la relación señal/ruido en cada estación, además de la cobertura azimutal y el descarto de estaciones con mala calidad de registros. La red de GPS que registró el evento fue instalada 7 meses antes del temblor, y los datos fueron recuperados 6 días después del mismo. Los registros acelerográficos presentan demasiado ruido asociado a que varios de ellos estaban instalados dentro de plantas termoeléctricas activas y es por eso que no son ocupados en este trabajo.

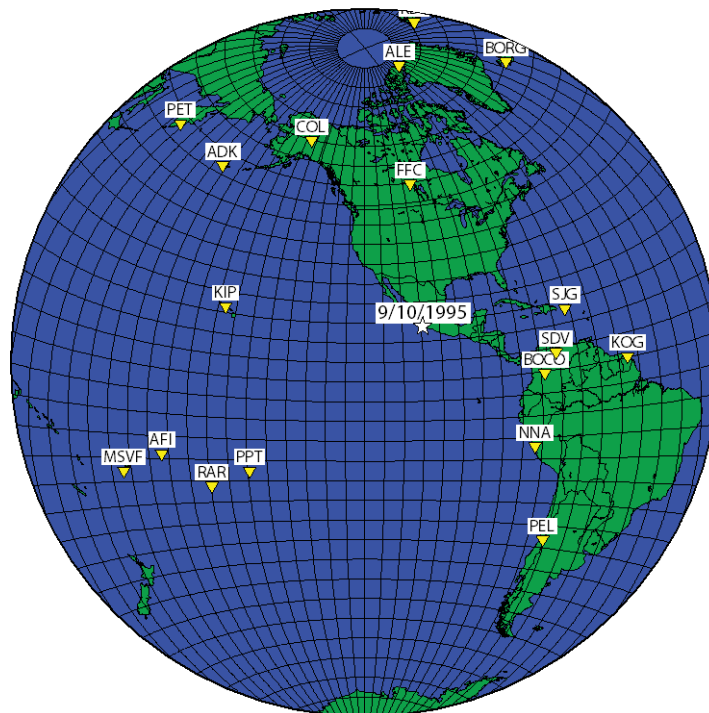


Figura 18. Mapa a 90° geodésicos del epicentro. Los triángulos invertidos muestran la ubicación de las estaciones telesísmicas ocupadas, la estrella blanca señala el epicentro del temblor del 9/10/1995.

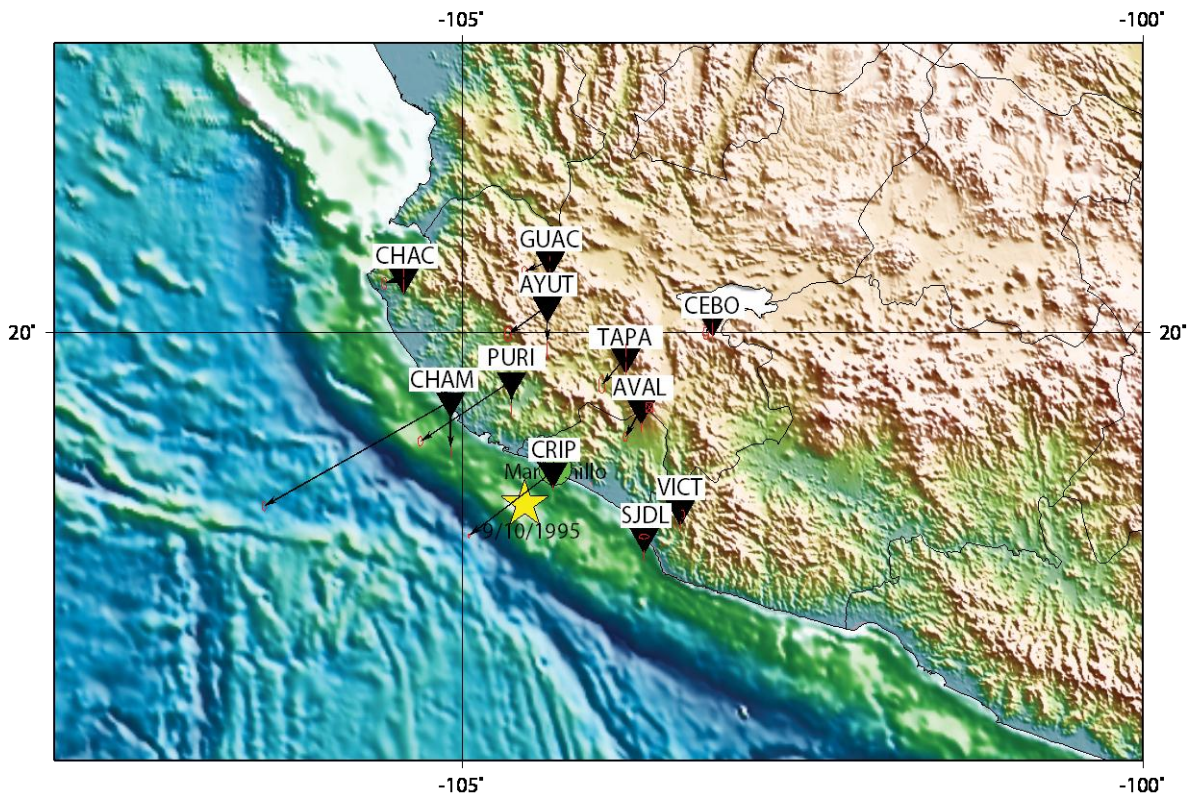


Figura 19. Mapa de la costa de Jalisco. Los triángulos negros muestran la ubicación de las estaciones GPS ocupadas, la estrella señala el epicentro del temblor del 9/10/1995.

Utilizando los diferentes tipos de datos disponibles para el análisis de este temblor e incluyendo estos en diferentes inversiones, resulta en múltiples modelos. Los modelos de deslizamiento en el plano de falla son el resultado de invertir diferentes tipos y grupos de datos. Sin embargo, aunque este evento, y sus características son únicas, la poca cantidad de registros y diferente información que estos aportan, plantean el dilema de la *no-unicidad* de la solución. Es decir, existen varias soluciones que pueden ajustar a los registros individual o conjuntamente y podría ser que exista más de un modelo que explique igualmente bien a todos los datos.

En este capítulo se describe el procedimiento que se siguió para obtener los modelos resultantes de la inversión individual de datos telesísmicos y geodésicos, así como la inversión conjunta de estos dos conjuntos de datos. El inicio de cada una de estas inversiones

parte de la primera aproximación automatizada del subsistema del algoritmo propuesto por Ji *et al.*, (2002).

El sistema de inversión de “Fast Finite Fault” (FFF, Ji *et al.*, 2001) contiene dos subsistemas. El primero de ellos realiza procesos en tiempo real usando formas de onda telesísmicas. Esto permite limitar en una primera aproximación la distribución del deslizamiento presente en temblores grandes, y con esto predecir el movimiento en el terreno.

El modelo de deslizamiento (automáticamente obtenido) es construido con información limitada y los resultados de esta inversión en consecuencia serán sólo preliminares. El segundo subsistema fue creado para mejorar los resultados de la primera aproximación cuando se cuenta con información adicional. Este segundo subsistema es capaz de agregar información sísmica y geodésica local como se muestra en los estudios de los temblores de Hector Mine y Chi Chi (Ji *et al.*, 2001b).

4

Procedimiento

4.1 Primera estimación

Para poder hacer la primera estimación a la historia de la ruptura primero se usaron registros telesísmicos (distancias al hipocentro $30^\circ < \Delta < 90^\circ$). En estas distancias las ondas de cuerpo, P y S, están bien separadas de las siguientes llegadas como PP, SS y ScS. Además de los registros telesísmicos, se necesitó la solución del mecanismo focal, localización y demás datos provenientes del CMT (Centroid Moment Tensor, tabla no. 2). Con esta información se realizó la primera aproximación usando el sistema automatizado que ocupa el USGS (United States Geological Survey). La manipulación del sistema FFF fue, sin lugar a dudas, uno de los mayores logros y retos de este trabajo.

Lo primero que se realizó para obtener la inversión FFF, fue bajar el archivo de CMT del sitio de Global CMT, para el uso de la inversión. Posteriormente, se descargaron los registros disponibles para este evento, tomando en cuenta una buena cobertura azimutal. Se cambió de formato a los datos para que el programa los pudiera leer. Después de preparar la solución CMT y los registros, se calculó la primera aproximación mediante el subsistema automatizado de FFF.

Tabla 2. Datos de la solución del tensor de momentos para el temblor 9/10/1995 (Catálogo, Global CMT).

Solución Global CMT			
Evento 100995C			
Fecha	09/10/1995	Hora	15:36:28.8 GMT
Latitud	19.34°N	Longitud	104.8°W
Profundidad	15 [km]	Duración media	19.4 [s]
Time(Centroid) – Time(hipocentro)		33.1 [s]	
Tensor momento: Expo=27 3.621 -2.531 -1.090 9.443 -5.493 1.396			
Mw	8	mb	6.5
Ms	7.3	Momento Escalar	1.15E+28 [dyn(cm)/s]
Plano Nodal 1	Rumbo: 302°	Echado: 9°	Deslizamiento: 92°
Plano Nodal 2	Rumbo: 120°	Echado: 81°	Deslizamiento: 90°

El subsistema automatizado realiza múltiples tareas hasta llegar a una primera aproximación de la distribución de los deslizamientos, registros sintéticos e historia de la ruptura. En el diagrama de flujo número 1 se muestra de forma generalizada las tareas más importantes en este proceso automatizado. Al inicio el subsistema realiza la verificación de que tanto la solución del tensor de momento y los registros disponibles coincidan para el evento en cuestión. Posteriormente se hace la selección y tratamiento de los registros. La selección de registros inicia al formar un subgrupo de registros de ondas de cuerpo P y S tomando en cuenta la calidad del registro y la mejor cobertura azimutal posible. Se forman grupos que estén distribuidos uniformemente según su azimut. Después se selecciona, para cada grupo, una estación representativa que tenga la mejor relación señal-ruido, la que se define como el cociente del contenido de energía de la señal 100 segundos antes del evento, entre la señal 100 segundos después de este.

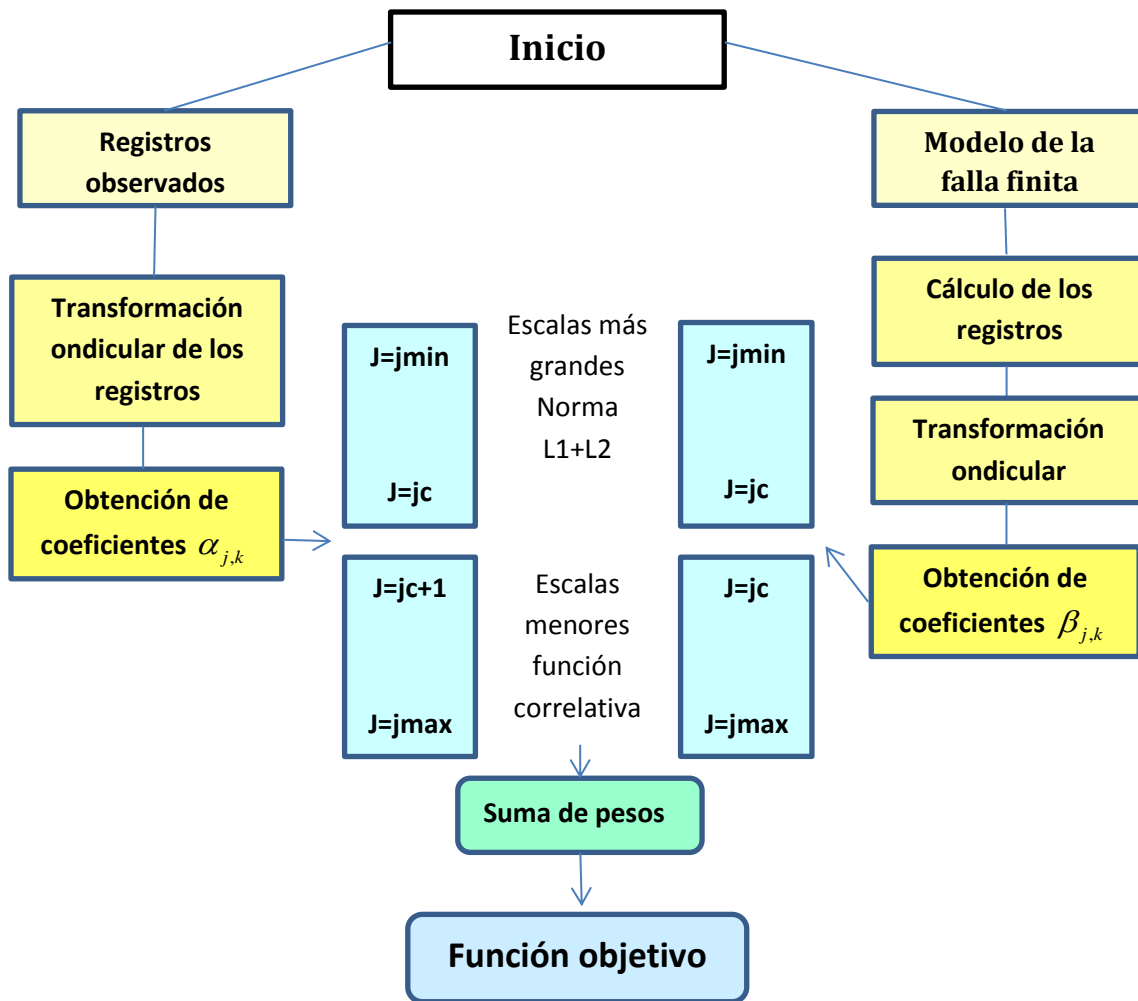


Figura 20. Diagrama de flujo para la comparación entre datos observados y sintéticos. (Modificada de Ji, 2001).

A continuación las señales son filtradas con un Butterworth pasabandas de 0.003 [Hz] a 0.5 [Hz], ventaneando desde el arribo de la onda P o S , según sea el caso. Se corta la señal a manera que queden con 1024 muestras. De la misma manera, formamos conjuntos de datos de periodo largo (superficiales), filtrando las señales (componentes verticales y transversales) ventaneadas con una duración de una hora con un pasabandas de 0.003 [Hz] a 0.006 [Hz].

En seguida el subsistema, usando una estructura velocidades (global) y la ubicación hipocentral, calcula los tiempos de viaje de las ondas de cuerpo y superficiales a cada estación elegida. Este calculo lo hace basado en una estructura de velocidades 1D.

Con la geometría del plano de falla, la subdivisión propuesta, los tiempos de arribo, transformada ondicular de los registros, coeficientes ondiculares y parámetros que rigen a la *crystalización simulada*, el programa propone diferentes modelos para cada iteración. Las funciones de Green son calculadas a partir de la geometría del plano de falla, sus subdivisiones y la estructura de velocidades 1-D. En el subsistema automatizado se propone una subdivisión prediseñada, conformada por un plano de 15X15 subfallas, cada una con dimensiones quasi cuadradas de 14.91X14.6 [km^2]. El hipocentro es ubicado automáticamente en el centro del plano de falla. Con esta configuración y la orientación (rumbo, echado, ángulo de deslizamiento, entre otros) proveniente de la solución del CMT se hace la inversión rápida.

En cada iteración de la inversión se propone una magnitud, dirección y duración del deslizamiento para cada subfalla. Los parámetros que rigen al algoritmo de inversión son la temperatura inicial de la *crystalización simulada*, el decremento de la temperatura y el número de iteraciones. Cada iteración representa un modelo de deslizamientos de las subfallas a lo largo del plano de falla. Otro resultado consecuente a esta aproximación son los registros sintéticos de ondas P , SH y superficiales. Los sintéticos son calculados a partir de cada modelo proveniente de las iteraciones, siguiendo la ecuación que rige el patron de radiación para cada fase respectivamente. Estos sintéticos siguen de igual forma el principio de superposición que fundamenta la técnica de falla finita. En seguida se mide el desajuste (sección 2.4.4) que existe entre los conjuntos de ondas de cuerpo P , SH y las ondas

superficiales de periodo largo de los registros observados con respecto a los sintéticos obtenidos de la técnica de falla finita.

El último proceso para visualizar los resultados de la inversión, los registros sintéticos, los deslizamientos calculados en el plano de falla propuesto, la historia de la ruptura y la *tasa de momento*, es producir las figuras. La herramienta de graficación utilizada fue GMT (Generic Mapping Tools).

4.2 Inversión telesísmica mejorada

El modelo de deslizamientos sobre el plano de falla obtenido a partir de la primera estimación no muestra una distribución congruente con los resultados de estudios anteriores (Courboux et al., 1997; Mendoza y Hartzell, 1999; Zoila, 2000; Mendoza, 2011), los cuales proponen la zona de mayor deslizamiento cercana a la Trinchera. Los registros sintéticos (200 iteraciones) calculados a partir de esta inversión no representan un ajuste satisfactorio con respecto a las formas de onda observadas. Estos resultados preliminares están restringidos a la poca información, rapidez en la inversión y geometría predefinida que condiciona a la solución. Para poder modelar una mejor distribución de los deslizamientos en el plano de falla es necesario replantear la geometría, ajustar los tiempos de viaje, incluir más información, desechar aquellos registros que no ayudan a obtener una buena solución y modificar tanto la temperatura como iteraciones que rigen al algoritmo de búsqueda global.

Partiendo de los resultados de la primera aproximación, se modificaron los parámetros de la fuente (hipocentro, velocidad de ruptura, geometría del plano de falla, planos nodales, entre otros) para obtener una mejor aproximación. Para lograr una mejor localización y configuración de la geometría del plano de falla se realizaron varias inversiones con diferentes geometrías (e.g. modelo de la sección 5.2). Basándonos en artículos precedentes (Courboux et al., 1997; Escobedo et al., 1998; Mendoza y Hartzell, 1999; Zoila, 2011), se decidió ubicar al plano de falla de forma tangencial a la zona de la Trinchera Mesoamericana. Se modificaron las dimensiones del plano de falla predeterminado y la ubicación del hipocentro dentro de este mismo. El subsistema automatizado (Figura 24) coloca siempre al hipocentro en la subfalla central del plano, debido a que toma a esta subfalla como punto de referencia inicial. El tamaño de plano se modificó con base en el área

de coincidencia de todos los trabajos anteriores, que señalan una longitud de ruptura de aproximadamente 150 km . Se propuso un plano de 240X125 km², con 150 subfallas de 16X12.5 km², las cuales fueron las longitudes máximas soportadas por la capacidad de memoria.

Tanto las coordenadas del hipocentro, como la ubicación de este en el plano de falla fueron modificadas. Las coordenadas se obtuvieron al utilizar los datos de una red local (RESCO), que se tomaron del estudio hecho por Zobin (1997). Su lugar dentro del plano de falla fue determinado a través de proponer varias subfallas y escoger la que presentó ajustes con mínimo error. La subfalla que contiene al hipocentro tiene coordenadas (5,5) en el espacio de las (16,10) disponibles (Figura 26 y 31). El área de réplicas (Zobin, 1997) fue tomada en cuenta para establecer las dimensiones totales del plano de falla propuesto.

El hecho de modificar el hipocentro y la solución del tensor de momentos produjo a su vez cambios en las direcciones y características de los planos nodales. La información de la nueva solución se muestra en la tabla no. 2

Tabla 3. Datos de la solución y del plano de falla propuesto para el temblor de 9/10/1995 Geometría y subdivisión propuesta. Localización del hipocentro Zobin (1997).

Fecha: 1995 10 9 15		
Momento escalar: 1.15e+21		
Datos Hipocentro	Longitud: 18.81 N	Latitud: 104.54 W
Datos del plano de falla		
Rumbo: 302.24°	Echado: 8.89 °	↖ Deslizamiento: 91.96°
Largo plano: 240 [km]	Ancho plano: 125 [km]	
Largo subfalla: 16 [km]	Ancho subfalla: 12.5 [km]	

Al modificar los parámetros de la fuente y del plano falla que definimos como el causante del temblor, los tiempos de arribo se modificaron y diferentes tareas de ajuste se realizaron. Se recalcularon las funciones de Green para la nueva geometría del plano de falla. Además, se incrementó la temperatura inicial del fluido de cristalización y se disminuyó el intervalo de enfriamiento del algoritmo de búsqueda (Tabla .3), para hacer una búsqueda más amplia en el espacio de soluciones.

Los nuevos tiempos de arribo se determinaron usando la interfaz gráfica de SAC para el picado de las fases. Primero se determinaron tres estaciones de referencia, donde la relación señal/ruido permitió asegurar la llegada de las fases *P* y *SH*. Con los arribos de las fases en los registros de referencia y los tiempos automáticos en los otros registros se realizaron múltiples inversiones que permitieron ajustar a las otras estaciones. Se incrementó la base de datos de estaciones al conjunto de registros descargados obtenidos automáticamente y de igual forma se filtraron, cortaron y ajustaron los arribos respectivos. Alrededor de 50 pruebas de 500 iteraciones fueron realizadas para ajustar lo mejor posible a todos los registros. Las estaciones cuyos registros presentaron fallas instrumentales o saturación de amplitud en el registro se descartaron.

4.3 Inversión de datos geodésicos.

El siguiente paso en el proceso del modelado de la fuente fue el realizar la inversión con únicamente datos del desplazamiento estático. La principal finalidad de realizar esta inversión fue ver cuales son los tipos de soluciones que generan un buen ajuste a los datos geodésicos.

Los vectores resultantes del desplazamiento cosísmico ocupados en esta inversión fueron tomados de Hutton *et al.* (2001). La inversión individual de los datos GPS se realizó de forma similar a la de registros telesísmicos. Al inicio se propone un plano de falla con una distribución de deslizamientos aleatorio (limitando a deslizamientos menores de 5 m) y se calculan los vectores GPS sintéticos correspondientes a este modelo.

Tabla 4. Desplazamiento medidos en centímetros. N, E, V, representan las componentes Norte, Este y Vertical. (Hutton *et al.* 2001)

Desplazamientos cosísmicos en estaciones GPS								
Estación			Desplazamiento [cm]			Desviación [cm]		
Nombre	Latitud [°]	Longitud [°]	N	E	V	N	E	V
AVAL	19.481	103.685	-7.18	-13.47	-6.85	3.70	8.30	17.40
AYUT	20.188	104.375	-17.60	-12.90	-16.36	6.50	13.30	33.00
CEBO	20.09	103.16	-3.05	-6.03	-1.50	5.60	11.40	26.10
CHAC	20.384	105.429	-8.79	-2.64	-0.80	4.70	10.80	25.30
CHAM	19.527	105.084	-84.32	-47.63	-21.46	3.50	8.70	17.40
CRIP	19.032	104.333	-38.02	-29.08	-6.15	1.60	3.40	7.40
GUAC	20.501	104.354	-11.58	-4.95	-4.20	5.10	10.10	25.40
PURI	19.665	104.637	-41.17	-27.30	-10.16	4.00	8.90	19.80
SJDL	18.576	103.663	-0.10	-0.09	-6.20	3.80	9.03	29.40
TAPA	19.831	103.797	-10.88	-12.57	-2.36	6.20	16.20	34.10
VICT	18.768	103.396	-0.94	-2.30	-6.06	3.40	7.80	16.40

El modelo directo que se ocupa para calcular los datos sintéticos de GPS es el descrito por Rosen (2000). Este método fue creado para invertir datos InSAR (Interferometric Synthetic Aperture Radar), pero es posible ajustarlo para ocupar en vez de varias imágenes InSAR una lista que contenga todos los desplazamientos finales medidos por los GPS. A continuación se acepta o rechaza el modelo (*sección 2.5.2*) y se continúa con las siguientes iteraciones modificando la distribución de los deslizamientos en el plano de falla.

Lo necesario para poder hacer la inversión es ordenar los vectores GPS resultantes en un archivo de entrada, en el cual los vectores deben estar descompuestos en sus componentes Norte, Este y Vertical (Apéndice A). La ubicación de las estaciones GPS, geometría del plano de falla propuesta y las funciones de Green para el bloque entre el plano y las estaciones también son archivos de entrada necesarios.

De igual manera que para la inversión telesísmica, se utilizaron todos los parámetros que rigen al algoritmo de cristalización simulada. Sin embargo, a diferencia de la estructura de velocidades global que se ocupó para las inversiones telesísmicas, en nuestra inversión estática ocupamos la estructura de Campillo (1985). Esta discrepancia se hace debido a que los datos GPS son de estaciones locales y la estructura de velocidades de Campillo (1985) fue diseñada para esta región.

Tabla 5 Modelo de corteza, tomado de Campillo et a. (1985).

$\alpha \left[\frac{km}{s} \right]$	$\beta \left[\frac{km}{s} \right]$	$\rho \left[\frac{g}{cm^3} \right]$	Espesor [km]	Qp	Qs
5.3	3.1	2.3	5	100	50
5.7	3.3	2.4	12	100	50
6.6	3.8	2.8	28	600	300
8.1	4.7	3.0	30	1400	800

En comparación con las otras aproximaciones, la inversión de registros GPS no permite obtener funciones temporales que describan la historia de la ruptura o la tasa de liberación del momento sísmico. La aproximación estática al modelo de fuente solo propone una distribución de deslizamientos (sin una historia temporal de la fuente). Esta distribución desarrollará registros sintéticos, los cuales se tratan de ajustar lo mejor posible a los datos observados. Esta aproximación sólo aportará información de la componente estática del desplazamiento.

4.4 Inversión conjunta Telesísmica-geodésica.

Finalmente, la última inversión en este proceso de modelado de la fuente es el obtener una distribución de deslizamientos e historia de la ruptura ocupando simultáneamente registros sísmicos y vectores GPS. Para esto se tomaron todos los registros telesísmicos ocupados en la obtención del mejor modelo obtenido (sección 4.3) y los vectores ocupados en la inversión estática (sección 4.4).

Toda la información recopilada en las anteriores inversiones fue utilizada en esta última aproximación. Del mejor modelo telesísmico se tomaron los tiempos de arribo de ondas P y SH , el peso en la inversión otorgado a cada estación, la geometría del plano de falla, hipocentro (RESCO), estructura global de velocidades y parámetros de la cristalización simulada. Por otro lado, de la inversión estática se tomaron las funciones de Green para el bloque entre el plano de falla y las estaciones GPS, la ubicación de las estaciones, vectores de desplazamiento y estructura de Campillo (1985).

El segundo subsistema del código FFF está diseñado para poder incluir diferentes tipos de datos en la inversión que realiza. El único requerimiento necesario es modificar el

programa principal, de tal forma que se incluyan los registros telesísmicos, ondas superficiales y vectores GPS en el proceso simultáneo de inversión.

Al modificar el segundo subsistema para poder utilizar conjuntamente los dos diferentes tipos de datos, es necesario trabajar con tres parámetros que toman relevancia para esta nueva aproximación. El primero de estos parámetros es el que rige el peso en importancia que se le da a los registros GPS en el proceso de inversión. El segundo parámetro modifica directamente el suavizado de la distribución de deslizamientos dentro del plano de falla. Y el tercer parámetro influye en el ajuste final que se hace al momento escalar del evento sísmico durante la inversión.

La inversión comienza, al igual que en los procesos individuales, con una primera distribución de deslizamientos en el plano de falla, y durante las iteraciones varían los deslizamientos, direcciones y tiempos de ascenso de cada subfalla. La principal diferencia entre el uso conjunto de datos sísmicos y de GPS con respecto a las inversiones individuales radica en que la aceptación o rechazo del modelo propuesto depende del ajuste de los dos tipos de registros sintéticos calculados. En este caso la función objetivo aplicada es la suma de las mediciones de error total, que toma en cuenta a los dos tipos de registros.

Una vez determinada la i -ésima distribución de deslizamientos, dirección y tiempos de ascenso, se generan los registros telesísmicos sintéticos y los vectores GPS correspondientes al plano de falla propuesto. Para la validación de los registros telesísmicos se ocupa la suma de normas L1 y L2 en el dominio de las ondículas, mientras que para los vectores GPS sintéticos se utiliza la ya descrita χ^2 . Se procede a minimizar a la función objetivo, la cual es la suma de las dos medidas de error anteriores (ecuación 32), y se vuelve a calcular una nueva distribución de deslizamientos, direcciones y tiempos de ascenso.

$$err_{wf} + w_{st}err_{st} + W_c(\text{restricciones}) = \text{mínimo},$$

en esta ecuación, w_{st} es el peso en importancia que toma en cuenta el ajuste entre vectores GPS observados y sintéticos, err_{st} es el desajuste entre vectores geodésicos, err_{wf} es el desajuste entre las formas de onda sintéticas y observadas y W_c son otras características tomadas en cuenta.

Después de ensayos de prueba y error, W_{st} es fijado en 0.1, al observarse que es el valor óptimo en el cual los desajustes tanto de los registros sísmicos como geodésicos son los mínimos.

En cuanto a los parámetros que rigen el suavizado del plano de falla y el ajuste al momento sísmico escalar, en la sección de resultados referentes a la inversión estática se muestra la importancia e influencia de estos en la inversión. Los valores óptimos para estos dos parámetros son obtenidos a partir del mejor modelo de inversión estática y son aplicados posteriormente en la obtención del mejor modelo resultante de la aproximación telesísmica-geodésica.

5

Resultados

5.1 Primera estimación telesísmica.

Los resultados de realizar la inversión rápida FFF con el subsistema automático son indiscutiblemente preliminares debido a todos los parámetros predeterminados. Las figuras que se muestran en esta sección son representaciones gráficas del ajuste entre datos sintéticos y observados de ondas *P*, *SH* y *superficiales*, el mapa de la distribución de los deslizamientos en el plano de falla, la tasa de liberación del momento con respecto al tiempo y la historia de la ruptura. Los parámetros que gobernaron a la cristalización simulada, así como todas las características de la fuente (provenientes de la solución del CMT y geometría predeterminada) se muestran en la tabla no. 4. Cada paso descrito en la *sección 3.2* fue supervisado para constatar que el proceso no tuviera errores.

Tabla 6. Datos utilizados en la primera aproximación. Solución del tensor de momentos proveniente de Global CMT, geometría predeterminada automáticamente (FFF) y parámetros de la cristalización simulada.

Solución Global CMT			
Evento 100995C			
Fecha	09/10/1995	Hora	15:36:28.8 GMT
Latitud	19.84°N	Longitud	104.8°W
Profundidad	15 [km]	Duración media	19.4 [s]
TC - Thip	33.1 [s]		
Tensor momento: Expo=27 3.621 -2.531 -1.090 9.443 -5.493 1.396			
Mw	8	mb	6.5
Ms	7.3	Momento Escalar	1.15E+28 [dyn(cm)/s]
Plano Nodal 1	Rumbo: 302°	Echado: 9°	Deslizamiento: 92°
Plano Nodal 2	Rumbo: 120°	Echado: 81°	Deslizamiento: 90°
Geometría del plano (automático)			
Área total del plano [km ²]	48979.35		
Largo de subfalla [km]	14.91	Ancho subfalla [km]	14.6
No. subfallas a lo largo	15	No. subfallas a lo ancho	15
Plano nodal asociado	Rumbo: 302°	Echado: 9°	Deslizamiento: 92°
Hipocentro subfalla X	7 (centro)	Hipocentro subfalla Y	7 (centro)

Parámetros del algoritmo			
Temperatura inicial	0.97	Decremento	0.01
Iteraciones (modelos)		200	
Registros de onda P	15	Registros de onda SH	12
Registros onda Rayleigh	15	Registros onda Love	5

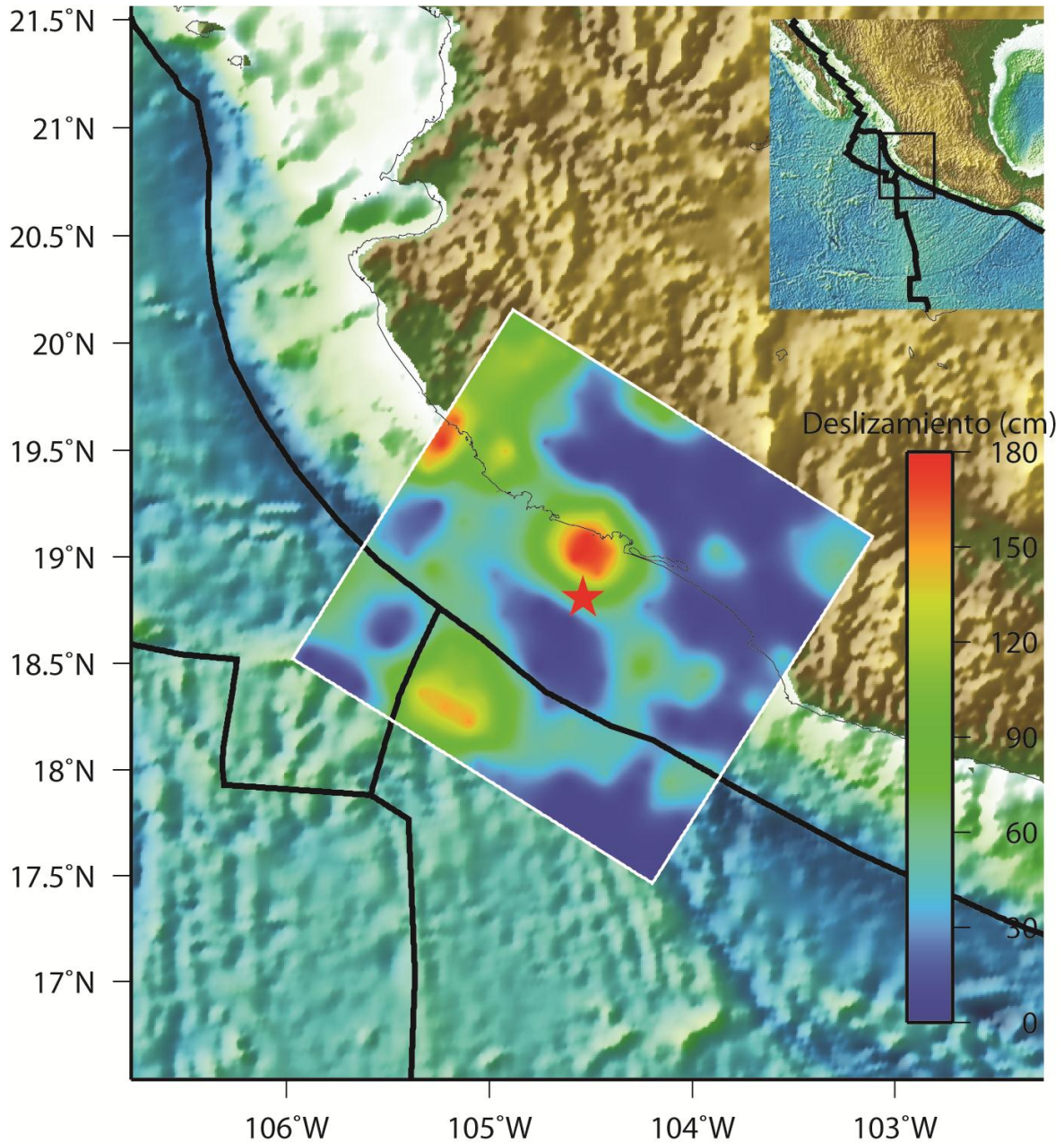


Figura 21. 1° Aproximación, 200 iteraciones, geometría e hipocentro predefinido. Modelo resultante de la inversión automatizada (FFF). Mapa de la costa de Jalisco mostrando el plano de falla y la distribución de los deslizamientos en [cm].

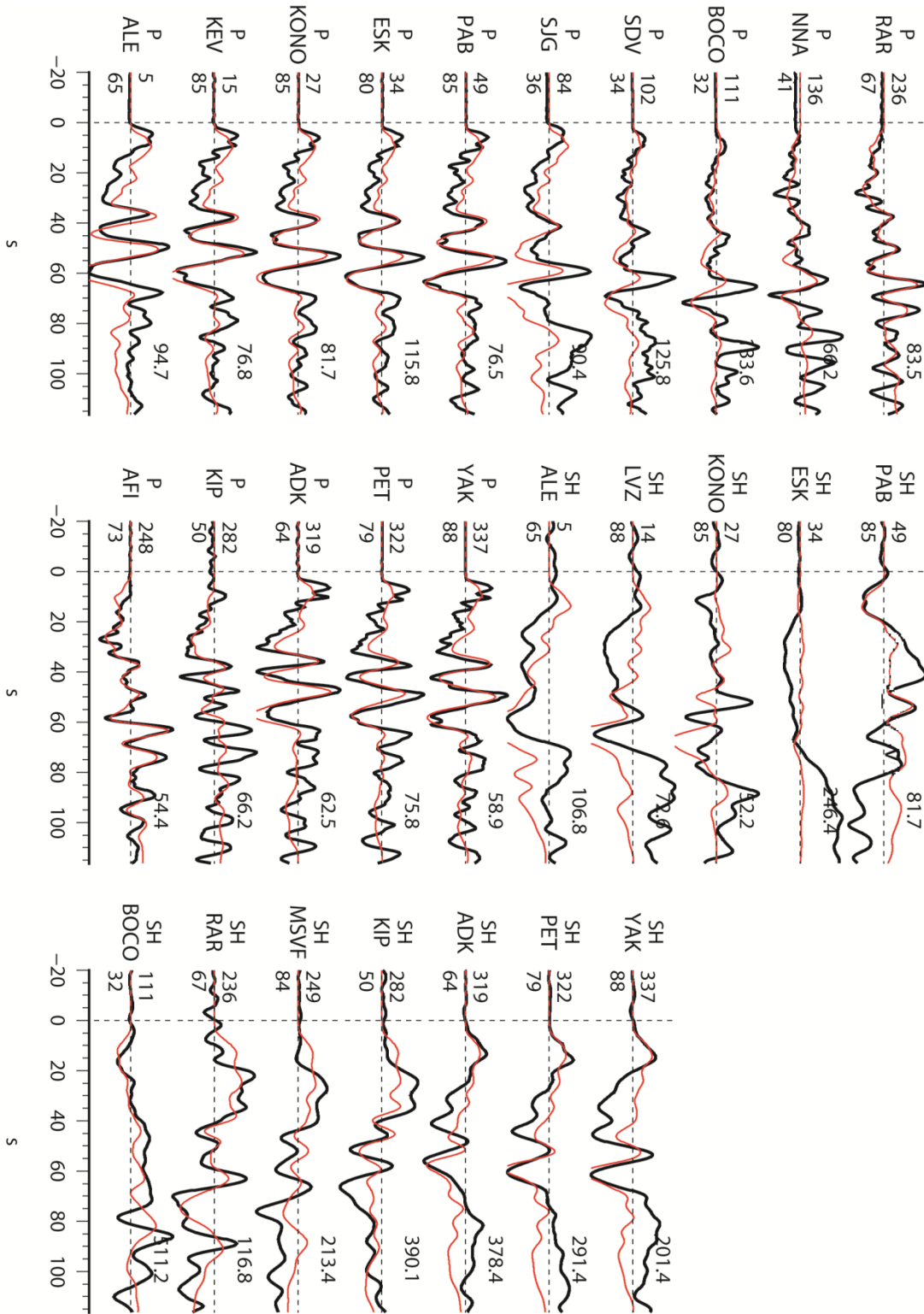


Figura 22. 1° Aproximación. Grafica normalizada comparativa entre registros observados (negro) y sintéticos (rojo). 15 registros de onda P y 12 registros de onda SH. Los número indican: azimuth (superior izquierdo), distancia al hipocentro (Inferior izquierdo) y factor de normalización (número superior derecho).

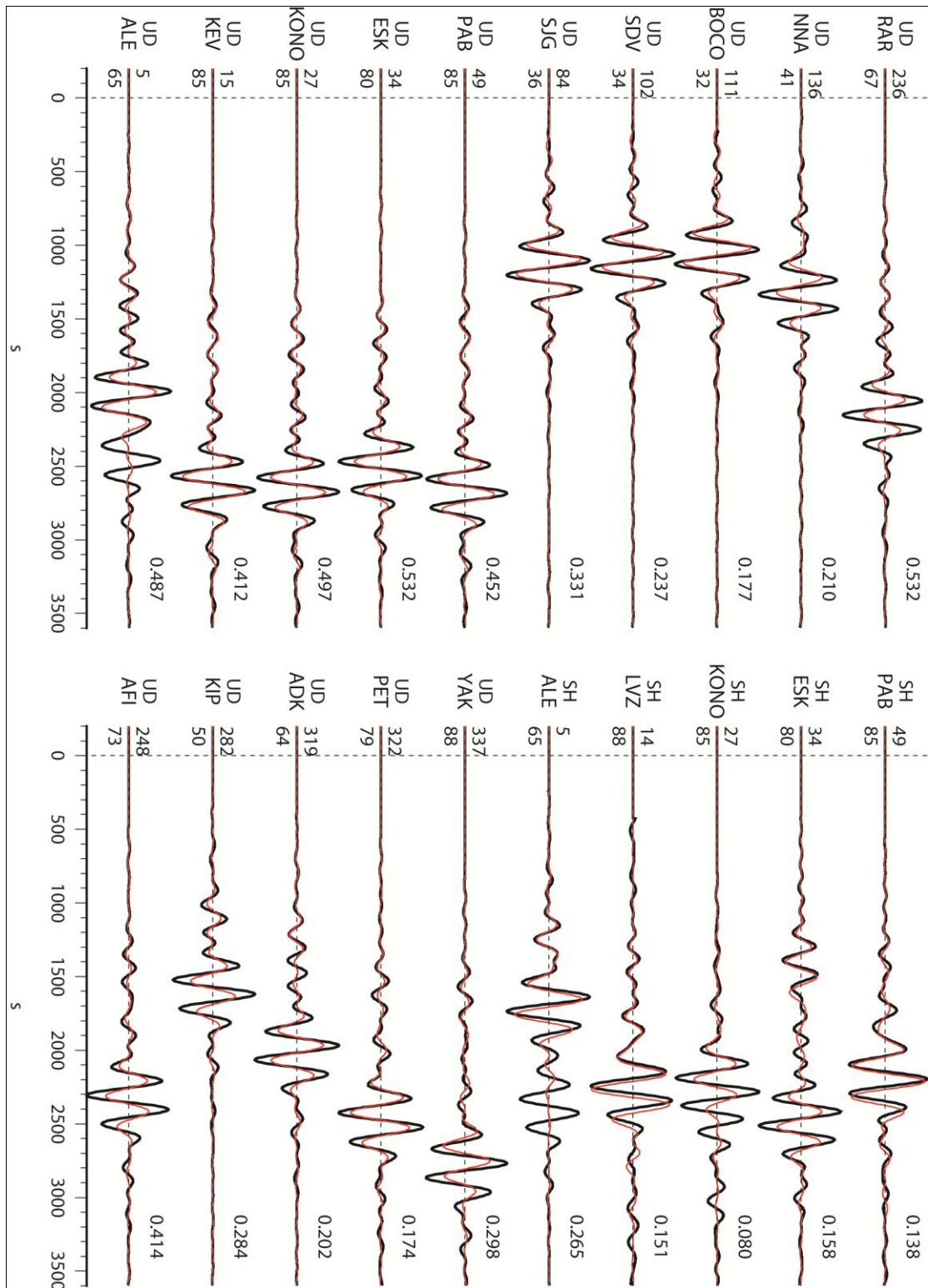


Figura 23. 1° Aproximación. Grafica normalizada comparativa entre registros observados (negro) y sintéticos (rojo). 15 registros de onda *Rayleigh* y 5 registros de onda *Love*. Los número indican: azimut (superior izquierdo), distancia al hipocentro (Inferior izquierdo) y factor de normalización (número superior derecho)

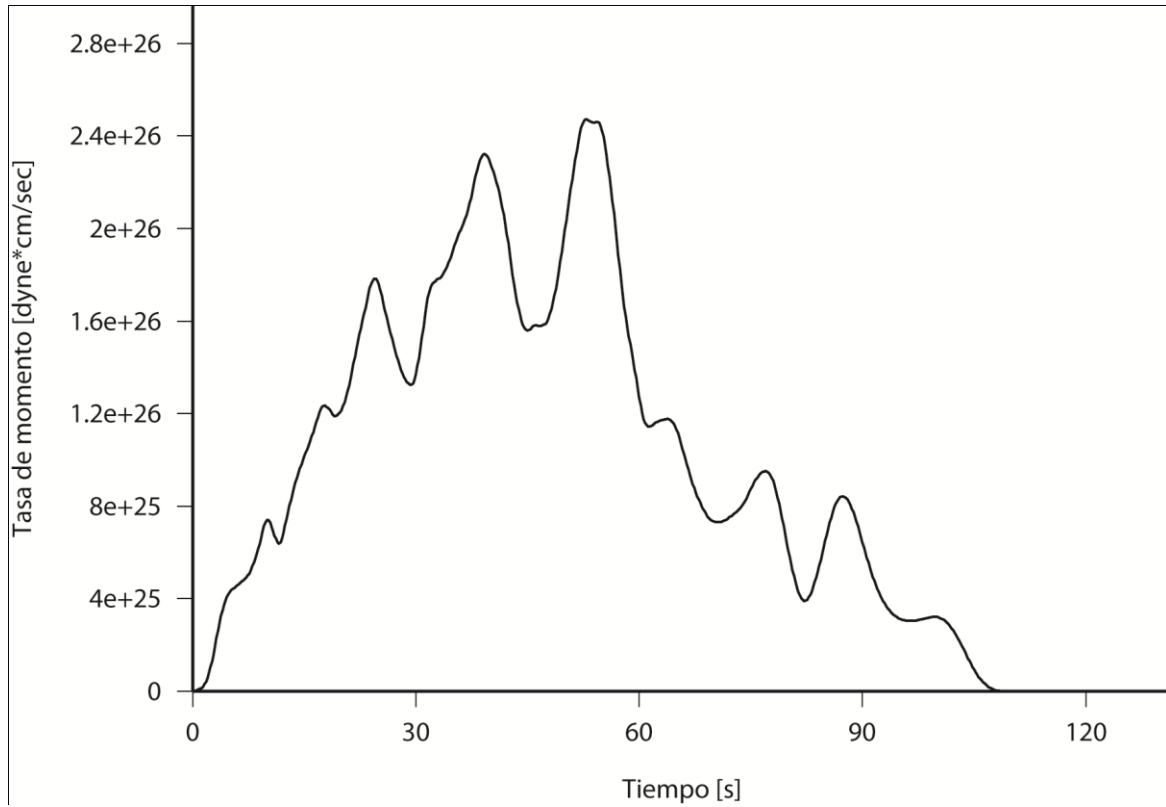


Figura 24. 1° Aproximación. Gráfica de la tasa de liberación del momento con respecto al tiempo.

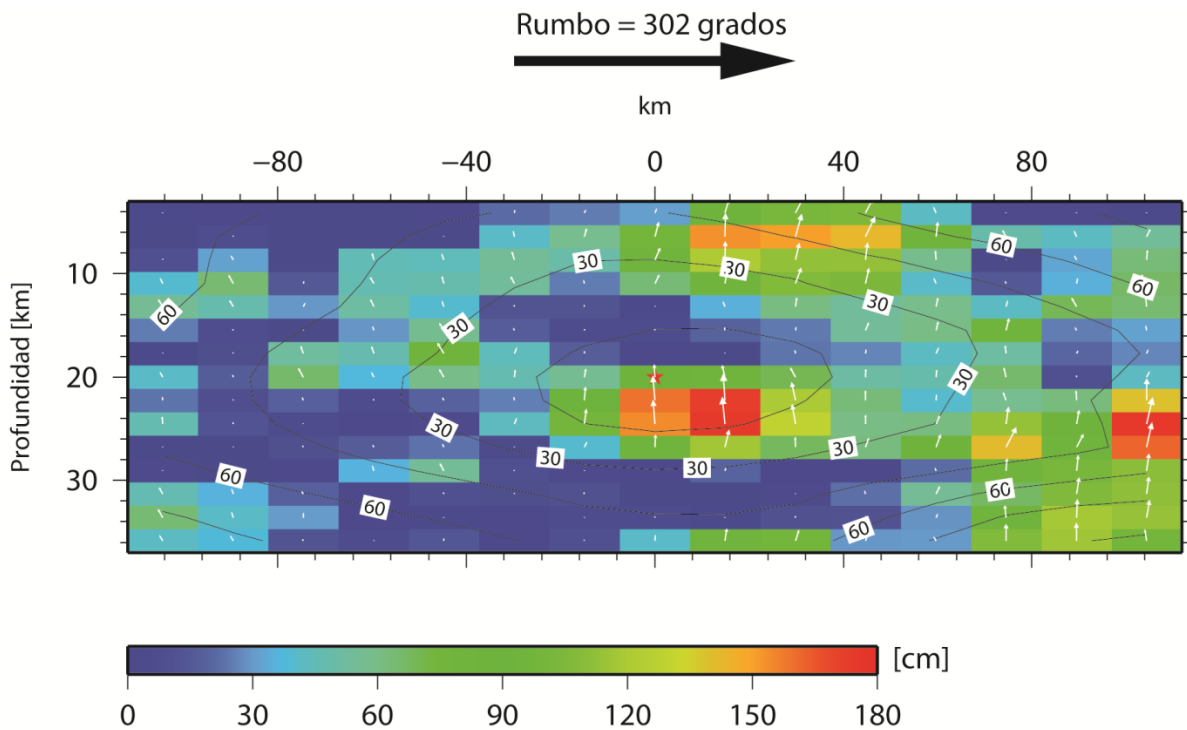


Figura 25. 1° Aproximación. Historia de la ruptura en cada subfalla y su dirección (flechas).

5.2 Segunda estimación telesísmica.

En esta segunda aproximación los cambios más significativos en la información de entrada fueron el incremento en el número de registros usados y la geometría propuesta para el área del plano de falla. En la Tabla 7 se enlistan los parámetros más representativos ocupados en la inversión.

Tanto los datos del hipocentro como los tiempos de arribo de cada una de las fases telesísmicas no fueron modificadas de lo obtenido en la primera aproximación. Esta inversión se propone como un paso intermedio entre los resultados automatizados y la mejor aproximación telesísmica. El énfasis que se hace es solo modificar la geometría del plano es para señalar la influencia que estas características tienen sobre la distribución de los deslizamientos e historia de la ruptura.

Tabla 7. Datos utilizados en la segunda aproximación. Solución del tensor de momentos proveniente de Global CMT, geometría propuesta, 15X12 subfallas, parámetros de la cristalización simulada y cantidad de registros usados.

Solución Global CMT			
Evento 100995C			
Fecha	09/10/1995	Hora	15:36:28.8 GMT
Latitud	19.34°N	Longitud	104.8°W
Profundidad	15 [km]	Duración media	19.4 [s]
TC - Thip	33.1 [s]		
Tensor momento: Expo=27 3.621 -2.531 -1.090 9.443 -5.493 1.396			
Mw	8	mb	6.5
Ms	7.3	Momento Escalar	1.15E+28 [dyn(cm)/s]
Plano Nodal 1	Rumbo: 302°	Echado: 9°	Deslizamiento: 92°
Plano Nodal 2	Rumbo: 120°	Echado: 81°	Deslizamiento: 90°
Geometría del plano asociado al temblor			
Área total del plano	30000		
Largo de subfalla [km]	16	Ancho subfalla [km]	12.5
No. subfallas a lo largo	15	No. subfallas a lo ancho	10
Plano nodal asociado	Rumbo: 302°	Echado: 9°	Deslizamiento: 92°
Hipocentro subfalla X	5	Hipocentro subfalla Y	5
Parámetros del algoritmo			
Temperatura inicial	0.98	Decremento	0.01
Iteraciones (modelos)		500	
Registros de onda P	28	Registros de onda SH	13
Registros onda Rayleigh	17	Registros onda Love	13

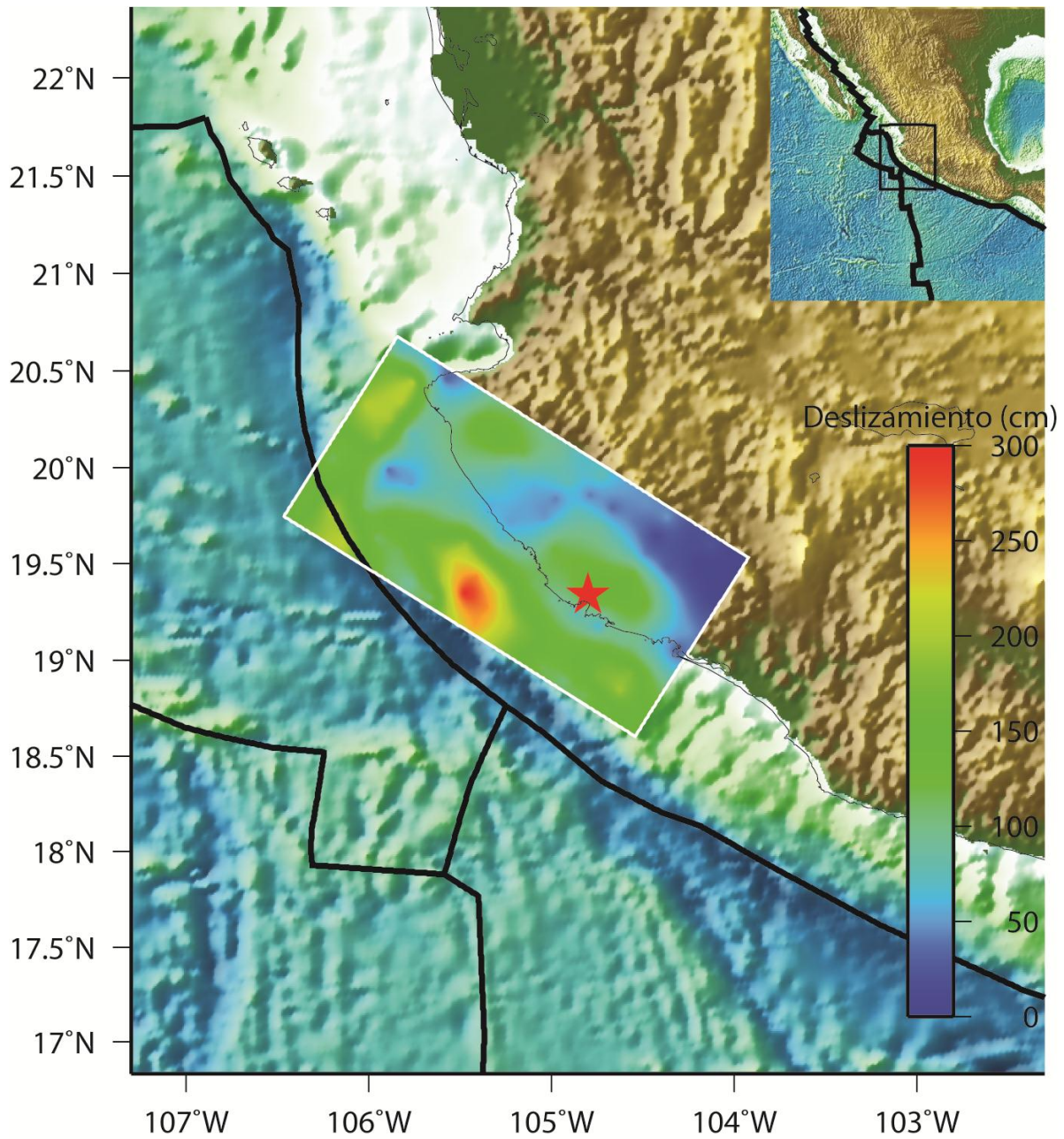


Figura 26. 2° Aproximación. 200 iteraciones con geometría del plano de falla propuesto 200 X 125 [km]. Modelo resultante de la inversión FFF. Mapa de la costa de Jalisco-Colima mostrando el plano de falla y sus deslizamientos en [cm].

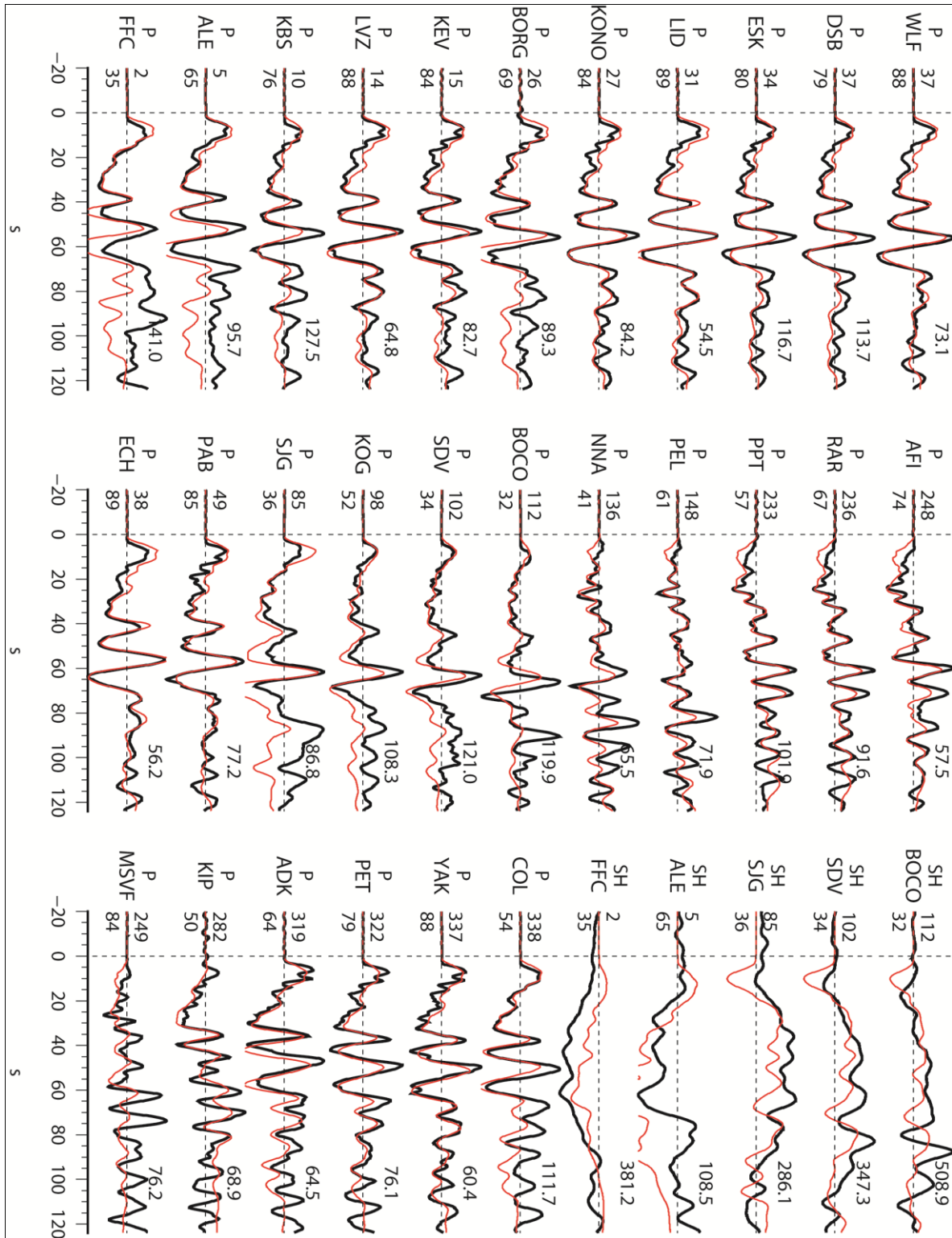


Figura 27a. 2º Aproximación. Grafica normalizada comparativa entre registros observados (negro) y sintéticos (rojo). 28 registros de onda P y 13 registros de onda SH. Los números indican: azimuth (superior izquierdo), distancia al hipocentro (Inferior) izquierdo y factor de normalización (número superior derecho).

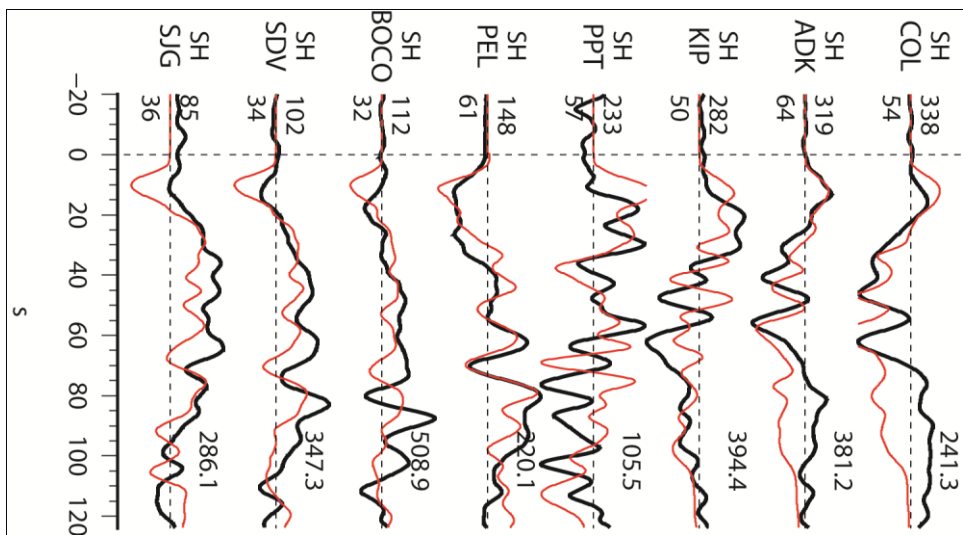


Figura 27b. 2° Aproximación. Grafica normalizada comparativa entre registros observados (negro) y sintéticos (rojo). 28 registros de onda *P* y 13 registros de onda *SH*. Los números indican: azimut (superior izquierdo), distancia al hipocentro (inferior izquierdo) y factor de normalización (número superior derecho).

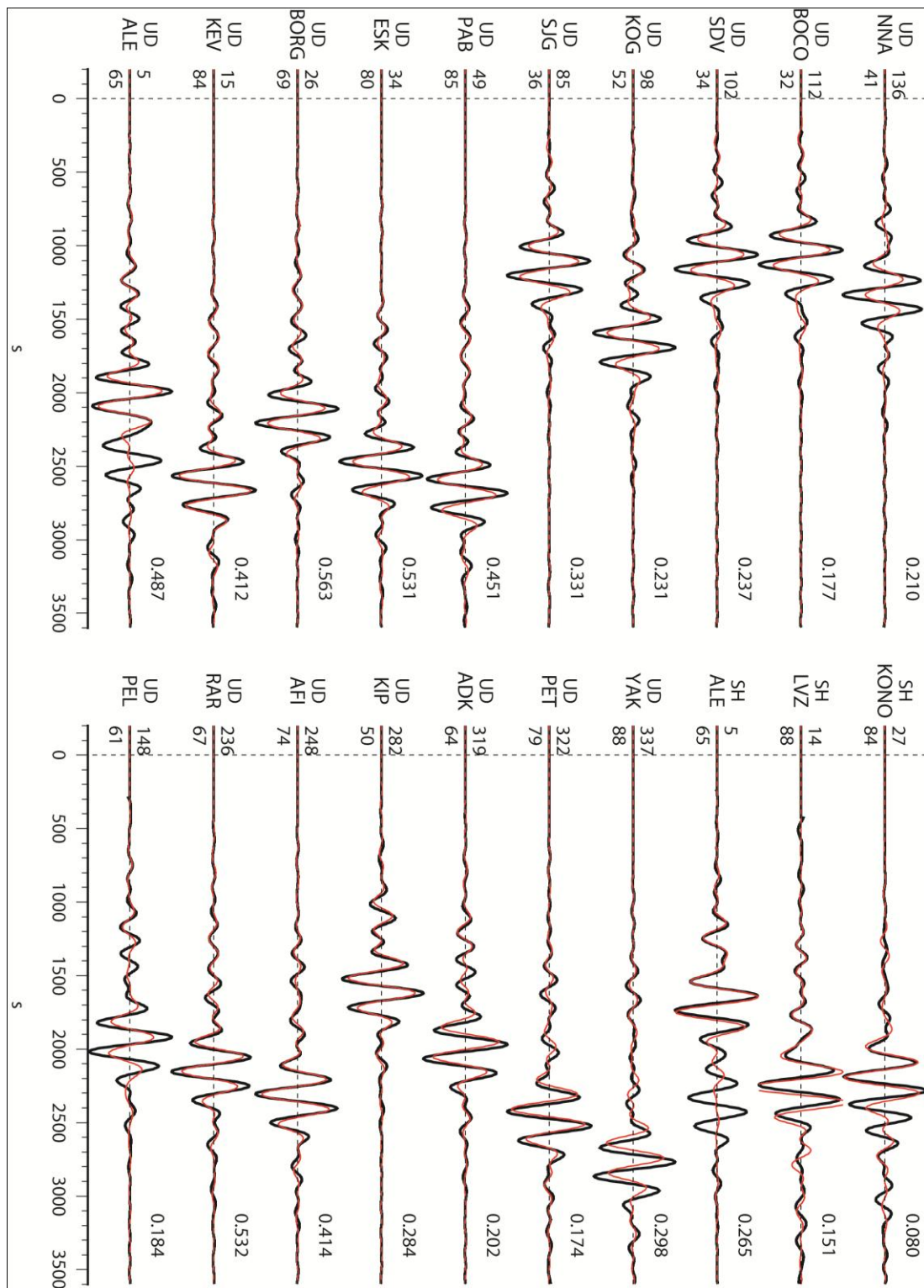


Figura 28a. 2º Aproximación. Grafica normalizada comparativa entre registros observados (negro) y sintéticos (rojo). 17 registros de onda *Rayleigh* y 13 registros de onda *Love*. Los número indican: azimut (superior izquierdo), distancia al hipocentro (Inferior izquierdo) y factor de normalización (número superior derecho).

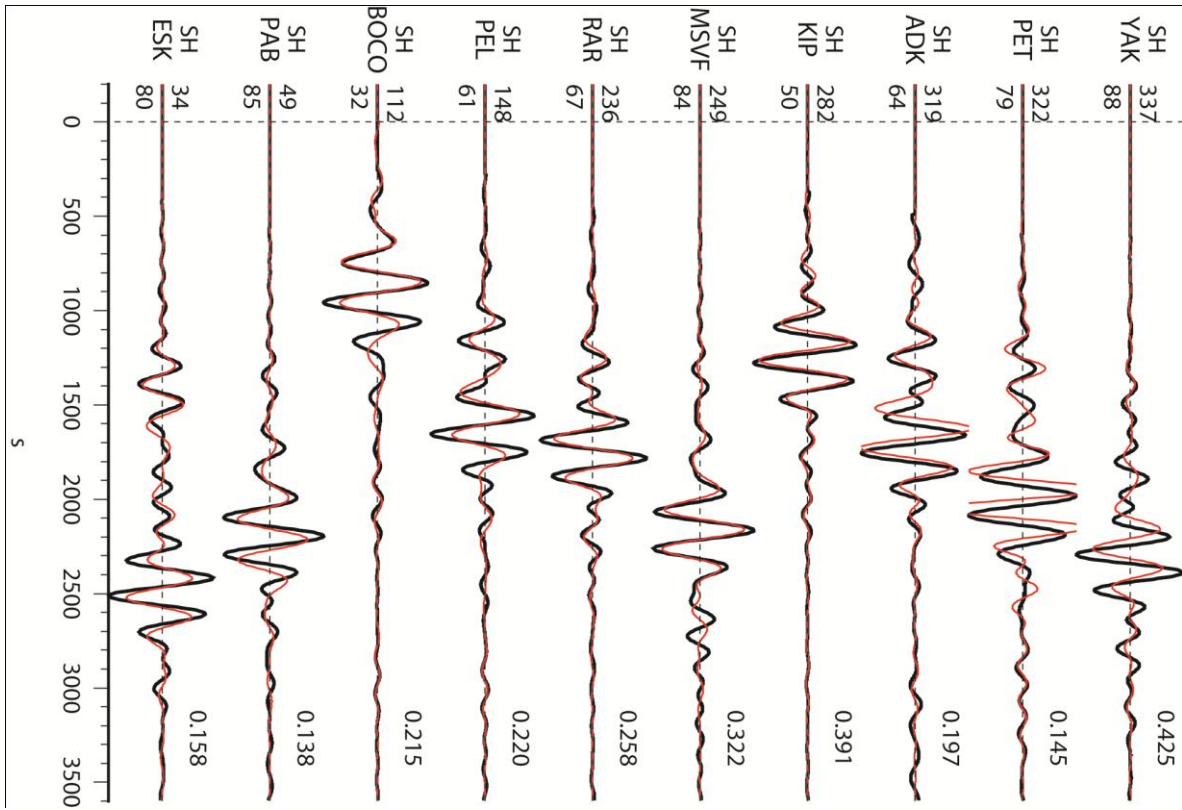


Figura 28b. 2° Aproximación. Gráfica normalizada comparativa entre registros observados (negro) y sintéticos (rojo). 17 registros de onda *Rayleigh* y 13 registros de onda *Love*. Los número indican: azimut (superior izquierdo), distancia al hipocentro (Inferior izquierdo) y factor de normalización (número superior derecho).

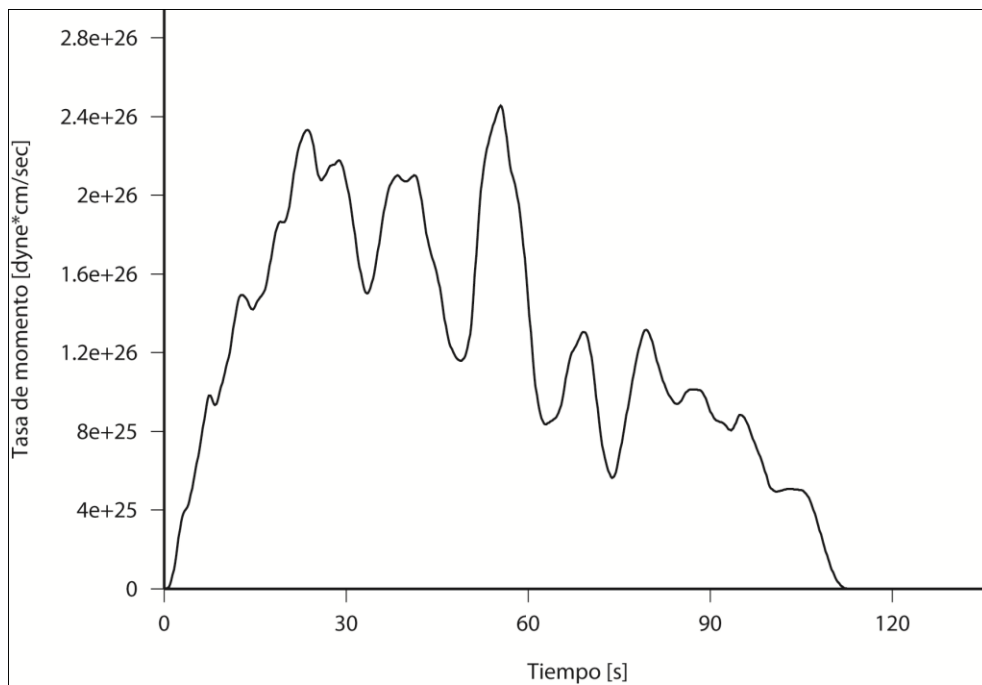


Figura 29. 2° Aproximación. Gráfica de la tasa de liberación del momento con respecto al tiempo.

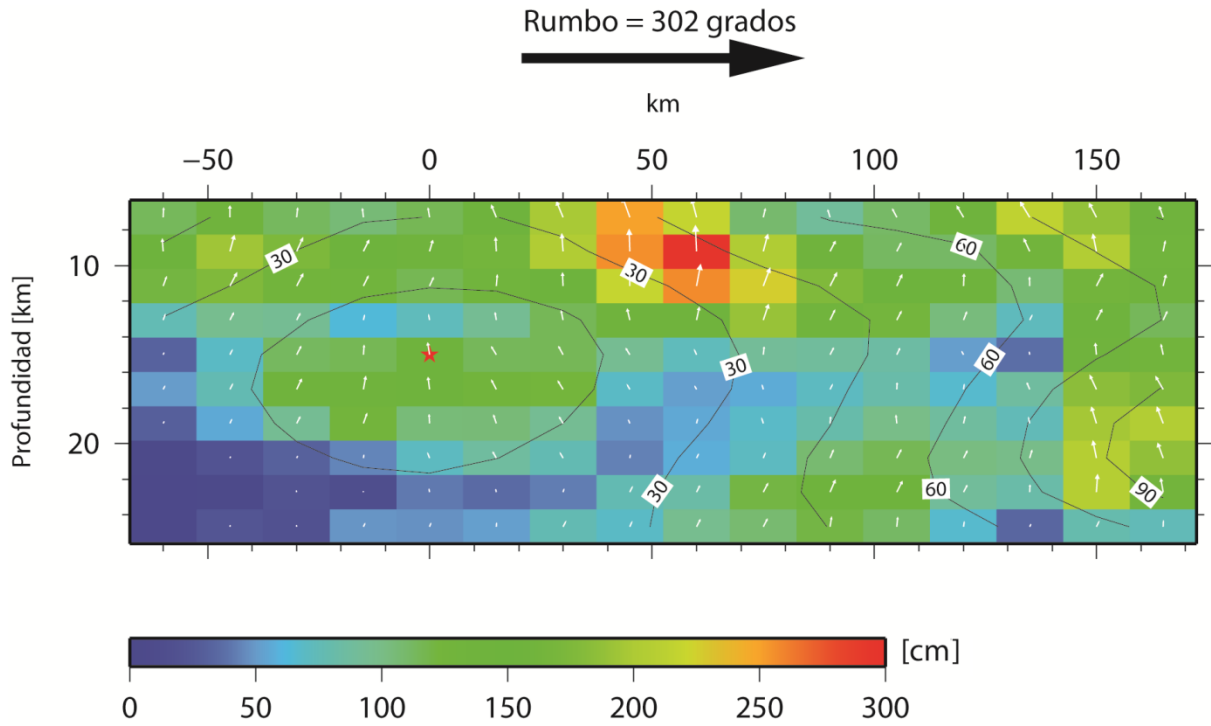


Figura 30. 2° Aproximación. Historia de la ruptura en cada subfalla y su dirección (flechas).

5.3 Inversión telesísmica mejorada.

Los gráficos que se muestran a continuación son los resultantes de realizar la inversión únicamente con registros telesísmicos de ondas de cuerpo y superficiales. Este es el mejor modelo obtenido con el uso de solo registros telesísmicos. Para esto se agregaron más estaciones, incrementando así la información y cobertura azimutal. De igual forma se determinaron los tiempos de arribo de las ondas *P* y *SH* tratando de ajustar la llegada y eliminar el retraso o adelanto que genera la estructura de velocidades real de la Tierra.

Los datos del plano de falla, solución del tensor de momentos, localización del hipocentro y parámetros utilizados para esta inversión se muestran en la Tabla 8. El hipocentro y sus características descrita en la siguiente tabla provienen del trabajo de Zobin (1997), en el cual se ocuparon datos de la red local RESCO (Red Sísmica de Colima). Los pasos para mejorar el proceso automatizado se describen en la sección 3.2.

Los pesos en importancia para cada estación fueron fijados con valores de 2 para los registros de ondas *P* y 0.5 para *SH*. La decisión de ocupar la información hipocentral del trabajo de Zobin (1997), es debido a que el uso de registros regionales beneficia a la mejor localización y definición de características geométricas.

A continuación se muestran las figuras resultantes correspondientes a la distribución de deslizamientos en el plano de falla, registros sintéticos obtenidos, tasa de liberación de momento e historia de la ruptura.

Tabla 8. Datos utilizados en la inversión telesísmica mejorada. Solución del tensor de momentos e hipocentro proveniente de Zobin (1997), geometría predeterminada propuesta y parámetros de la cristalización simulada

Solución Global CMT			
Evento 100995C			
Fecha	09/10/1995	Hora	15:36:28.8 GMT
Latitud	18.81°N	Longitud	104.54°W
Profundidad	17 [km]	Duración media	19.4 [s]
TC - Thip	33.1 [s]		
Tensor momento: Expo=27 3.621 -2.531 -1.090 9.443 -5.493 1.396			
Mw	8	mb	6.5
Ms	7.3	Momento Escalar	1.15E+21 [Nm]
Geometría del plano asociado al temblor			
Área total del plano[km]	30000		
Largo de subfalla [km]	15	Ancho subfalla [km]	12.5
No. subfallas a lo largo	16	No. subfallas a lo ancho	10
Plano nodal asociado	Rumbo: 309°	Echado: 13°	Deslizamiento: 98°
Hipocentro subfalla X	5	Hipocentro subfalla Y	5
Parámetros del algoritmo			
Temperatura inicial	0.985	Decremento	0.01
Iteraciones (modelos)		500	
Registros de onda P	27	Registros de onda SH	17
Registros onda Rayleigh	17	Registros onda Love	13

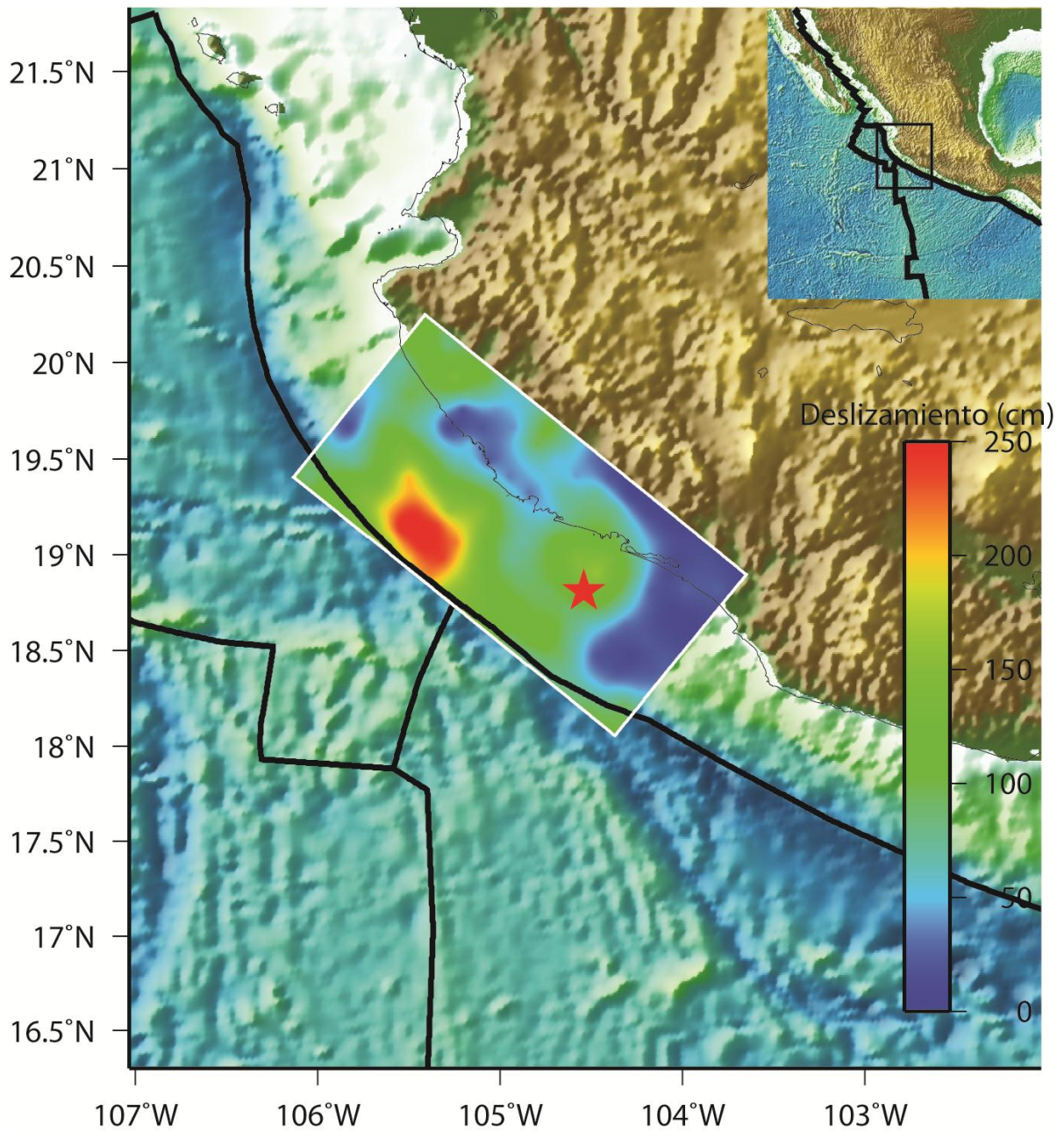


Figura 31. Inversión telesísmica mejorada. Mapa de la costa de Jalisco-Colima mostrando el plano de falla y la distribución de los deslizamientos (slip) en [cm]. Geometría y ubicación del hipocentro propuesta en tabla no.4. Hipocentro tomado de Zobin (1997)

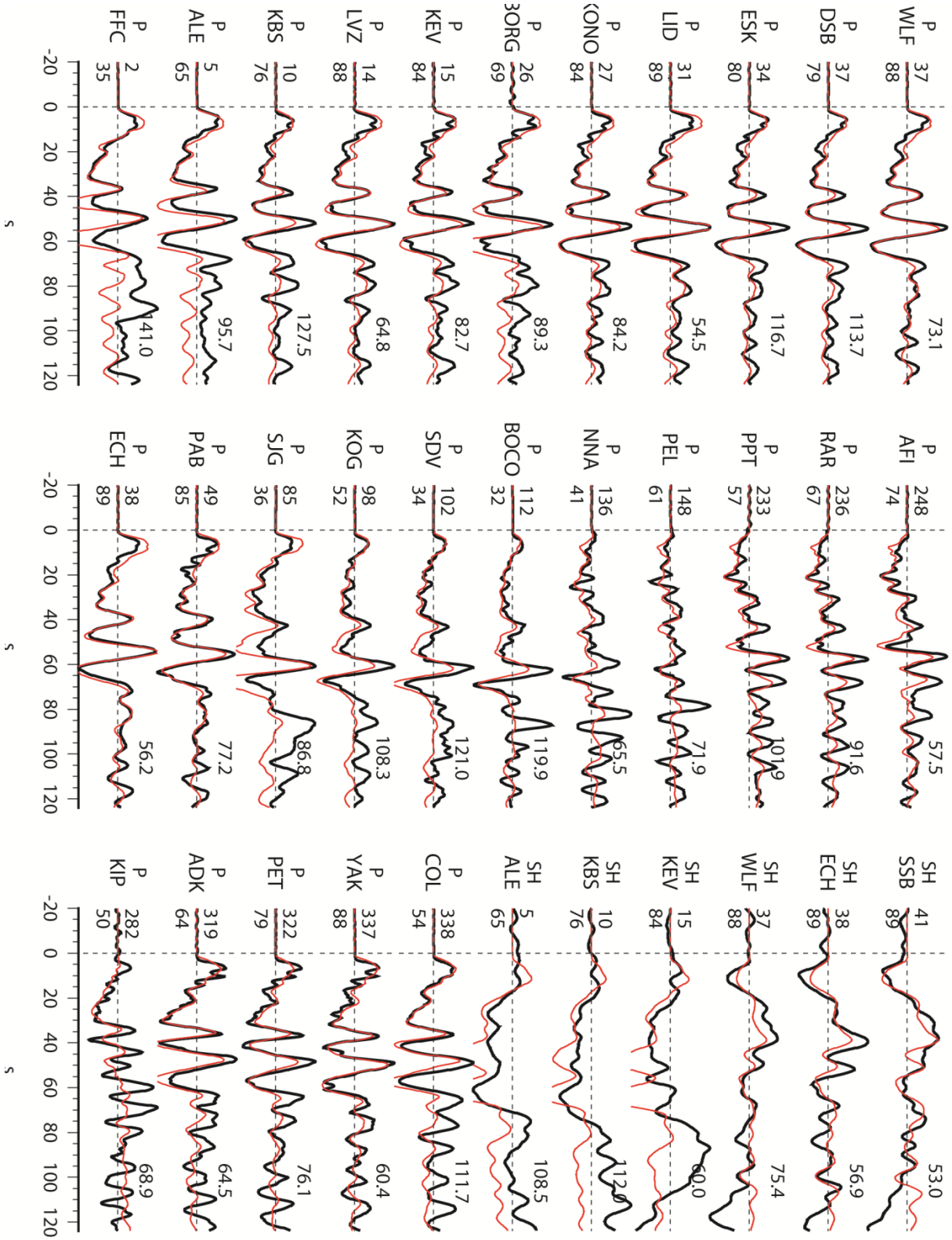


Figura 32a. Inversión telísmica mejorada. Grafica normalizada comparativa entre registros observados (negro) y sintéticos (rojo). 27 registros de onda P y 17 registros de onda SH. Los número indican: azimuth (superior izquierdo), distancia al hipocentro (Inferior izquierdo) y factor de normalización (número superior derecho)

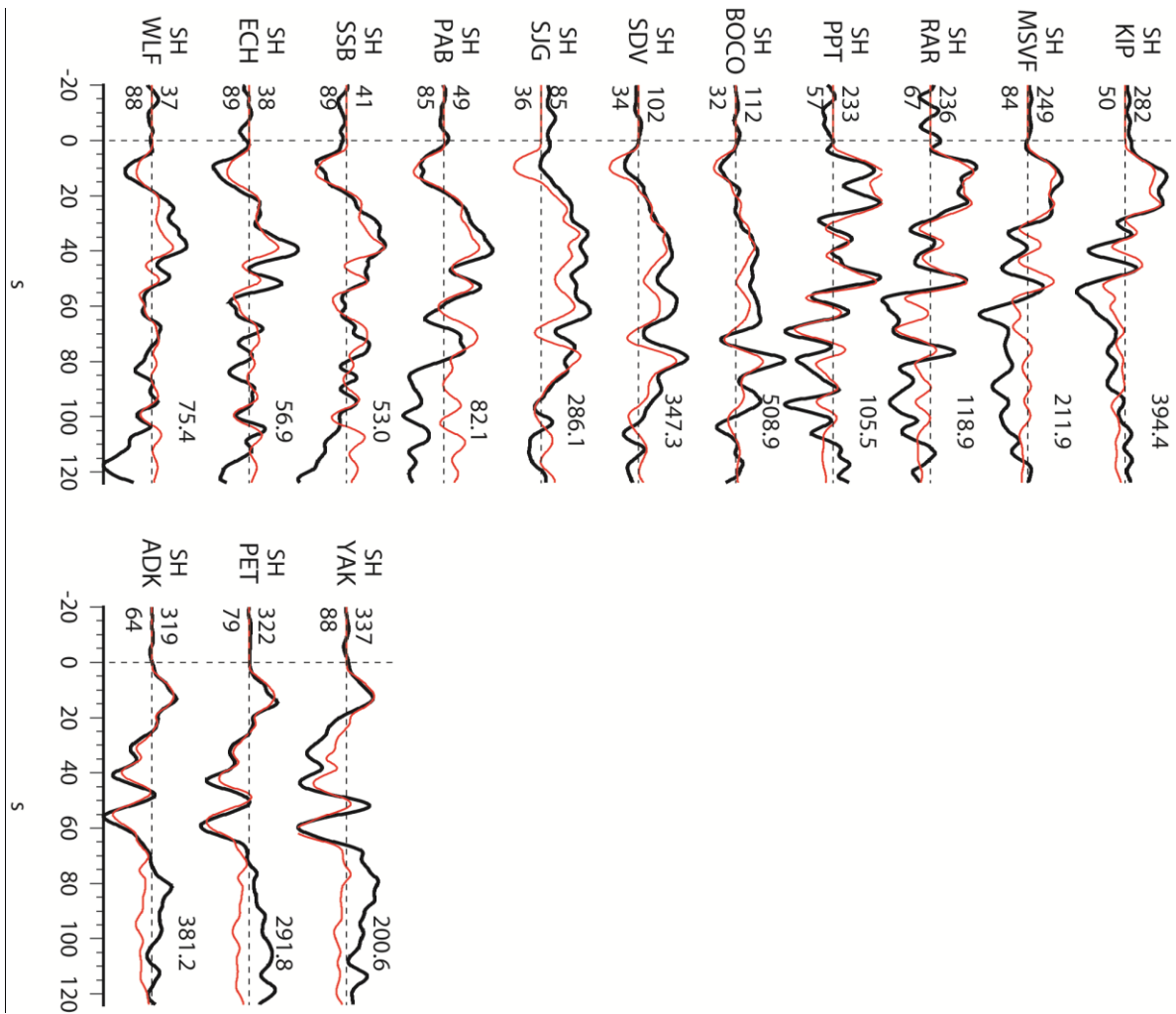


Figura 32b. Inversión telúsmica mejorada. Gráfica normalizada comparativa entre registros observados (negro) y sintéticos (rojo). 27 registros de onda *P* y 17 registros de onda *SH*. Los número indican: azimut (superior izquierdo), distancia al hipocentro (Inferior izquierdo) y factor de normalización (número superior derecho)

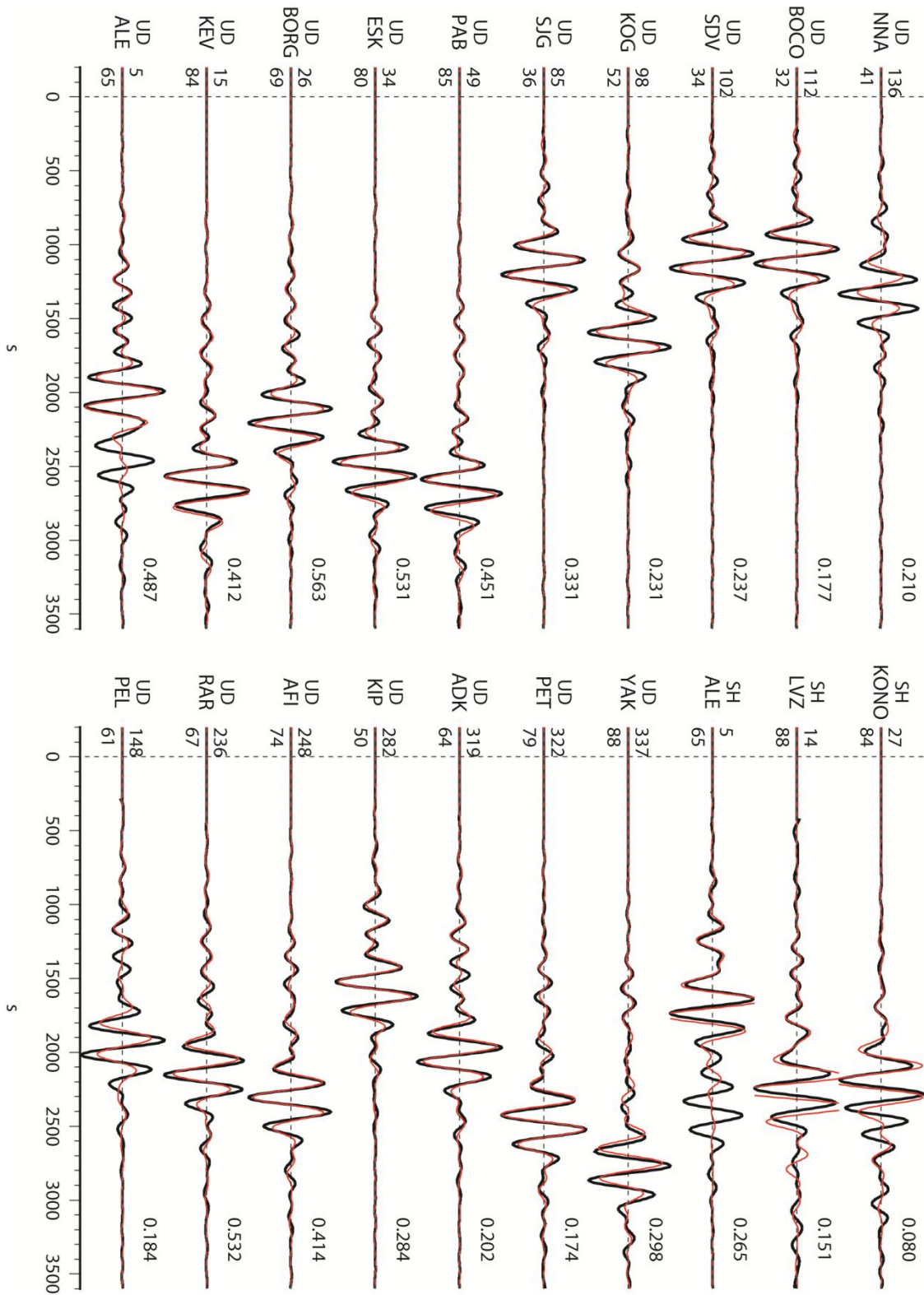


Figura 33a. Inversión telosísmica mejorada. Grafica normalizada comparativa entre registros observados (negro) y sintéticos (rojo). 17 registros de onda *Rayleigh* y 13 registros de onda *Love*. Los número indican: azimut (superior izquierdo), distancia al hipocentro (Inferior izquierdo) y factor de normalización (número superior derecho).

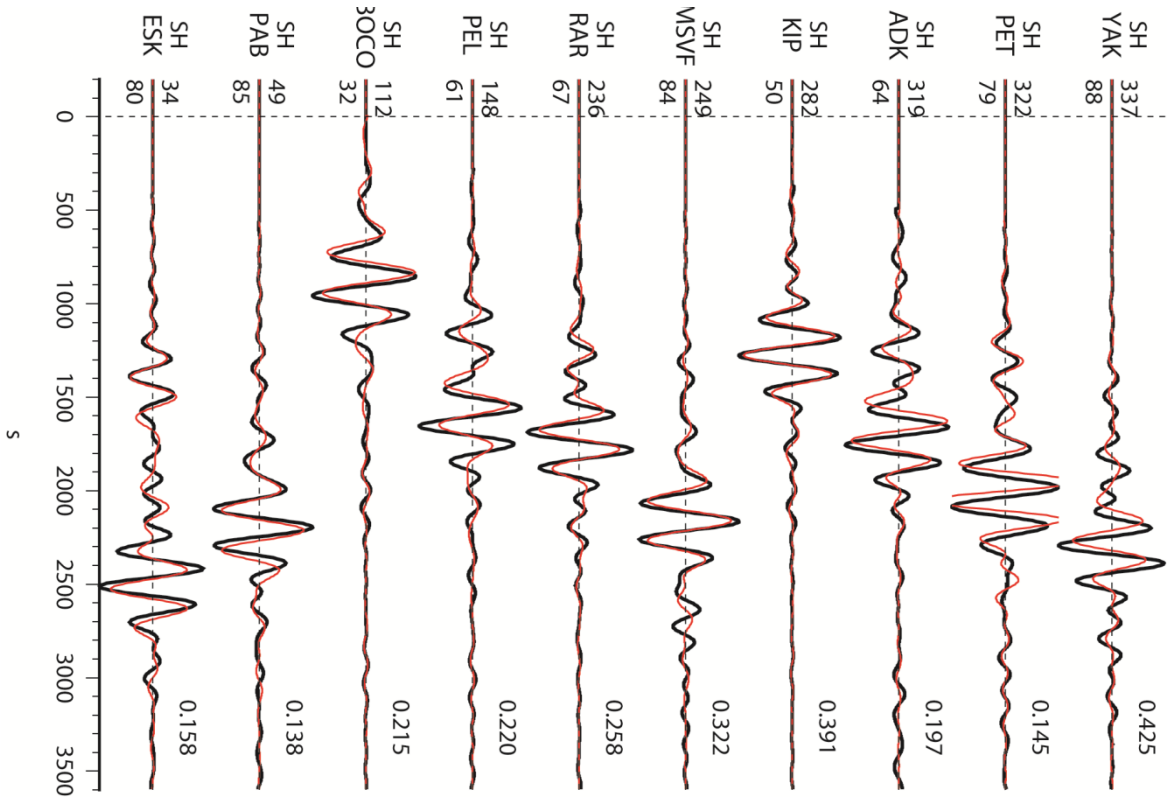


Figura 33b. Inversión telesísmica mejorada. Gráfica normalizada comparativa entre registros observados (negro) y sintéticos (rojo). 17 registros de onda *Rayleigh* y 13 registros de onda *Love*. Los número indican: azimut (superior izquierdo), distancia al hipocentro (Inferior izquierdo) y factor de normalización (número superior derecho).

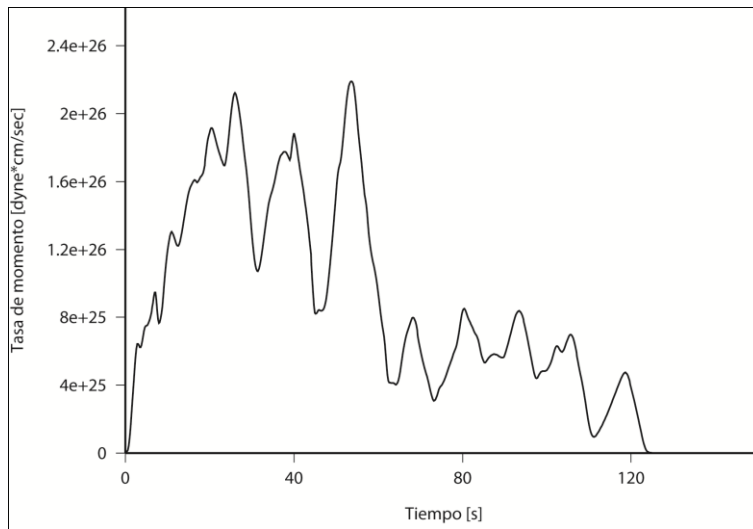


Figura 34. Inversión telesísmica mejorada. Gráfica de la tasa de liberación del momento con respecto al tiempo.

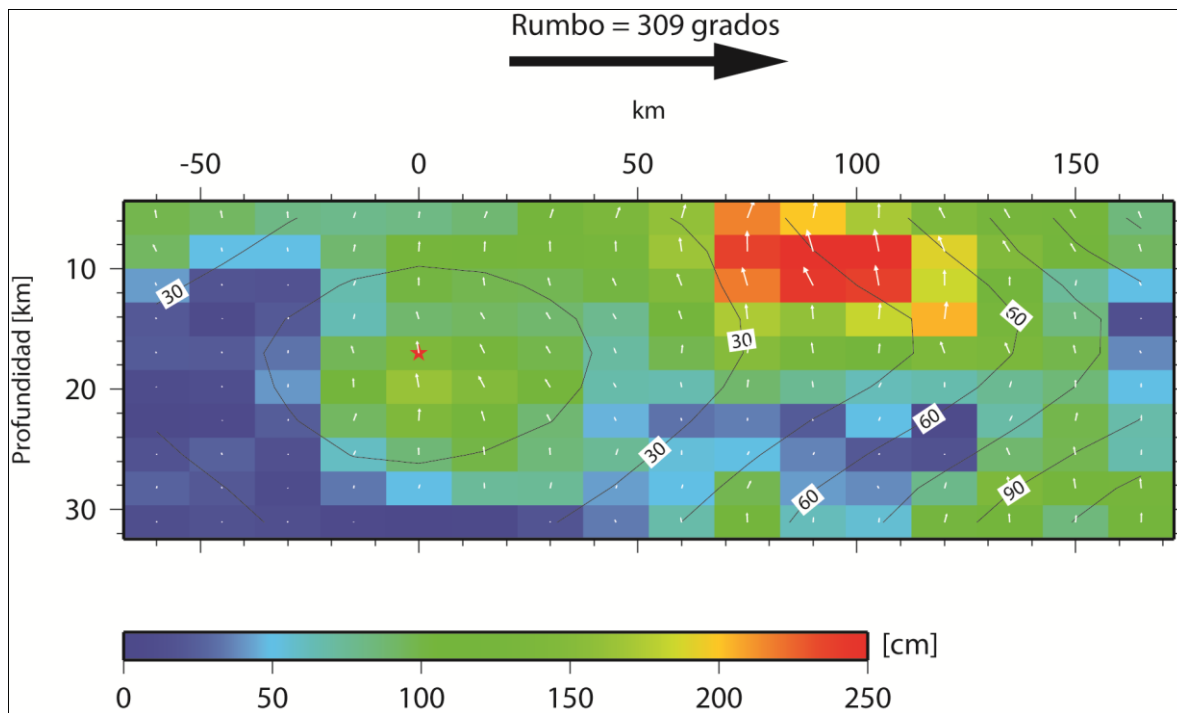


Figura 35. Inversión telesísmica mejorada. Historia de la ruptura en cada subfalla y su dirección (flechas).

5.4 Inversión de datos geodésicos.

Los datos GPS para esta inversión fueron tomados de los resultados de Hutton et al. (2001). En esta sección se muestran 3 inversiones estáticas, cada una de las cuales muestra los resultados e influencia que tienen los parámetros de suavizado de la distribución de deslizamientos en el plano de falla y la minimización del desajuste entre el momento sísmico medido y el producido por los modelos propuestos.

En primer lugar se debe señalar que los valores predeterminados para el suavizado de la distribución de deslizamientos y en el ajuste del momento sísmico es 0.1 para ambos. La modificación de uno o ambos parámetros repercute en los modelos obtenidos. La determinación de los pesos óptimos que se deben dar a cada una de estas características se basó en múltiples ensayos y configuraciones. Los siguientes 3 modelos son ejemplos dentro del espacio de soluciones posibles de la cinemática de la fuente. Para cada modelo se presenta una tabla comparativa entre los registros GPS observados y los sintéticos obtenidos, además de enunciar los valores ocupados para la inversión.

Los datos acerca de la geometría del plano de falla ocupado, localización hipocentral, parámetros regidores del algoritmo de inversión y demás datos ocupados de forma generalizada para la inversión estática, están enunciados en la siguiente tabla.

Tabla 9. Datos utilizados en la inversión estática. Solución del tensor de momentos e hipocentro proveniente de Zobin (1997), geometría propuesta y parámetros de la cristalización simulada.

Solución Global CMT			
Evento 100995C			
Fecha	09/10/1995	Hora	15:36:28.8 GMT
Latitud	18.81°N	Longitud	104.54°W
Profundidad	17 [km]	Duración media	19.4 [s]
TC - Thip	33.1 [s]		
Tensor momento: Expo=27 3.621 -2.531 -1.090 9.443 -5.493 1.396			
Mw	8	mb	6.5
Ms	7.3	Momento Escalar	1.15E+21 [dyn(cm)/s]
Geometría del plano asociado al temblor			
Área total del plano[km]	30000		
Largo de subfalla [km]	15	Ancho subfalla [km]	12.5
No. subfallas a lo largo	16	No. subfallas a lo ancho	10
Plano nodal asociado	Rumbo: 309°	Echado: 13°	Deslizamiento: 98°
Hipocentro subfalla X	5	Hipocentro subfalla Y	5
Parámetros del algoritmo			
Temperatura inicial	0.985	Decremento	0.01
Iteraciones (modelos)		500	
Registros GPS	11	Componentes GPS	33

Como se muestra en la figura 36a, el poco suavizado de la distribución de deslizamientos en el plano de falla tiene como consecuencia un plano rugoso. Con rugoso nos referimos a la presencia de zonas aisladas de deslizamiento, las cuales parecen no ser coherentes con la lógica de un modelo cinemático de la fuente. Sin embargo, esta distribución logra ajustarse aceptablemente con los registros observados.

Tabla 10. Datos comparativos entre los desplazamientos observados y sintéticos.

Resultados comparativos de inversión del plano no suavizado						
Estación	Desplazamiento observado [cm]			Desplazamiento sintético [cm]		
Nombre	N	E	V	N	E	V
AVAL	-7.18	-13.47	-6.85	-7.63	-13.26	-2.26
AYUT	-17.60	-12.90	-16.36	-18.11	-13.86	-3.24
CEBO	-3.05	-6.03	-1.50	-2.98	-4.22	-0.01
CHAC	-8.79	-2.64	-0.80	-9.72	-3.27	-9.52
CHAM	-84.32	-47.63	-21.46	-84.40	-47.42	-21.33
CRIP	-38.02	-29.08	-6.15	-38.08	-29.11	-6.10
GUAC	-11.58	-4.95	-4.20	-11.32	-7.67	-1.06
PURI	-41.17	-27.30	-10.16	-41.16	-27.43	-9.40
SJDL	-0.10	-0.09	-6.20	-2.89	-4.27	-0.98
TAPA	-10.88	-12.57	-2.36	-9.94	-12.83	-1.76
VICT	-0.94	-2.30	-6.06	-1.24	-4.37	-1.01

Para esta primera aproximación el peso dado al ajuste del momento es alto, mientras que el valor de suavizado es bajo. Para el modelo que se presenta a continuación, los pesos de suavizado y ajuste de momento sísmico, así como los valores resultantes de χ^2 y desajuste de momento sísmico son los siguientes.

Tabla 11. Primer modelo de inversión estática. Pesos que rigen el suavizado y ajuste en el momento sísmico de la inversión y valores resultantes de ocupar esos pesos.

1° Modelo estático, pesos en suavizado y momento sísmico			
Peso de suavizado	0.7	Peso al momento	0.9
Valores resultantes			
Momento sísmico obtenido	1.77E+28 [dina*cm/s]	χ^2	0.3460855
Momento sísmico (CMT)	1.15E+28 [dina*cm/s]	Desajuste del momento	54.3%

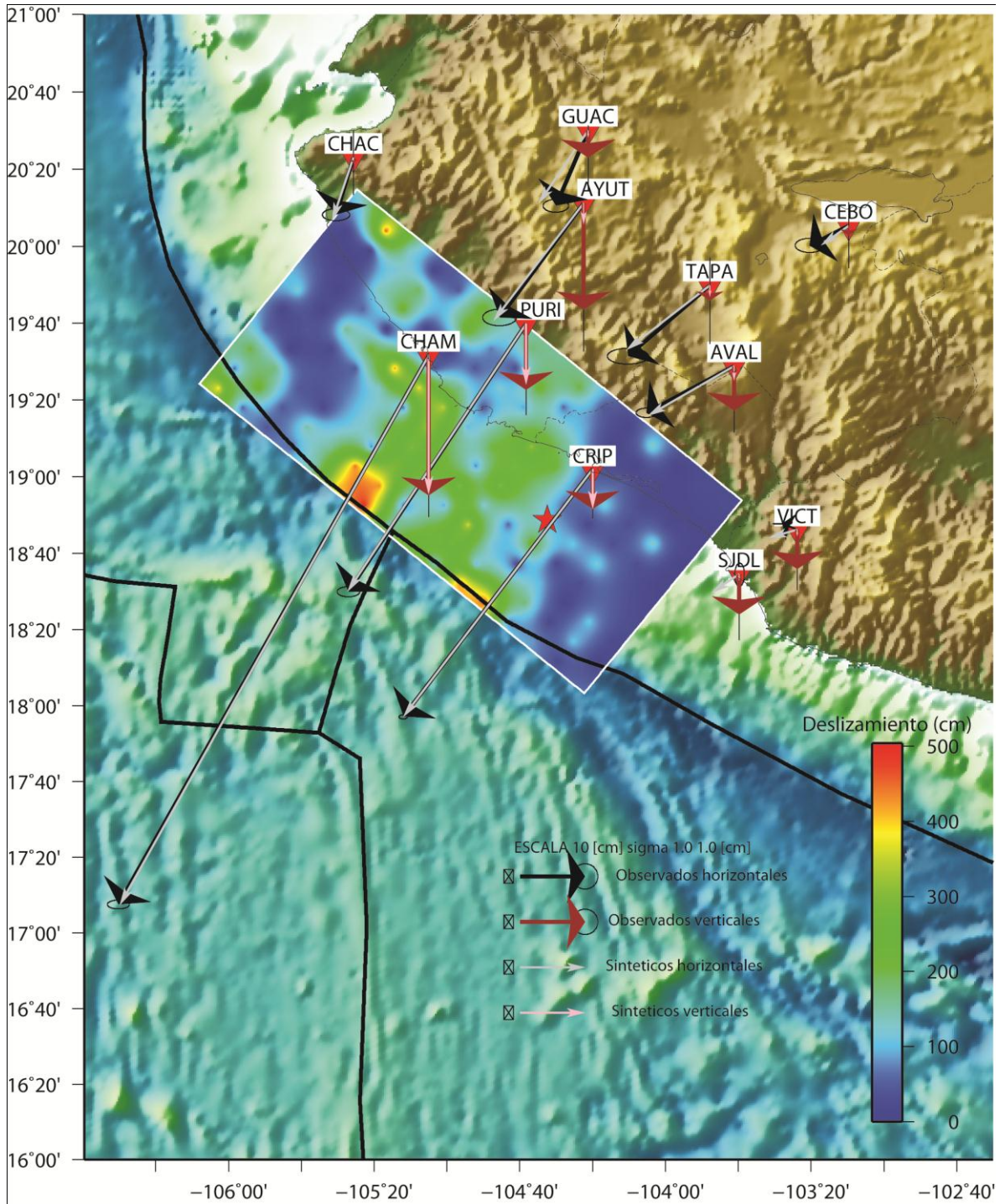


Figura 36a. 1° Modelo de inversión geodésica. Mapa de la costa de Jalisco-Colima mostrando el plano de falla y la distribución de los deslizamientos en [cm]. Bajo suavizado (0.9), alto ajuste al momento (0.7).

El segundo modelo presenta, al igual que el primero, valores extremos para los dos parámetros ya señalados. El peso en el ajuste del momento sísmico en este caso es bajo y el

valor de suavizado es alto. Las primeras dos inversiones de datos GPS tienen como objetivo mostrar casos extremos dentro del espacio de soluciones posibles. En seguida se muestran las tablas de resultados finales y comparación entre vectores sintéticos y observados para la segunda inversión geodésica.

Tabla 12. 2° Modelo de inversión estática. Datos comparativos entre desplazamientos observados y sintéticos.

Resultados comparativos de inversión del plano no suavizado						
Estación	Desplazamiento observado [cm]			Desplazamiento sintético [cm]		
	N	E	V	N	E	V
AVAL	-7.18	-13.47	-6.85	-6.54	-9.78	-1.69
AYUT	-17.60	-12.90	-16.36	-12.82	-8.37	-1.30
CEBO	-3.05	-6.03	-1.50	-2.20	-2.87	0.01
CHAC	-8.79	-2.64	-0.80	-10.53	-0.23	-1.69
CHAM	-84.32	-47.63	-21.46	-84.49	-47.34	-21.18
CRIP	-38.02	-29.08	-6.15	-37.85	29.38	-6.14
GUAC	-11.58	-4.95	-4.20	-7.70	-4.35	-0.28
PURI	-41.17	-27.30	-10.16	-41.09	-28.61	-13.19
SJDL	-0.10	-0.09	-6.20	-1.58	-0.70	-0.42
TAPA	-10.88	-12.57	-2.36	-7.36	-8.26	-0.92
VICT	-0.94	-2.30	-6.06	-0.44	-2.60	-0.88

Tabla 13. 2° Modelo de inversión estática. Pesos que rigen el suavizado y ajuste en el momento sísmico de la inversión y valores resultantes de ocupar esos pesos.

2° Modelo estático, pesos en suavizado y momento sísmico			
Peso de suavizado	0.1	Peso al momento	4.6
Valores resultantes			
Momento sísmico obtenido	1.21E+28 [dina*cm/s]	χ^2	3.703337
Momento sísmico (CMT)	1.15E+28 [dina*cm/s]	Desajuste del momento	5.39%

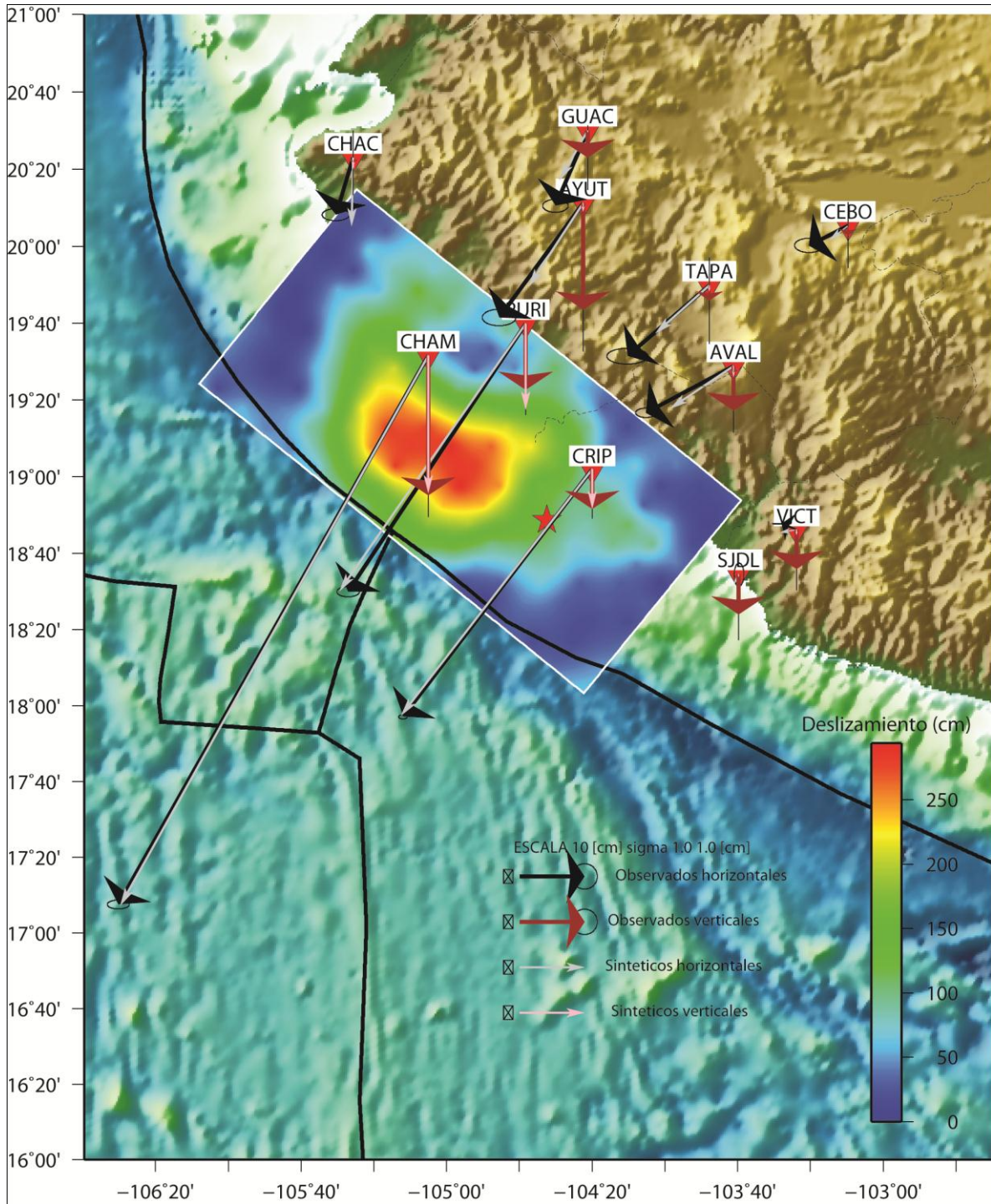


Figura 36b. 2° Modelo de inversión geodésica. Mapa de la costa de Jalisco-Colima mostrando el plano de falla y la distribución de los deslizamientos en [cm]. Alto suavizado (4.6), bajo ajuste al momento (0.1).

La última y mejor inversión de datos GPS se realizó con valores intermedios de peso en el suavizado de la distribución de los deslizamientos y un alto ajuste en el momento sísmico. Estos valores son ocupados posteriormente para configurar la inversión conjunta. A continuación se presentan las tablas con los resultados de la inversión y la comparación con los registros observados.

Tabla 14. 3° Modelo de inversión estática. Datos comparativos entre desplazamientos observados y sintéticos.

Resultados comparativos de inversión del plano no suavizado						
Estación	Desplazamiento observado [cm]			Desplazamiento sintético [cm]		
	N	E	V	N	E	V
AVAL	-7.18	-13.47	-6.85	-7.49	-12.93	-2.59
AYUT	-17.60	-12.90	-16.36	-17.93	-12.20	-3.32
CEBO	-3.05	-6.03	-1.50	-2.74	-3.88	-0.07
CHAC	-8.79	-2.64	-0.80	-9.62	-0.65	-1.88
CHAM	-84.32	-47.63	-21.46	-84.59	-47.50	-21.41
CRIP	-38.02	-29.08	-6.15	-37.98	-28.97	-6.17
GUAC	-11.58	-4.95	-4.20	-10.48	-6.13	-1.00
PURI	-41.17	-27.30	-10.16	-41.05	-27.80	-9.70
SJDL	-0.10	-0.09	-6.20	-1.69	-2.77	-0.88
TAPA	-10.88	-12.57	-2.36	-9.40	-12.12	-1.85
VICT	-0.94	-2.30	-6.06	-0.55	-4.12	-1.18

Tabla 15. 3° Modelo de inversión estática. Pesos que rigen el suavizado y ajuste en el momento sísmico de la inversión y valores resultantes de ocupar esos pesos.

2° Modelo estático, pesos en suavizado y momento sísmico				
Peso de suavizado	0.1		Peso al momento	4.6
Valores resultantes				
Momento sísmico obtenido	1.42E+28 [dina*cm/s]		χ^2	0.3729
Momento sísmico (CMT)	1.15E+28 [dina*cm/s]		Desajuste del momento	23.56%

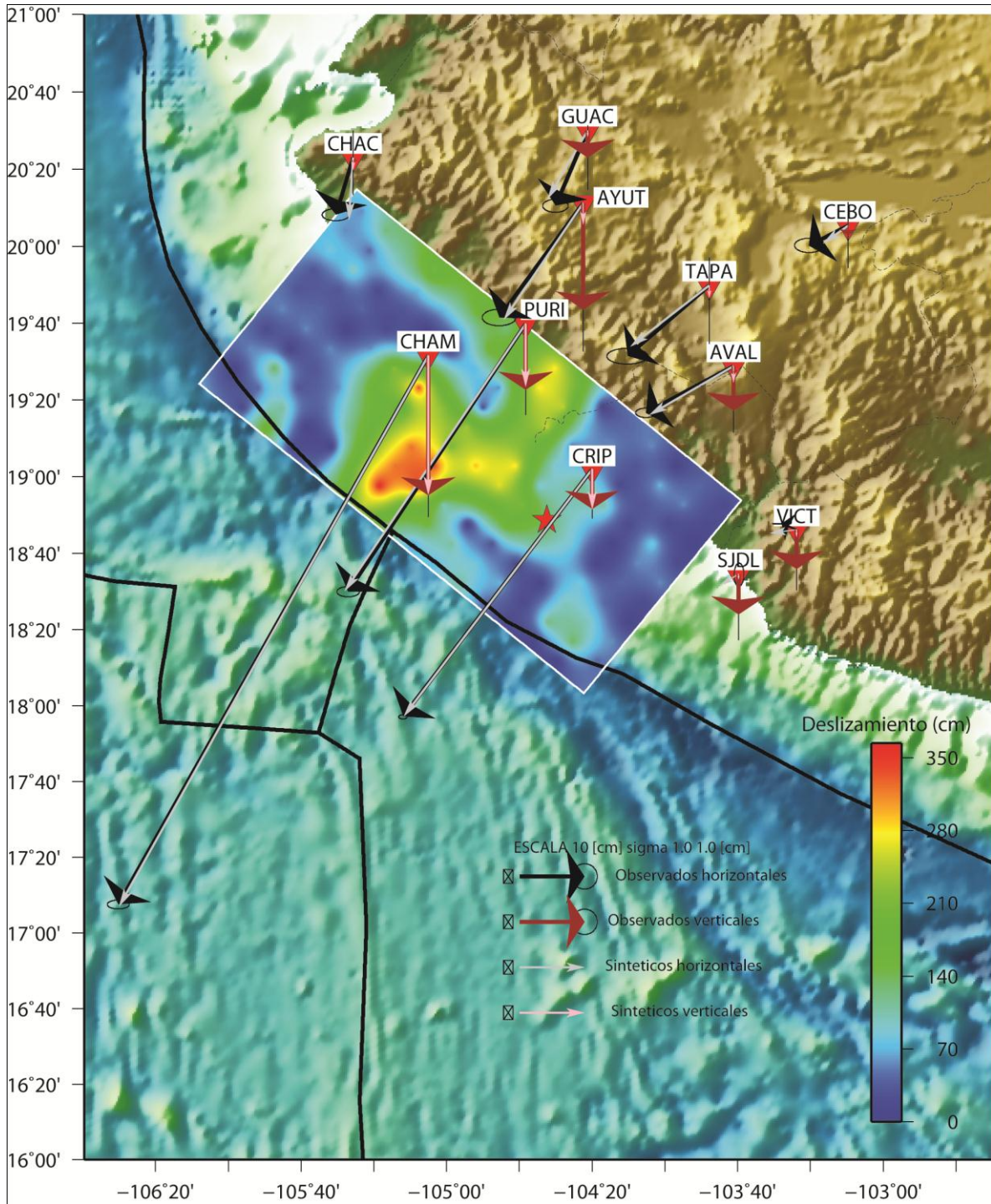


Figura 36c. Mejor modelo de inversión geodésica. Mapa de la costa de Jalisco-Colima mostrando el plano de falla y la distribución de los deslizamientos en [cm]. Alto suavizado (4.6), alto ajuste al momento (0.7).

5.5 Inversión conjunta telesísmica-geodésica.

El último modelo, que se presenta en esta sección, es el resultado de realizar la inversión simultánea de registros telesísmicos y geodésicos, además de aplicar todos los datos resultantes y configuraciones óptimas provenientes de las inversiones individuales. Como datos provenientes de la mejor inversión telesísmica se tiene toda la información geométrica, hipocentral y de parámetros que rigen a la cristalización simulada. La información obtenida de las inversiones del desplazamiento estático son los pesos que se le dan al suavizado de la distribución de los deslizamientos y el ajuste al momento sísmico.

Otros parámetros tomados en cuenta para la inversión conjunta fueron los tiempos de arribo determinados en la mejor inversión telesísmica, así como los pesos para cada registro (2 para onda P y 0.5 para onda SH). En cuanto a la función objetivo, se fijó al peso W_{st} en 0.1, lo cual restringe en buen nivel a la inversión a ajustarse a los vectores GPS de desplazamiento cosísmico en relación a los registros telesísmicos.

En las siguientes tablas se muestran: 1) los datos y parámetros ocupados en la inversión conjunta y 2) los resultados comparativos entre vectores GPS sintéticos y observados. Las conclusiones y discusión acerca de los resultados de cada inversión se presentan en la sección 5.

Tabla 16. Datos utilizados en la inversión telesísmica mejorada. Solución del tensor de momentos e hipocentro proveniente de Zobin (1997), geometría predeterminada propuesta y parámetros de la cristalización simulada

Solución Global CMT			
Evento 100995C			
Fecha	09/10/1995	Hora	15:36:28.8 GMT
Latitud	18.81°N	Longitud	104.54°W
Profundidad	17 [km]	Duración media	19.4 [s]
TC - Thip	33.1 [s]		
Tensor momento: Expo=27 3.621 -2.531 -1.090 9.443 -5.493 1.396			
Mw	8	mb	6.5
Ms	7.3	Momento Escalar	1.15E+21 [Nm]

Geometría del plano asociado al temblor			
Área total del plano [km]	30000		
Largo de subfalla [km]	15	Ancho subfalla [km]	12.5
No. subfallas a lo largo	16	No. subfallas a lo ancho	10
Plano nodal asociado	Rumbo: 309°	Echado: 13°	Deslizamiento: 98°
Hipocentro subfalla X	5	Hipocentro subfalla Y	5
Parámetros del algoritmo			
Temperatura inicial	0.985	Decremento	0.01
Iteraciones (modelos)	500		
Registros de onda P	27	Registros de onda SH	17
Registros onda Rayleigh	17	Registros onda Love	13
Pesos en suavizado y ajuste de momento sísmico			
Peso en suavizado	0.7	Peso en ajuste de momento	4.6

Tabla 16. Modelo de inversión conjunta. Datos comparativos entre desplazamientos observados y sintéticos.

Resultados comparativos de inversión conjunta						
Estación	Desplazamiento observado [cm]			Desplazamiento sintético [cm]		
	N	E	V	N	E	V
AVAL	-7.18	-13.47	-6.85	-5.254	-8.138	-1.292
AYUT	-17.60	-12.90	-16.36	-12.159	-10.159	-1.672
CEBO	-3.05	-6.03	-1.50	-1.933	-2.710	-0.021
CHAC	-8.79	-2.64	-0.80	-14.692	-1.282	-4.240
CHAM	-84.32	-47.63	-21.46	-84.129	-47.709	-20.809
CRIP	-38.02	-29.08	-6.15	-37.699	-28.940	-6.342
GUAC	-11.58	-4.95	-4.20	-8.024	-5.794	-0.548
PURI	-41.17	-27.30	-10.16	-40.263	-25.914	-14.021
SJDL	-0.10	-0.09	-6.20	-1.200	-1.195	-0.371
TAPA	-10.88	-12.57	-2.36	-5.952	-7.422	-0.707
VICT	-0.94	-2.30	-6.06	-0.387	-2.992	-0.999

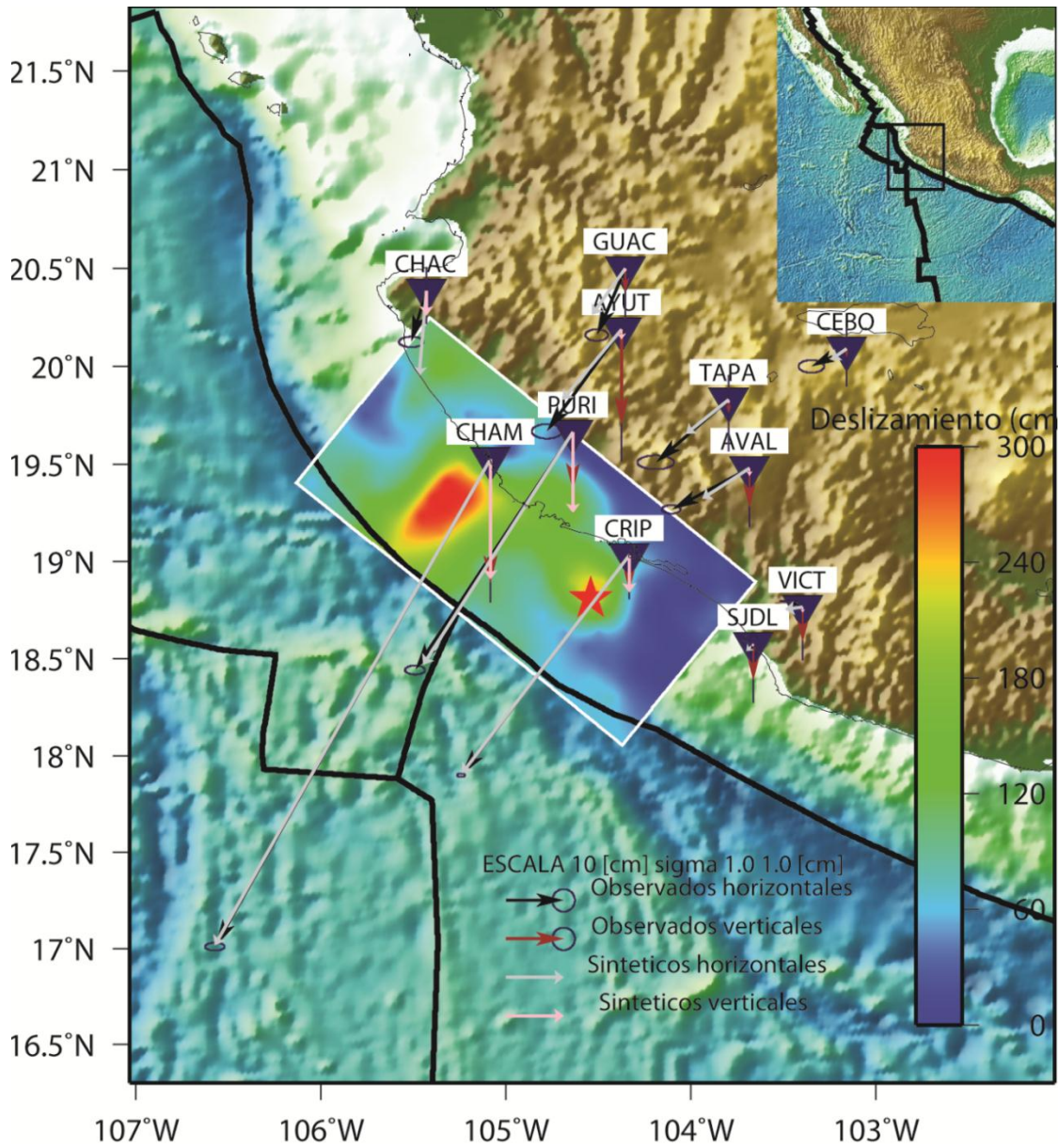


Figura 37. Inversión conjunta de datos telúsmicos y geodésicos. Mapa de la costa de Jalisco-Colima mostrando el plano de falla y la distribución de los deslizamientos (slip) en [cm]. Geometría y ubicación del hipocentro propuesta en tabla no.4. Hipocentro tomado de Zobin (1997)

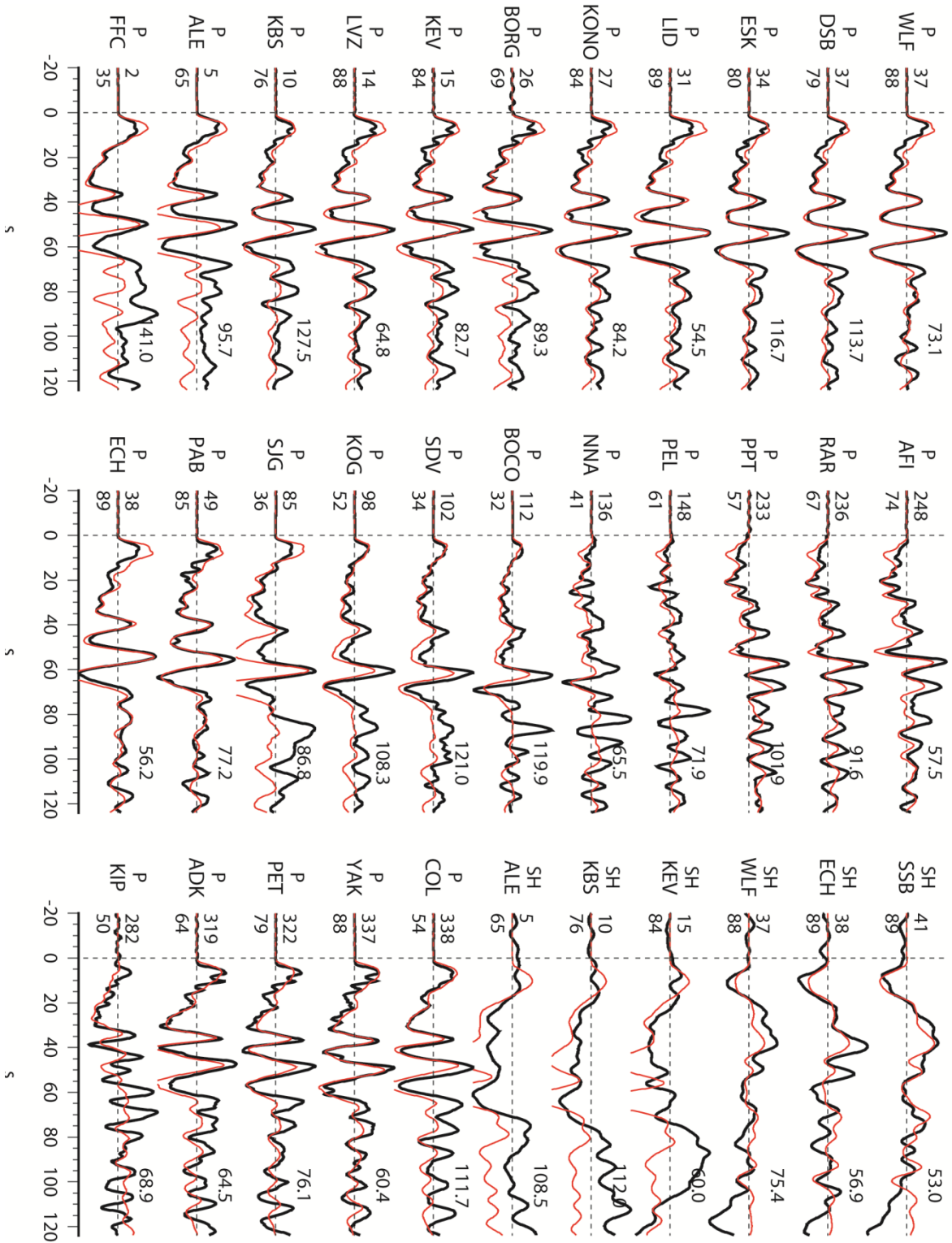


Figura 38a. Inversión telísmica mejorada. Grafica normalizada comparativa entre registros observados (negro) y sintéticos (rojo). 28 registros de onda P y 10 registros de onda SH. Los número indican: azimut (superior izquierdo), distancia al hipocentro (Inferior izquierdo) y factor de normalización (número superior derecho)

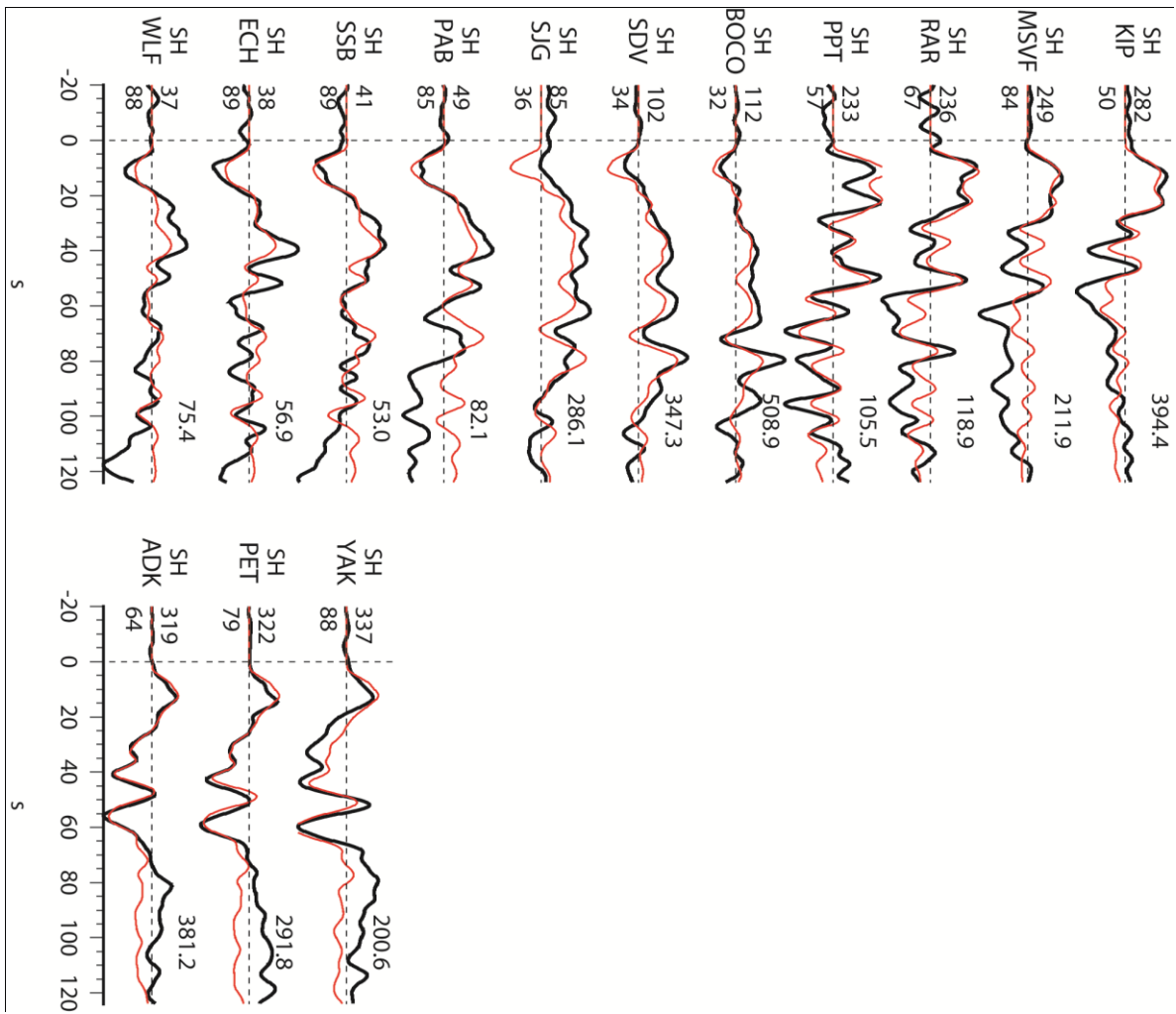


Figura 38b. Inversión telúsmica mejorada. Gráfica normalizada comparativa entre registros observados (negro) y sintéticos (rojo). 28 registros de onda *P* y 10 registros de onda *SH*. Los números indican: acimut (superior izquierdo), distancia al hipocentro (inferior izquierdo) y factor de normalización (número superior derecho).

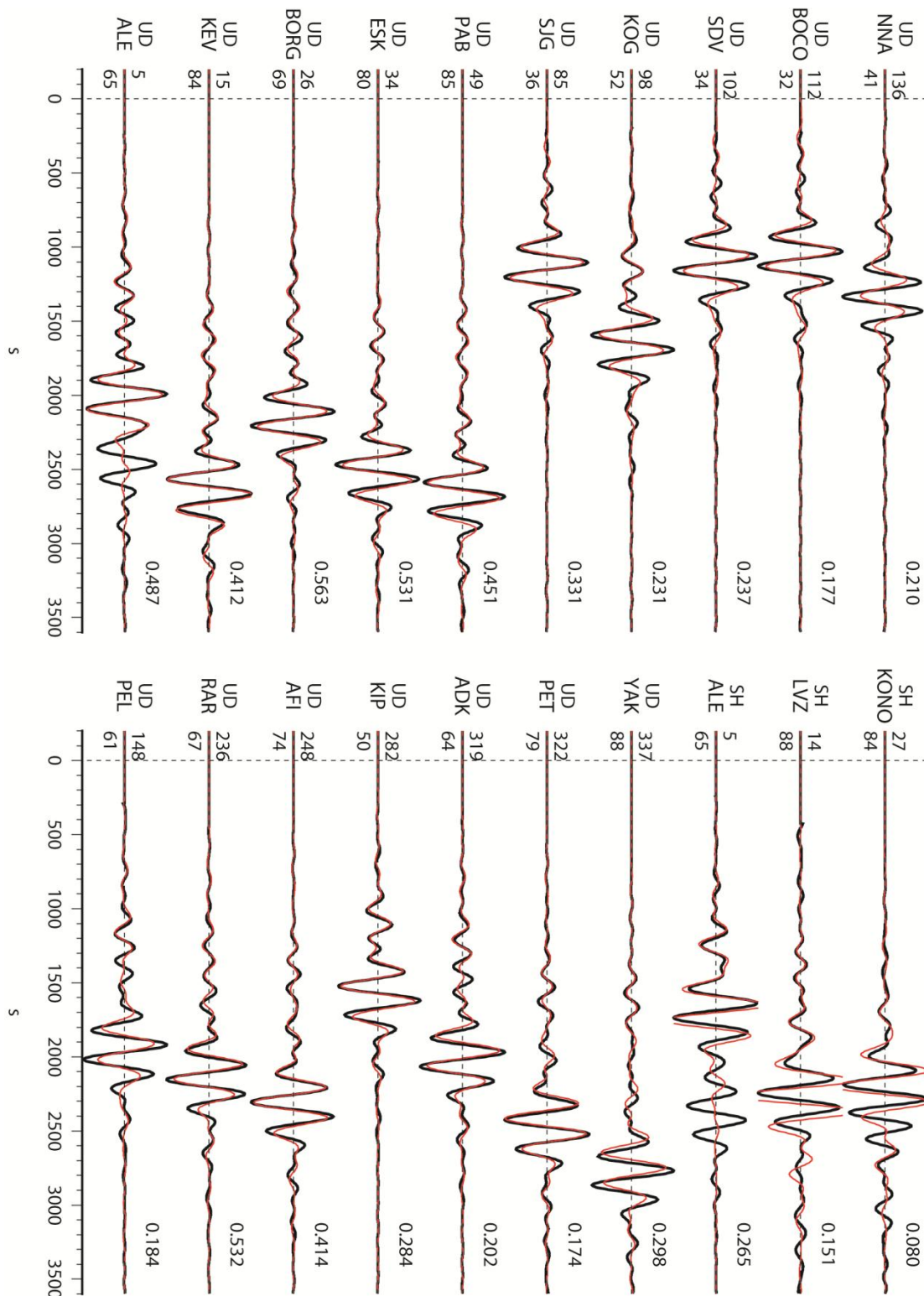


Figura 39a. Inversión tele sísmica mejorada. Grafica normalizada comparativa entre registros observados (negro) y sintéticos (rojo). 17 registros de onda *Rayleigh* y 13 registros de onda *Love*. Los número indican: azimut (superior izquierdo), distancia al hipocentro (Inferior izquierdo) y factor de normalización (número superior derecho).

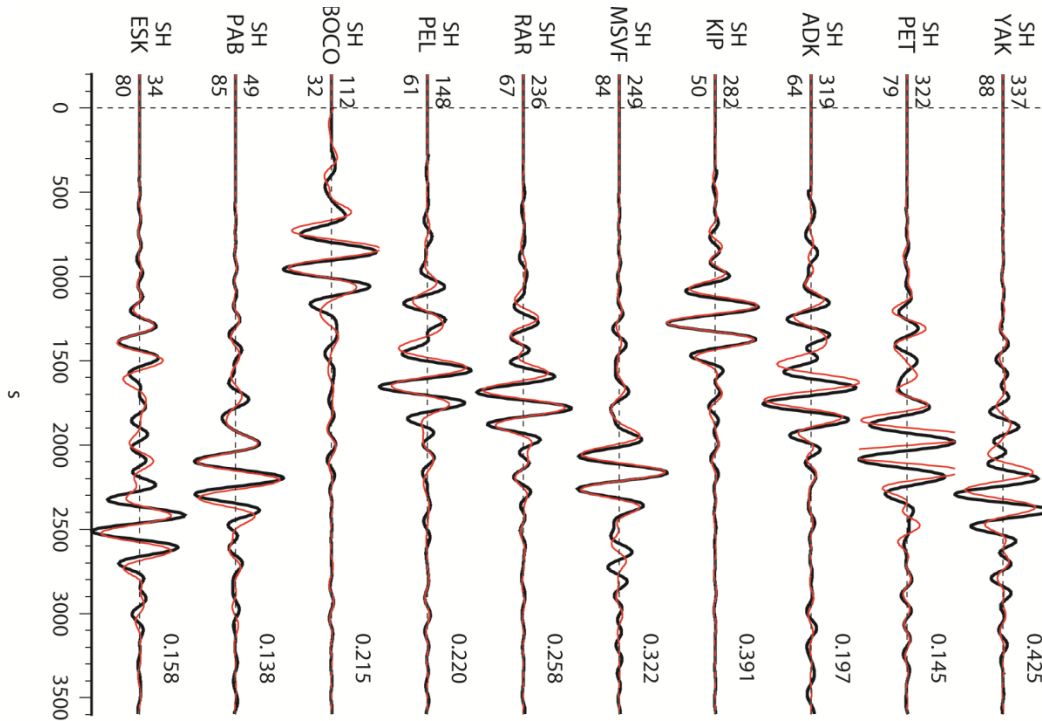


Figura 39b. Inversión telesísmica mejorada. Grafica normalizada comparativa entre registros observados (negro) y sintéticos (rojo). 17 registros de onda *Rayleigh* y 13 registros de onda *Love*. Los número indican: azimut (superior izquierdo), distancia al hipocentro (Inferior izquierdo) y factor de normalización (número superior derecho).

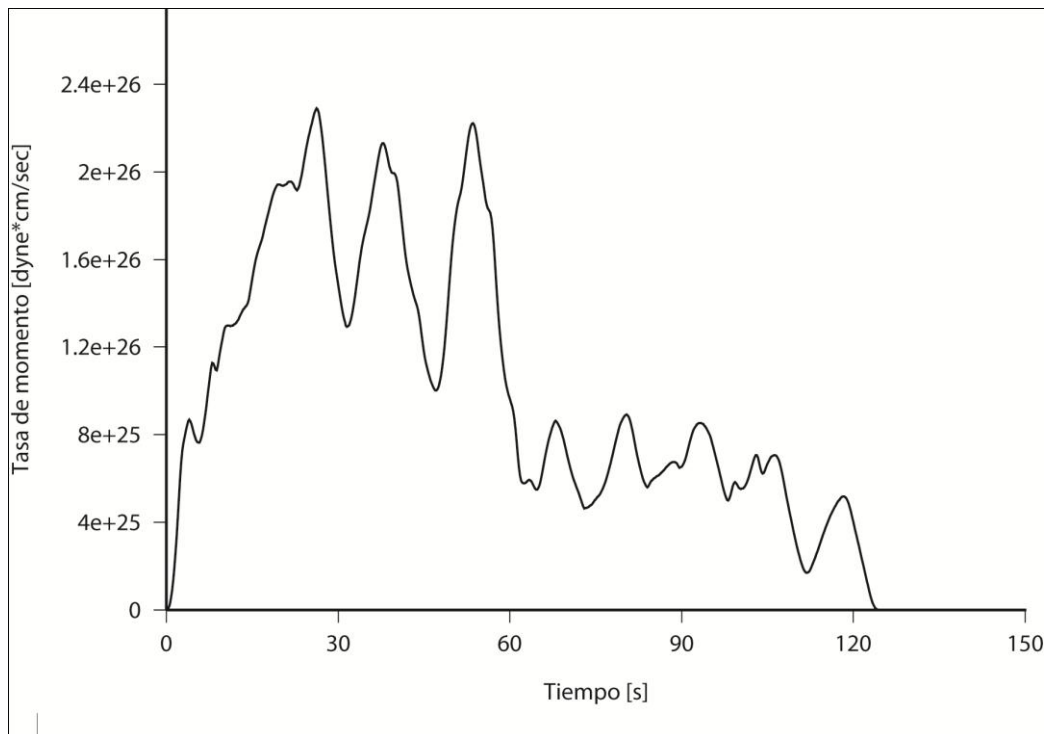


Figura 40. Inversión telesísmica mejorada. Gráfica de la tasa de liberación del momento con respecto al tiempo.

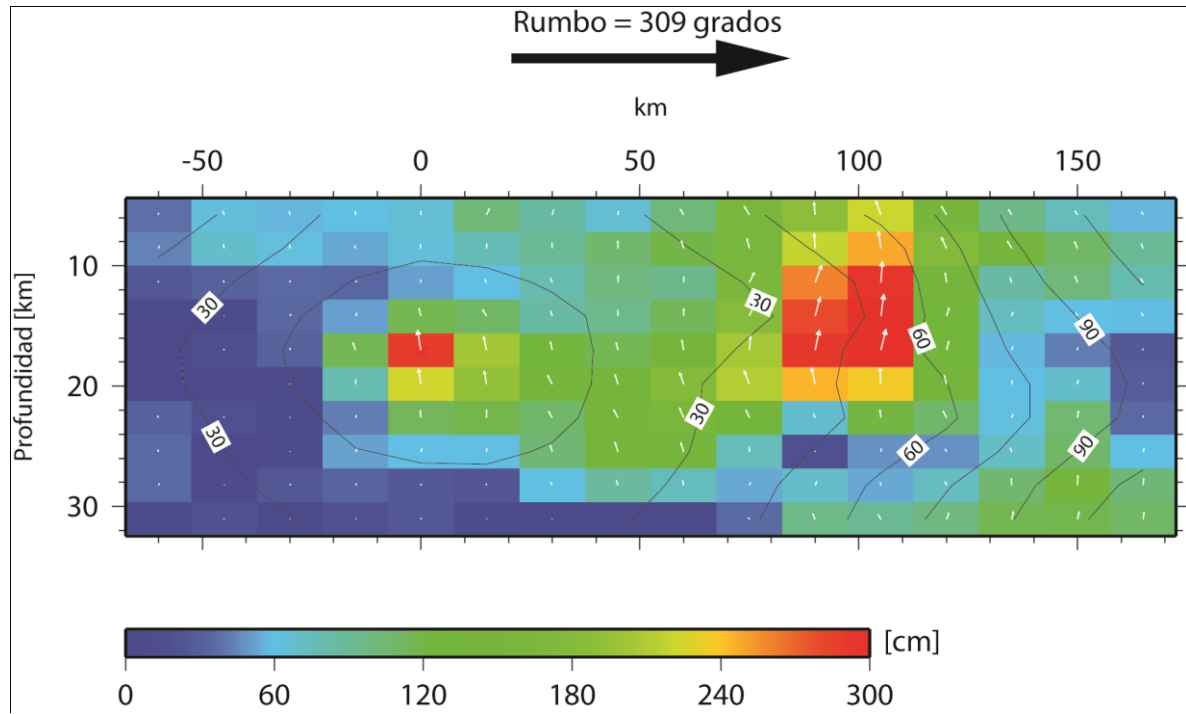


Figura 41. Inversión telesísmica mejorada. Historia de la ruptura en cada subfalla y su dirección (flechas).

6

Discusión y conclusiones

6.1 Discusión general.

1° Estimación

Los resultados preliminares de la inversión rápida FFF (Figuras 21 a 25) muestran ajustes entre registros observados y sintéticos bastante insatisfactorios. Los modelos presentados por Melbourne *et al.* (1997), Mendoza y Hartzell (1999), Courboleaux *et al.* (1997), DeMets *et al.* (1997), Zoila (2000) y Mendoza (2011) sugieren que, tanto la distribución de los deslizamientos en el plano de falla así como la historia de la ruptura que obtuvimos no son congruentes con un modelo físico realista. Estudios como el de Mendoza y Hartzel (1999) sugieren que, para este evento, los deslizamientos de mayor magnitud fueron cercanos a la zona de la trinchera (figura 1.1a) y no centrados sobre la costa (figura 23). Nuestra primera estimación es diferente también a los modelos de Melbourne *et al.* (1997) o Hutton *et al.* (2001). Tanto el modelo de Melbourne *et al.* (1997) como el de Hutton *et al.* (2001) muestran deslizamientos más cercanos a la costa que a la trinchera (figura 42b y 42c).

Debido a las dimensiones preestablecidas para la inversión automatizada, 48979 km^2 , el error del ajuste al momento sísmico escalar es mínimo, aun cuando la distribución de los deslizamientos no es físicamente realista. Los deslizamientos máximos en el plano de falla son de aproximadamente 180 cm, siendo este modelo el que presenta los valores de deslizamiento menores en comparación con los otros modelos e inclusive con los de trabajos anteriores. En la figura 42 se observa que para todos los modelos comparativos los deslizamientos máximos tiene valores mayores a los 2 m.

Es necesario señalar que en promedio existe un retraso en tiempo en las ondas de cuerpo telesísmicas sintéticas (figura 22). En la mayoría de los registros sintéticos de onda *P*, el comienzo de la señal es 1 o 2 segundos después del arribo de la onda *P* observada. Esto podría deberse a la mala ubicación del hipocentro, la cual modificaría la distancia hipocentro-estación, y como consecuencia el aumento en el tiempo de viaje propuesto para cada sintético. Otra posible razón de este retraso son las diferencias que existen entre la estructura de velocidades global que ocupamos y la verdadera estructura de la Tierra. El desajuste en tiempo podría deberse al no tomar en cuenta heterogeneidades a través de las cuales las ondas son propagadas.

En cuanto a las estaciones utilizadas en la inversión rápida (tabla A.1) de la onda *P* con una cobertura azimutal entre los 180° y 240°, se observa un desajuste importante en el primer arribo. La inclusión de algunas estaciones más en este mismo intervalo acimutal permitiría tener más información en esta dirección de polaridad negativa. Esta observación sugiere la presencia de directividad en la dirección NW, y debido a esto los modelos en las siguientes inversiones son verificados al mostrar a la propagación de la ruptura en la dirección Noroeste.

El atraso también se observa, en menor medida, en las gráficas comparativas de las ondas *SH* (figura 23). Sin embargo, el ajuste entre sintéticos y observados en este caso es más insatisfactorio que para la onda *P*. Es claro que la inversión rápida no agregó suficiente información de ondas *SH* a esta primera aproximación (12 registros). Además, el sistema automatizado no descartó al registro de la estación ESK, el cual parece que presentó problemas de regreso a la línea base. Este problema produce que el sintético trate de ajustarse a ese registro incorrecto y que esto aporte información irreal a nuestro modelo de la fuente.

Sin embargo, el momento sísmico calculado para este primer modelo se aproxima bastante bien al reportado en el Catálogo del Global CMT ($1.15E+21$ [Nm]). Después de 200 iteraciones es de $1.162E+21$ [Nm], lo cual es 1.05% de desajuste, y el error final que representa el desajuste entre registros observados y sintéticos fue de 0.32097.

2° Estimación

Para esta segunda estimación los registros sintéticos de ondas *P*, *SH*, y *superficiales* muestran una mayor consistencia con los observados (figuras 27a-29). El principal resultado a destacar después de modificar la geometría y orientación del plano de falla fue lograr una mejor distribución de los deslizamientos. El incrementar el número de registros a invertir demostró enriquecer la inversión, ayudando a establecer una distribución de los deslizamientos más delimitada y suavizada (figura 26).

Contrastando los planos de la 1° y 2° aproximación (figura 21 y 26), se puede observar que en el segundo existe una zona de mayor deslizamiento (~300 cm) cercana a la trinchera, la cual está bien delimitada. Este deslizamiento concuerda de mejor forma con los trabajos de Mendoza y Hartzell (1999). En la figura 42a se observa la misma zona de deslizamiento, pero los valores máximos superan a los de la segunda aproximación por casi 2 m.

Los ajustes entre registros sintéticos y observados (figuras 27a-28b) son aun deficientes. El incremento en la cantidad de registros de onda *P* (de 12 a 28) ayudó a tener mucha más información. No obstante, se siguen observando retrasos y adelantos en los tiempos de arribo entre registros sintéticos y observados. Estos desajustes en tiempo se atribuyen a que no se modificó la localización hipocentral ni una corrección por la distribución de velocidades 3D ocupando el picado de fases automatizado.

En cuanto a los registros de onda *SH*, se descartaron las estaciones que mostraron problemas como ESK. Al no modificar nada más que la geometría y orientación del plano, los desajustes en tiempo siguen siendo muy evidentes en estas formas de onda también. En estaciones como KIP y PPT los adelantos en tiempo del arribo de la onda *SH* son de alrededor de 8 segundos. Por otro lado, en la estación ADK el arribo del sintético está bien sincronizado con el observado, como ya se mencionó esto se debe a la directividad observada.

Estos desajustes no permiten condicionar bien a la distribución de los deslizamientos. Si bien la historia de la ruptura y los deslizamientos en el plano de falla mejoraron en esta nueva configuración, los retrasos y adelantos en tiempo no permiten asegurar su validez.

Inversión telesísmica mejorada

Los resultados mostrados en el mejor modelo de inversión de datos telesísmicos muestran que la zona de mayor deslizamiento, dentro del plano de falla, se encuentra muy cercana a la trinchera (figura 42d). Los deslizamientos máximos son ~ 50 cm menores en comparación con los obtenidos en la segunda aproximación, y ~ 70 cm mayores a los mostrados en la inversión automatizada. Aunque esta distribución muestra congruencia con la presentada por Mendoza y Hartzell (1999) (figuras 42c y 42d), los valores máximos son del orden de 1.5 m menores que al de 1999.

La configuración geométrica utilizada por Zobin (1997) ayudó a delimitar mejor la ubicación del hipocentro y con esto se pudieron determinar mejor los arribos de onda P y SH (figura 32a, 32b). Al modificar los tiempos de arribo se ajustó la tasa de momento sísmico (figura 34) y la historia de la ruptura mostró que los deslizamientos máximos están comprendidos entre los 30 a 60 segundos después del comienzo del evento (figura 35), lo que coincide con el aumento de la amplitud de los registros de velocidad observados (figura 32a).

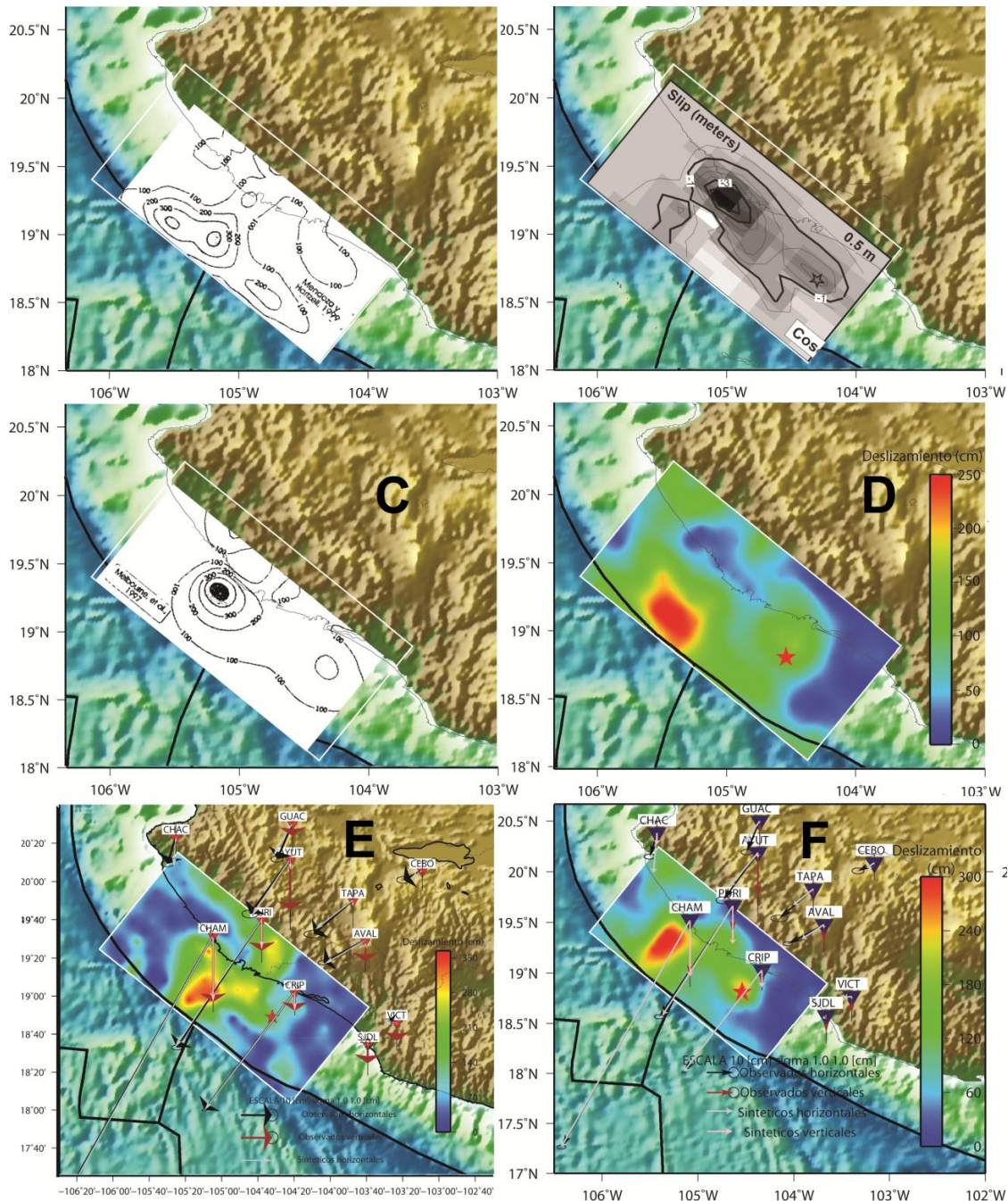


Figura 42. Imagen comparativa de los mejores modelos con respecto a a trabajo anteriores. A) Inversión de registros telosísmicos (Hartzell y Mendoza, 1996), las curvas de deslizamiento aumentan cada 100 [cm]. B) Inversión de datos GPS (Hutton *et al.*, 2001), la curva exterior muestra el deslizamiento menor 1 [m], el mayor está al centos 3 [m]. C) Inversión de datos GPS (Melbourne *et al.*, 1997), la curva exterior muestra el menor deslizamiento 100 [cm] y la central el mayor 500 [cm]. D) Mejor modelo de inversión telosísmica. E) Mejor modelo de inversión de datos GPS. F) Inversión conjunta (telosísmica-geodésica) propuesta. Los cuadros negros sobrepuestos en A B y C representan el área y ubicación del plano de falla ocupado en D E y F.

El ajuste en los tiempos de arribo nos permitió dar más peso a los registros durante la inversión. Durante la primera y segunda aproximación los pesos fueron de 1.0 y 0.2 para ondas *P* y *SH* respectivamente, cambiando estos por valores de 2.0 y 0.5 para el mejor modelo de inversión telesísmica. La modificación de los pesos permitió encontrar un modelo que se ajustara mejor tanto a las ondas de cuerpo como a las superficiales.

En esta inversión no fue necesario tomar en cuenta el factor con el que el algoritmo trataba de ajustarse al momento sísmico escalar. La geometría propuesta (30000 km^2) del plano de falla y la amplitud de las ondas superficiales fijaron bien el valor del momento sísmico.

El valor final del desajuste entre registros fue de 0.20585. Este error es 52% menor al de la segunda aproximación y 55% en comparación con el calculado a partir de la inversión automática. Esto muestra que el repicado de los arribos, el cambio en la geometría del plano y la inclusión de más datos impacto en una mejor distribución de los deslizamientos y en consecuencia en un desajuste mínimo entre sintéticos y observados.

Inversión de datos geodésicos

Los tres modelos de la cinemática de la fuente provenientes de la inversión de datos geodésicos muestran el problema que representa la no unicidad de la solución debido a la subdeterminación del problema. Las tres diferentes distribuciones de los deslizamientos (figura 36a-36c) en el plano de falla ajustan considerablemente bien a los vectores GPS que representan el desplazamiento cosísmico relacionado con el evento y los seis días posteriores a éste. Sin embargo, ninguno de los modelos geodésicos ajustó en buena medida a los registros de las estaciones más alejadas.

Si se observan detenidamente las figuras 36a a 36c se puede señalar que las tres presentan las subfallas con deslizamientos máximos cerca de los 19° N y $105^\circ 10' \text{ W}$, lo cual coincide con la dirección NW de propagación de la ruptura. Se destaca que las áreas difieren en tamaño y forma, aun cuando el desajuste entre sintéticos y datos observados es muy similar. Tomando en cuenta que los tres modelos fueron construidos usando la misma

estructura de velocidades (Campillo et al., 1985), se puede señalar una característica interesante de la inversión. El tamaño del área que contiene a los deslizamientos máximos parece ser inversamente proporcional a la amplitud de estos. Si el área es pequeña y no suavizada, los deslizamientos se incrementan para poder ajustar los desplazamientos y viceversa.

Cuando el suavizado del plano es bajo y se trata de ajustar el valor del momento sísmico (1° modelo, figura 36a), el área del deslizamiento máximo de ~500 cm es más puntual y reducida. Al disminuir las dimensiones del área, los deslizamientos máximos tienden a tener mayor amplitud para poder ajustar los desplazamientos calculados con los observados.

Por otro lado, teniendo un plano muy suavizado y un bajo ajuste al momento sísmico (2° modelo, figura 36b), las subfallas actúan muy parecidas unas a las otras y el área aumenta. Solo así, los deslizamientos máximos de ~250 cm permiten generar sintéticos de aproximadamente la misma amplitud que los observados.

Considerando lo anterior, se decidió dar un valor alto de suavizado, ya que no buscábamos modelos con áreas reducidas ni grandes deslizamientos, y al considerar un comportamiento grupal se reduce la cantidad de grados de libertad. En cuanto al factor de ajuste del momento sísmico, se utilizó un valor alto para poder ajustar lo más posible a este valor. El tercer modelo resultante (figura 36c y 42e) muestra un plano de falla con una tendencia a localizar los mayores deslizamientos cerca de la trinchera. La geometría y amplitud de los deslizamientos (~350 cm) es similar a la resultante de la inversión de datos telesísmicos. Es evidente que el tercer modelo, así como el 1° y el 2° muestran congruencia con las inversiones determinadas por Melbourne *et al.* (1997) y Hutton *et al.* (2001) (figuras 42b, 42c y 42e). Las amplitudes máximas de deslizamiento difieren en menos de 50 cm con los modelos de los autores anteriormente mencionados.

Sin embargo, debemos tomar en cuenta que existe un gran espacio de soluciones al problema de la inversión de datos geodésicos. En este trabajo mostramos aquellos modelos que mejor representan a los extremos (1° y 2° modelo) de las posibles soluciones. En consecuencia, nuestro mejor modelo de inversión geodésica se basa en las características de

los posibles escenarios, en los cuales los deslizamientos son menos someros y más alejados de la trinchera.

Inversión conjunta Telesísmica-geodésica

La inversión conjunta se realizó a partir de los registros, parámetros y conclusiones obtenidas a través de realizar las inversiones telesísmicas y geodésicas. Se ocuparon las mismas estaciones y registros de ondas de cuerpo y superficiales, así como los tiempos de arribo, pesos, funciones de Green y estructura de velocidades global que fueron utilizados en la inversión del mejor modelo telesísmico. La estructura de velocidades regional y los pesos que rigen el suavizado de la distribución de los deslizamientos y el ajuste al momento sísmico provienen de los parámetros del mejor modelo de inversión estática.

Al tomar en cuenta a la información geodésica al invertir los registros telesísmicos se presentaron restricciones en la geometría del área de mayor deslizamiento en el plano de falla (figura 37 y 42f). Mientras los datos telesísmicos señalaban a los mayores deslizamientos cercanos a la trinchera (figura 42d), la inversión geodésica localizaba a estos más cercanos al continente (figura 42d). La zona de mayor deslizamiento, al invertir simultáneamente a los dos tipos de datos, se localizó entre la zona cercana a la trinchera y la de continente (figura 42f). La importancia de cada tipo de registro no permitió que la inversión de uno de ellos definiera por completo la distribución de los deslizamientos.

El factor utilizado para pesar el valor del momento sísmico escalar (0.7), calculado a partir de la inversión geodésica, no representó un problema para el ajuste de las amplitudes de los registros de ondas de cuerpo y superficiales. En realidad, las ondas superficiales fueron las encargadas de ajustar el momento sísmico de la inversión. El valor de momento sísmico calculado para este modelo es de $1.1644E+28$ [dina*cm/s]. El ajuste del momento sísmico de la inversión conjunta es 22.2% mejor que el modelo de inversión geodésica y 0.03% peor que el ajuste del modelo telesísmico.

El añadir la información geodésica a la inversión influyó en mostrar una propagación de los deslizamientos en el tiempo más estable durante la historia de la ruptura y uniforme a lo largo del plano de falla (figura 42f y 41). En la figura 41 se muestra que los deslizamientos

van propagándose en la dirección Noroeste, en dirección paralela al rumbo. Los mayores deslizamientos, con amplitudes entre 280 y 300 [cm], se presentaron entre los 30 y 60 segundos después del comienzo de la ruptura. Tanto la geometría de la distribución de deslizamientos como el intervalo de tiempo en los que estos se propagan coinciden con los modelos de la 2° aproximación y mejor inversión telesísmica.

Los ajustes para registros telesísmicos entre sintéticos y observados son muy buenos (figura 38a-39b). Sin embargo, los ajustes de los vectores GPS no son tan buenos al comparar las amplitudes de los observados contra los sintéticos. En general, las direcciones de los vectores GPS sintéticos sí coinciden con las observadas, pero las amplitudes son un poco menores. En la inversión conjunta sólo las estaciones más cercanas al área de ruptura (CHAM, PURI y CRIP) presentan los mínimos valores de desajuste. Estas direcciones señalan precisamente hacia las subfallas que presentan la mayor amplitud de deslizamiento, lo que nos permite pensar en la validez del modelo.

Sin embargo, el error final calculado, el cual es la suma de los desajustes entre registros sintéticos y observados de los dos tipos (sísmicos y geodésicos) fue de 8.0554. Es difícil comparar el error total entre inversiones que incluyen diferentes datos, ya que los pesos a los diferentes datos cambian. Sin embargo, podemos notar que las amplitudes de los registros GPS sintéticos obtenidos en esta inversión son menores que los observados (figura 37), pero los ajustes de ondas de cuerpo y superficiales (figuras 38a-39b) no presentan desajustes relevantes.

6.2 Conclusiones.

Las conclusiones finales son agrupadas en dos categorías principales. La primera categoría se refiere a todo lo aprendido acerca del temblor de 1995, las contribuciones de cada inversión y las recomendaciones o preguntas que surgen al terminar este trabajo. Adicional a estas conclusiones, la segunda división abarca lo aprendido (a título personal) durante la evolución de esta tesis.

Empezando con la primer parte debo concluir que el espacio de soluciones posibles en el modelado de la fuente de este o cualquier otro sismo es inmenso. El afirmar que una distribución de deslizamientos o la historia temporal de la ruptura están bien o mal no es aceptable. En cambio, podemos incluir la mayor cantidad de datos y tratar de minimizar el número de grados de libertad del problema mediante algunas suposiciones (como un plano de falla suavizado o una velocidad de ruptura constante) para ir buscando en el espacio de soluciones la que mejor represente al fenómeno.

Otro aprendizaje es que la inversión geodésica no toma en cuenta la duración de la ruptura, pues sólo trata de ajustar los desplazamientos observados a una cierta distribución de deslizamientos en el plano de falla propuesto. En contraste con lo anterior, la inversión de datos telesísmicos si considera un intervalo de tiempo en el cual la ruptura se propaga a través del plano de falla. Es a partir de esta diferencia de información aportada por cada tipo de registro donde radica la importancia de hacer una inversión conjunta. Los registros sísmicos permiten construir la historia temporal de la ruptura y los datos GPS aportan los desplazamientos finales generados por el temblor.

En cada resultado e inversión fue muy importante en la etapa final del trabajo el comparar con los trabajos anteriores. Recordemos que en la investigación, la capacidad de reproducción de los resultados de un experimento, con las mismas características y dentro de los mismos márgenes de error, ayuda a validar un modelo o teoría. Respecto a este punto, nuestra inversión telesísmica mejorada es muy similar a la obtenida por Mendoza y Hartzell (1999), lo cual nos hace pensar que esta es la mejor distribución de deslizamientos propuesta en este trabajo. Aunque el modelo conjunto parece ser congruente con todos los modelos, reflexiones acerca de los datos geodésicos, que mencionó más adelante, no permiten asegurar que es nuestra mejor aproximación.

El siguiente silogismo se nos presentó al finalizar la inversión conjunta. Si los deslizamientos que se propagaron durante el periodo de ruptura causaron completamente los desplazamientos cosísmicos observados por las estaciones geodésicas, entonces las amplitudes y direcciones entre vectores sintéticos y observados coincidirían en su totalidad. Esto plantea como reflexión que no para los datos telesísmicos y geodésicos se tiene la misma ventana temporal para registrar el desplazamiento cosísmico y que los desplazamientos

observados con GPS incluyen movimiento postsísmico. Desafortunadamente, los registros geodésicos para este temblor no fueron grabados en continuo, sino que los desplazamientos fueron medidos seis días posteriores al evento. Lo anterior impide procesar los datos GPS para una ventana temporal más corta que minimice el movimiento postsísmicos. Se podría experimentar quitando cierto porcentaje de los desplazamientos GPS observados y realizar inversiones conjuntas con el objetivo de observar si los desplazamientos, sin ese porcentaje, son más compatibles con distribuciones de deslizamiento más someras. Pero, esto supondría que el desplazamiento postsísmico ocurre en el mismo lugar que el movimiento cosísmico. Esto no es lo que se observa en general.

En conclusión, estamos de acuerdo con otros autores en que los deslizamientos máximos dentro del plano de falla, son en la parte somera en dirección NW del hipocentro, la cual es la zona cercana a la trinchera. Estos deslizamientos máximos (entre 3.0 y 3.5 m) se presentan en el intervalo entre 30 y 60 segundos después del inicio de la ruptura. Nuestra inversión conjunta tiene la ventaja de buscar una cierta distribución de deslizamientos compatible tanto con los registros sísmicos como con los geodésicos. Sin embargo, debido a la presencia de desplazamiento postsísmico en los datos GPS, y que esto supone información sísmica y geodésica en diferentes ventanas de tiempo, concluimos que el mejor modelo presentado en este trabajo es el de la inversión telesísmica.

Finalmente, como estudiante aprendí a realizar una investigación seria y comprometida con un objetivo claro. Desarrollé habilidades de cómputo con las que antes no contaba, como el uso de PERL y SHELL. Manipulé paquetes de sismología como SAC, además de incrementar mi habilidad en el picado de arribo de fases sísmicas. Mejoré sustancialmente mi morfosintaxis y capacidad de síntesis. Pero sobre todo, aprendí a ser paciente con mis resultados y a mostrar mi deseo de aprender sobre la sismología en un trabajo escrito.

Referencias

Libros

- Stein S. y Wysession M. (2003), An introduction to seismology, earthquakes and earth structure. Blackwell Publishing.
- Lay T., y Wallace T. (1995), Modern Global Seismology. San Diego: Academic.
- Aki K. y Richards P. G. (2002), Quantitative Seismology: Theory and Methods, University Science Books, 2002.

Artículos

- Abe, K. (1981). Magnitude of large shallow earthquakes from 1904 to 1989. *Phys. Earth Planet. Int.*, 27, 72-92.
- Bandy, W., V. Kostoglodov, H. Hurtado-Díaz, y M. Mena (1999). Structure of the southern Jalisco subduction zone Mexico, as inferred from gravity y seismicity. *Geofis. Int.* 38, no. 3, 127-136.
- Chavez M., Olsen, E. Cabrera, y N. Perea (2011). Observations y Modeling of Strong Ground Motions for the 9 October 1995 Mw= 8 Colima-Jalisco, Mexico, Earthquake. *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 101, No. 5, pp. 1979-2000.
- Courboux F., Shri K. Singh, Javier F. Pacheco (1997). The October 9, 1995 Colima-Jalisco, Mexico, earthquake (Mw 8): A study of the rupture process. *Geophys. Res. Lett.*, vol. 24, no. 9, 1019-1022.
- DeMets, C., y D.S. Wilson (1997). Relative motions of the Pacific, North American, and Cocos plates since 0.78 Ma. *J. Geophys. Res.*, 102.
- Eissler, H.K., y K.C. McNally (1984). Seismicity and tectonics of the Rivera plate and implications for the 1932 Jalisco, Mexico earthquake. *J. Geophys. Res.*, 89, 4520--4530.
- Escobedo, Javier F. Pacheco y Gerardo Suárez (1998). Teleseismic body-wave analysis of the 9 October, 1995 (Mw - 8.0), Colima-Jalisco, Mexico earthquake, and its largest foreshock and Aftershock. *Geophys. Res. Lett.*, vol. 25, no. 4, 547-550.

Referencias

- Hartzell, S. H., y T. H. Heaton (1983). Inversion of strong ground motion and teleseismic waveform data for the fault rupture history of the 1979 Imperial Valley, California earthquake. *Bull. Seism. Soc. Am.* 73, 1553–1583.
- Hartzell, S. H., P. Liu, y C. Mendoza (1996). The 1994 Northridge, California, earthquake: investigation of rupture velocity, rise time, and high-frequency radiation. *J. Geophys. Res.*, 101, no. B9, 20,091-108.
- Haskell NA (1964). Total energy spectral density of elastic wave radiation from propagating faults. *Bull. Seism. Soc. Am.* 54, 1811-1841.
- Haskell NA (1966). Total energy spectral density of elastic wave radiation from propagating faults, Part II. *Bull. Seism. Soc. Am.* 54, 1811-1841.
- Ji Chen, David J. Wald, y Donald V. Helmberger (2001). Source Description of the 1999 Hector Mine, California, Earthquake, Part I: Wavelet Domain Inversion Theory and Resolution Analysis. *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. 92, No. 4, pp. 1192–1207.
- Klitgord, K., y J. Mammerickx (1982). Northern East Pacific Rise: Magnetic anomaly and bathymetric framework. *Geophys. Res.*, 87, 6725–6750.
- Kirkpatrick, C. D. Gelatt, M. P. Vecchi (1983). Optimization by Simulated Annealing. *Science*, vol. 220 no. 4598, 670-680.
- Kostoglodov, V., y W. Bandy (1995). Seismotectonic constraints on the rate between the Rivera and North American plates. *J. Geophys. Res.*, 100, 977-990.
- Melbourne, T., I. Carmichael, C. DeMets, K. Hudnut, O. Sánchez, J. Stock, G. Suárez and F. Webb (1997). The geodetic signature of the M8.0 October 9, 1995, Jalisco subduction earthquake. *Geophys. Res. Lett.* 24, 715-718.
- Mendoza y S. Hartzell (1999). Fault-Slip Distribution of the 1995 Colima-Jalisco, Mexico, Earthquake. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 89, 5, pp. 1338-1344.
- Pacheco, J.F., S.K. Singh, G. Reyes, J. Domínguez, A. Hurtado, C. Ramírez, L. Quintanar, Z. Jiménez, J. Yamamoto (1997). The October 9, 1995, Colima-Jalisco México earthquake (Mw=8): An aftershock study and a comparison of this earthquake with those of 1932. *Geophys. Res. Lett.*, 1997.
- Pérez-Campos X., Shri K. Singh y Gregory C. Beroza (2003). Reconciling Telesismic and Regional Estimates of Seismic Energy. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 93, 5, pp. 2123-2130.
- Rosen, P. A., S. Hensley, I. R. Joughin, F. K. Li, S. N. Madsen, E. Rodríguez, y R. M. Goldstein (2000). Synthetic aperture radar interferometry. *IEEE*, 88(3), 333–382.

Referencias

- Singh, S.K, L. Ponce, y S.P. Nishenko (1985). The great Jalisco Mexico, earthquake of 1932: Subduction of the Rivera plate. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 75, 130
- Trifunac, M. D (1974). A three-dimensional dislocation model for the San Fernando, California, earthquake of February 9, 1971. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 64, 149-172.
- Yamada, M., y K. Ohkitani (1991). Orthonormal wavelet analysis of turbulence. *Fluid Dyn. Res.* 8, 101-115.
- Yomogida, K. (1994). Detection of anomalous seismic phases by the wavelet transform. *Geophys. J. Int.* 116, 119-130.
- Zobin, V. M. (1997). The rupture history of the M w 8.0 Jalisco, Mexico, earthquake of 1995 October 9. *Geophys. J. Int.* 130, 220-228.

Apéndice A

En esta sección se muestran las tablas que contienen la información relevante de cada una de las estaciones (telesísmicas) que se ocuparon en este trabajo. En la parte superior de las tablas se observa una pequeña descripción del conjunto de estaciones que están contenidas en la respectiva tabla.

Tabla A.1 Listado de estaciones telesísmicas.

Listado completo de estaciones				
Estación	Latitud [°]	Longitud [°]	Distancia a la fuente [km]	Azimut [°]
FFC	54.725	-101.978	3952.96	2.236
ALE	82.503	-62.35	7269.95	5.531
KBS	78.915	11.938	8459.69	10.305
LVZ	67.898	34.651	9790.68	14.421
KEV	69.757	27.003	9430.81	15.238
BORG	64.747	-21.327	7760.28	26.966
KONO	59.649	9.598	9444.92	27.797
LID	54.548	13.366	9936.85	31.091
ESK	55.317	-3.205	8950.93	34.668
DSB	53.245	-6.376	8830.19	37.271
WLF	49.665	6.153	9785.71	37.553
ECH	48.216	7.158	9926.55	38.524
SSB	45.279	4.542	9900.32	41.96
PAB	39.545	-4.35	9486.88	49.847
SJG	18.109	-66.15	4011	85.33
KOG	5.207	-52.732	5787.71	98.538
SDV	8.884	-70.634	3793.29	102.72
BOCO	4.587	-74.043	3650.91	112.338
NNA	-11.988	-76.842	4569.65	136.756
PEL	-33.144	-70.675	6797.6	148.017
PPT	-17.569	-149.576	6411.03	233.501
RAR	-21.212	-159.773	7520.31	236.352
AFI	-13.909	-171.777	8257.26	248.879
MSVF	-17.745	178.053	9425.37	249.271
KIP	21.42	-158.011	5597.17	282.288
ADK	51.882	-176.684	7156.74	319.043
PET	53.023	158.65	8792.12	322.382
YAK	62.031	129.68	9839.17	337.601
COL	64.9	-147.793	6007.44	338.705

Tabla A.2 Estaciones telesísmicas utilizadas para los registros de onda P.

Listado de estaciones ocupadas para onda P				
Estación	Latitud [°]	Longitud [°]	Distancia a la fuente [km]	Azimut [°]
FFC	54.725	-101.978	3952.96	2.236
ALE	82.503	-62.35	7269.95	5.531
KBS	78.915	11.938	8459.69	10.305
LVZ	67.898	34.651	9790.68	14.421
KEV	69.757	27.003	9430.81	15.238
BORG	64.747	-21.327	7760.28	26.966
KONO	59.649	9.598	9444.92	27.797
LID	54.548	13.366	9936.85	31.091
ESK	55.317	-3.205	8950.93	34.668
DSB	53.245	-6.376	8830.19	37.271
WLF	49.665	6.153	9785.71	37.553
ECH	48.216	7.158	9926.55	38.524
PAB	39.545	-4.35	9486.88	49.847
SJG	18.109	-66.15	4011	85.33
KOG	5.207	-52.732	5787.71	98.538
SDV	8.884	-70.634	3793.29	102.72
BOCO	4.587	-74.043	3650.91	112.338
NNA	-11.988	-76.842	4569.65	136.756
PEL	-33.144	-70.675	6797.6	148.017
PPT	-17.569	-149.576	6411.03	233.501
RAR	-21.212	-159.773	7520.31	236.352
AFI	-13.909	-171.777	8257.26	248.879
KIP	21.42	-158.011	5597.17	282.288
ADK	51.882	-176.684	7156.74	319.043
PET	53.023	158.65	8792.12	322.382
YAK	62.031	129.68	9839.17	337.601
COL	64.9	-147.793	6007.44	338.705

Tabla A.3 Estaciones telesísmicas utilizadas para los registros de onda SH.

Listado de estaciones ocupadas para onda SH				
Estación	Latitud [°]	Longitud [°]	Distancia a la fuente [km]	Azimut [°]
ALE	82.503	-62.35	7269.95	5.531
KBS	78.915	11.938	8459.69	10.305
KEV	69.757	27.003	9430.81	15.238
WLF	49.665	6.153	9785.71	37.553
ECH	48.216	7.158	9926.55	38.524
SSB	45.279	4.542	9900.32	41.96
PAB	39.545	-4.35	9486.88	49.847
SJG	18.109	-66.15	4011	85.33
SDV	8.884	-70.634	3793.29	102.72
BOCO	4.587	-74.043	3650.91	112.338
PPT	-17.569	-149.576	6411.03	233.501
RAR	-21.212	-159.773	7520.31	236.352
MSVF	-17.745	178.053	9425.37	249.271
KIP	21.42	-158.011	5597.17	282.288
ADK	51.882	-176.684	7156.74	319.043
PET	53.023	158.65	8792.12	322.382
YAK	62.031	129.68	9839.17	337.601

Tabla A.4 Estaciones GPS de la costa de Colima-Jalisco.

Listado de estaciones GPS				
Estación	Latitud [°]	Longitud [°]	Distancia a la fuente [km]	Tipo de suelo
AVAL	19.481	103.685	116.555	Roca
AYUT	20.188	104.375	153.385	Roca
CEBO	20.09	103.16	202.502	Roca
CHAC	20.384	105.429	197.461	Roca
CHAM	19.527	105.084	97.760	Roca
CRIP	19.032	104.333	32.826	Roca
GUAC	20.501	104.354	188.040	Roca
PURI	19.665	104.637	95.106	Roca
SJDL	18.576	103.663	95.992	Roca
TAPA	19.831	103.797	137.252	Roca
VICT	18.768	103.396	120.603	Roca