

*Modelado cinemático de fuentes sísmicas  
en una falla finita: aplicaciones*  
*Kinematic modelling of seismic sources in a finite fault:  
applications*

Carlos MENDOZA  
U. S. Geological Survey  
National Earthquake Information Center

**RESUMEN**

Se aplica un método lineal de inversión a ondas P y SH registradas a distancias teleseísmicas por tres temblores distintos ocurridos en Norte-América y Sur-América para inferir la distribución del desplazamiento cosísmico sobre el plano de falla. El método de inversión utiliza "ventanas de tiempo" que permiten extraer la duración del desplazamiento en cada punto de la falla y así obtener una representación completa de la historia temporal de la ruptura. Uno de los eventos analizados ocurrió a una profundidad somera en una zona intraplaca continental. Para este evento, la historia de la fuente muestra una propagación hacia la superficie y a lo largo de la falla que ocasionó el fallamiento superficial observado en el campo. La aplicación del método a dos temblores fuertes de tipo inverso ocurridos en zonas de subducción muestran la heterogeneidad de la fuente caracterizada por zonas de asperezas en el contacto interplaca. La duración del desplazamiento para cada una de estas asperezas es consistente con el tiempo teórico requerido por un fallamiento dinámico de una grieta de cizalla y podría indicar que estos terremotos involucran la ruptura dinámica de varias asperezas localizadas a lo largo de la frontera interplaca.

**ABSTRACT**

A linear inversion scheme is applied to teleseismic P and SH waves recorded at teleseismic distances for three different earthquakes occurring in North and South America to infer the distribution of coseismic slip as a function of position on the fault. The inversion method utilizes "time windows" that allow the recovery of the dislocation duration at each point on the fault, thus providing an accurate estimate of the complete earthquake rupture history. One of the earthquakes is a sha-

flow intraplate earthquake characterized by updip rupture propagation that resulted in significant surface faulting. Application of the method to two large thrust earthquakes in subduction regions show the heterogeneous character of the earthquake source, as evidenced by asperity zones located on the interplate contact. The dislocation duration at each of these asperities is consistent with the theoretical rise time expected for dynamic shear-crack failure of the asperity area and may indicate that large subduction earthquakes involve the dynamic rupture of several large asperities distributed along the length and width of the interplate boundary.

## 1. INTRODUCCION

Recientemente, el uso de esquemas de inversión se ha incrementado rotundamente en el campo de la Sismología. En el análisis cinemático de los parámetros de la fuente sísmica se han utilizado para examinar en detalle la distribución del desplazamiento cosísmico sobre el plano de falla. En estos estudios de falla finita, se han aplicado métodos lineales y no-lineales a ondas de volumen registradas a distancias telesísmicas y en el campo cercano (e.g., Hartzell y Heaton, 1983; Kikuchi y Fukao, 1985; Yoshida, 1986; Fukuyama y Irikura, 1986; Takeo, 1987; Beroza y Spudich, 1988; Hartzell, 1989; Das y Kostrov, 1990). Aun cuando los métodos de inversión que se han aplicado son diferentes, el procedimiento utilizado es muy parecido e involucra una previa definición de la geometría de la falla antes de invertir los registros observados. Una de estas técnicas es el método de inversión desarrollado por Hartzell y Heaton (1983; 1986). Este método de falla finita ha sido aplicado previamente a varios terremotos fuertes ocurridos en California y en zonas de subducción para modelar la propagación de la ruptura sísmica (e.g., Mendoza y Hartzell, 1988; 1989; Hartzell y Iida, 1990; Wald et al., 1990; Hartzell et al., 1991; Mendoza, 1993). El objetivo de este trabajo es describir en detalle el método de Hartzell y Heaton (1983; 1986) y presentar algunos resultados de la aplicación de este método a tres temblores distintos.

## 2. METODO

El método de Hartzell y Heaton (1983; 1986) consiste en la construcción de un plano de falla con orientación, dimensiones y mecanismo basados mayormente en los resultados de estudios anteriores de la fuente. La falla se coloca dentro de una estructura apropiada para la región de la fuente, a una profundidad consistente con la profundidad del terremoto. El hipocentro se fija dentro del plano de falla asumiendo que este representa el punto de nucleación de la ruptura, la cual se propaga radialmente a una velocidad dada. La falla se subdivide en un número específico de celdas equi-

dimensionales y una serie de fuentes puntuales se distribuyen a lo largo de cada celda. Después, para cada estación sismológica que registre el temblor, se calcula la respuesta sísmica de cada fuente puntual y luego se suman todas las respuestas en cada celda, tomando en cuenta el retardo indicado por la propagación de la ruptura desde el hipocentro. Los resultados son una suma por celda que representan las funciones de Green para cada estación. Una representación general de este tipo de parametrización de la falla se puede ver en la Figura 1.

Para calcular las respuestas puntuales en cada celda a distancias tele-sísmicas, se utiliza la teoría de rayos generalizados (Langston y Helmber-

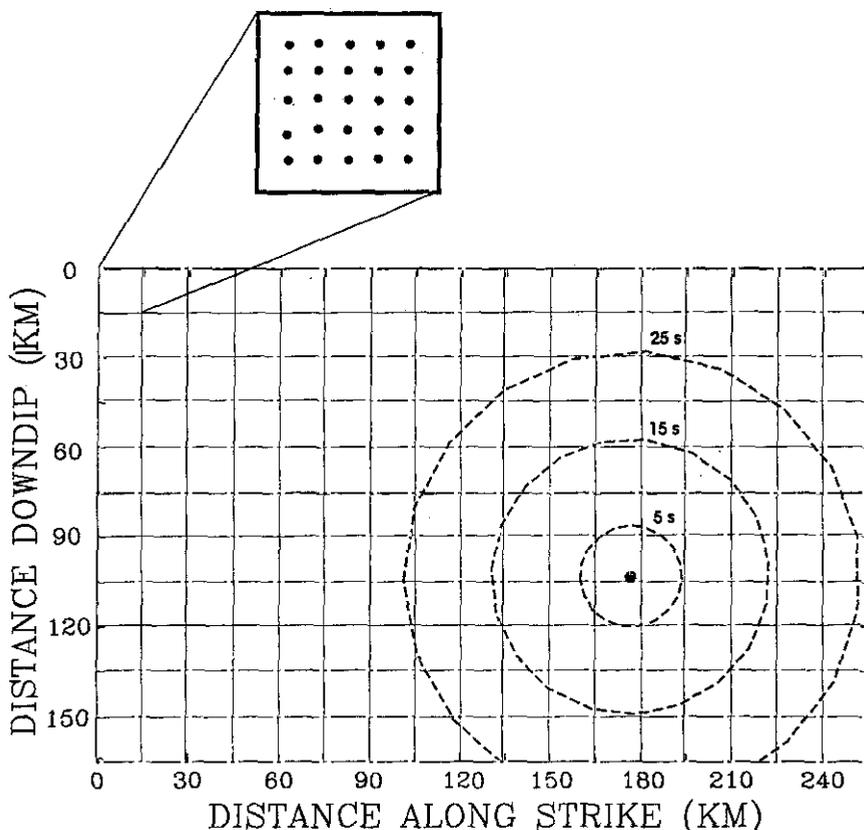


Figura 1. Parametrización general del plano de falla utilizado en el método de Hartzell y Heaton (1983; 1986). La falla se subdivide en un número fijo de celdas, cada una representada por una distribución uniforme de fuentes puntuales. Se calculan funciones de Green para cada celda, asumiendo una propagación constante de la ruptura desde el hipocentro. En este ejemplo, se asume un velocidad de ruptura de 3 km/seg y los círculos representan el frente de la ruptura a tiempos de 5 s, 15 s, y 25 s.

ger, 1975) Esta teoría permite incorporar reflexiones internas y conversiones de modo dentro de una estructura plana, permitiendo así contribuciones de  $pP$  y  $sP$  al sismograma sintético. Se utiliza una función de tiempo de la fuente con duración fija para calcular las respuestas sísmicas. Esta función representa la duración de la dislocación en cualquier punto de la falla. También, se hace una convolución con un operador de atenuación para incluir los efectos de absorción del medio. Para modelar registros de movimientos fuertes, las respuestas puntuales dentro de cada celda se obtienen con métodos de integración de número de onda (e.g., Olson et al., 1984; Saikia y Burdick, 1991). Estos métodos permiten calcular la forma de onda completa para cada estación cercana a la fuente.

Las funciones de Green se invierten linealmente para determinar el desplazamiento requerido por cada celda para reproducir los datos observados. Las funciones se ponen una tras otra para formar una matriz  $\mathbf{A}$  de sintéticos  $m \times n$ , donde  $n$  es el número de celdas y  $m$  es el número total de muestras para todas las estaciones juntas. Las observaciones se arreglan similarmente, formando un vector  $\mathbf{b}$  de datos de longitud  $m$ . La matriz  $\mathbf{A}$  y el vector  $\mathbf{b}$  describen un sistema de ecuaciones lineales sobredeterminado del tipo  $\mathbf{Ax}=\mathbf{b}$  que se puede resolver fácilmente para obtener el vector  $\mathbf{x}$  que contiene los valores del desplazamiento requeridos por las celdas. Se impone una restricción de positividad a la solución para minimizar inestabilidades debidas a interferencia destructiva entre las celdas. La inversión se estabiliza aun más imponiendo restricciones del tipo  $\lambda Fx = \lambda d$ , donde  $\lambda$  es un factor de escalamiento. Típicamente se imponen dos restricciones. En la primera, se escoge  $F$  y  $d$  de tal manera que la diferencia entre los desplazamientos de celdas adyacentes sea cero. Esto minimiza la diferencia entre el desplazamiento en celdas adyacentes, resultando en una solución suave sobre el plano de falla. La segunda restricción se utiliza para minimizar el momento sísmico total. En este caso,  $F$  es la matriz identidad y  $d$  es el vector nulo, resultando en la reducción del vector  $\mathbf{x}$ . En ambos casos, se hace la inversión varias veces con diferentes valores de  $\lambda$  hasta identificar el valor apropiado. El factor apropiado es el valor máximo que se puede implementar sin destruir significativamente la calidad del ajuste entre los datos y los sismogramas sintéticos. Esto resulta en la solución menos complicada para la fuente.

Este procedimiento permite determinar una imagen precisa del desplazamiento cosísmico para fuentes simples caracterizadas por una propagación coherente sobre el plano de falla. Para eventos más complicados, esta aplicación puede dar resultados incorrectos ya que la velocidad de ruptura se mantiene fija durante la inversión. Estos eventos entonces necesitan más flexibilidad en el tiempo de inicio de ruptura para cada celda y, para poder examinarlos, se utilizan "ventanas de tiempo" en el análisis. En este tipo de inversión, se calculan las funciones de Green para una velocidad de ruptura constante, como en la aplicación anterior, pero se permiten

varios intervalos consecutivos de desplazamiento sobre la falla. De esta manera, se logra discretizar la duración del desplazamiento en cada celda y variar el tiempo de inicio de la ruptura. Al calcular las funciones de Green, se utiliza una función de tiempo rectangular para cada fuente puntual. La duración del rectángulo corresponde a una “ventana” y la inversión calcula la contribución de desplazamiento para una serie de rectángulos consecutivos en el tiempo, determinando la función del desplazamiento en cualquier punto de la falla. Así, la velocidad de ruptura utilizada en el cálculo de las funciones de Green corresponde a la velocidad máxima permitida para la propagación de la ruptura sobre el plano de falla. La distribución del desplazamiento que resulta de la inversión se puede integrar sobre el plano de falla para calcular la función de tiempo de la fuente en el campo lejano. También, se puede determinar fácilmente la contribución al desplazamiento total en ciertos intervalos de tiempo y así obtener una representación de la evolución temporal de la fuente.

### 3. APLICACIONES

El método de “ventanas de tiempo” se ha aplicado previamente a varios eventos fuertes, pero generalmente se ha limitado a un máximo de tres ventanas (e.g., Hartzell y Heaton, 1983; 1986; Mendoza y Hartzell, 1989; Wald et al., 1990). Con el reciente aumento en la capacidad computacional en Sismología, se ha podido incrementar el número de ventanas, logrando así determinar la función del desplazamiento apropiada para cada evento sísmico. A continuación se presentan los resultados de la aplicación de este método de “ventanas de tiempo” a sismogramas telesísmicos registrados para los temblores de Ungava, Canadá, de 1989, el de Chile central de 1985 y el de Petatlan, México, de 1979. Las localizaciones de las estaciones sismográficas utilizadas en este estudio se pueden apreciar en la Figura 2 junto con los tres temblores.

#### 3.1. Sismo de Ungava de 1989

Este evento ocurrió en la Península Ungava, en un área remota al norte de Quebec, Canadá, el 25 de diciembre de 1989. La magnitud calculada por el National Earthquake Information Center (NEIC) es de 6.3 Ms. El evento es muy somero (menos de 5 km de profundidad) y marca la primera instancia de fallamiento superficial para un temblor ocurrido en la parte oriental de Norte-América. Las ondas de volumen (P y SH) registradas por la red GDSN (Global Digital Seismograph Network) indican que una fuente puntual localizada a una profundidad de 3 km, y de mecanismo inverso con  $43^\circ$  de buzamiento y un rumbo similar a la orientación de la traza superficial, ajusta muy bien las observaciones en todas las estaciones.

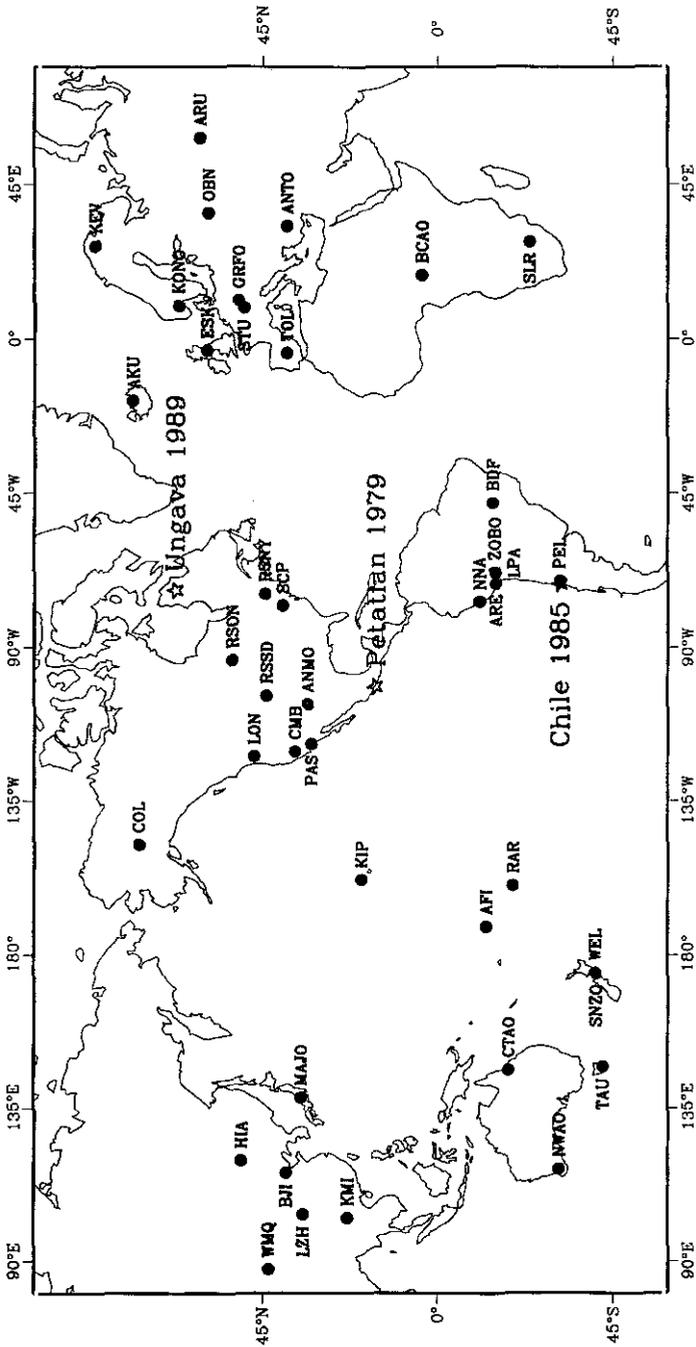


Figura 2. Situación de las estaciones GDSN y WWSSN utilizadas en el análisis de los temblores de Ungava 1989, Chile 1985 y Petatlan 1979.

Este mecanismo es muy parecido a la solución de Centroid Moment Tensor (CMT) determinada por Harvard y se utiliza en el presente análisis de la falla finita. La falla se coloca a una profundidad de 0.5 km de la superficie con el hipocentro localizado a 2.5 km de profundidad. Se aplican 10 ventanas de tiempo, cada una con una duración de 0.2 segundos, permitiendo una duración máxima de 2 segundos para la dislocación en cada punto de la falla.

Se invierten las ondas P y SH registradas a distancias telesísmicas en 18 estaciones de la red GDSN. Estas incluyen 20 registros de banda ancha, 19 de periodo largo, y 8 de periodo corto. Los resultados de la inversión se presentan en la Figura 3. Estos resultados indican un desplazamiento máximo de 2.3 m durante el temblor. La duración del desplazamiento en esta zona máxima es de aproximadamente 1.6 segundos. Se calcula un momento sísmico total de  $1.3 \times 10^{25}$  dinas-cm, el cual se libera totalmente dentro de un

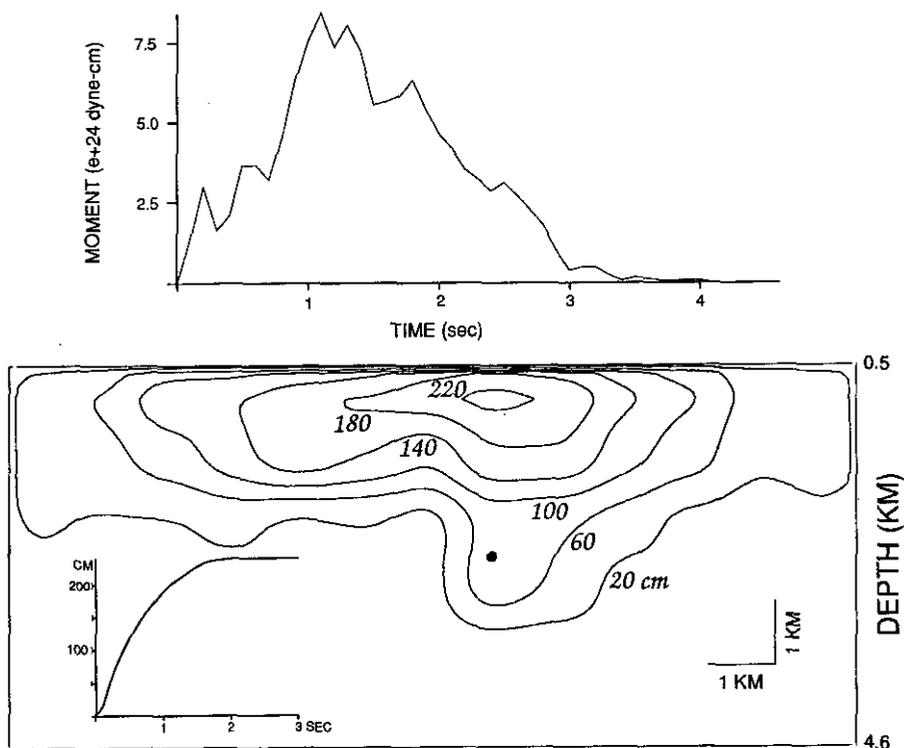


Figura 3. Resultados de la inversión para el evento de Ungava de 1989, incluyendo la función temporal del momento sísmico en el campo lejano (arriba) y el desplazamiento total sobre el plano de falla (abajo). La gráfica incluida en el plano de falla muestra la dislocación total en la celda de mayor desplazamiento.

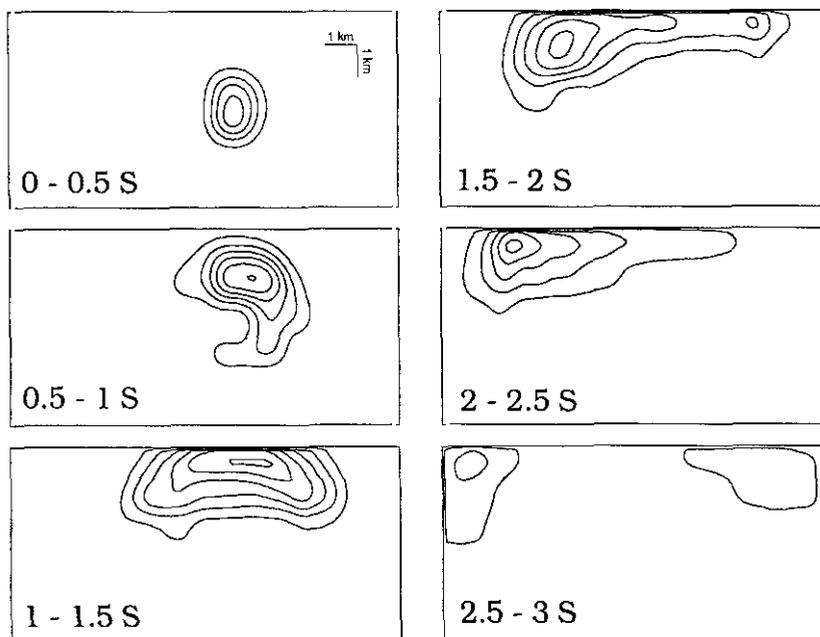


Figura 4. Evolución temporal del desplazamiento observado para el evento de Ungava de 1989. Cada marco contiene el desplazamiento acumulado sobre el plano de falla durante un intervalo de 0.5 segundos. Los contornos muestran desplazamientos mayores de 10 cm en intervalos de 20 cm.

intervalo de 3 segundos. La distribución de desplazamiento a lo largo de la falla indica que el desplazamiento se acerca fuertemente a la superficie, quizás activando cósmicamente el deslizamiento geológico observado en la superficie. La Figura 4 muestra el desplazamiento cósmico en intervalos de 0.5 segundos después del inicio de la ruptura. Esta gráfica indica que la ruptura se propagó del hipocentro hacia la superficie y luego mayormente hacia el SW a lo largo de la falla.

### 3.2. Terremoto de Chile de 1985

Este temblor ocurrió en la costa de Chile central el 3 de marzo de 1985. El mecanismo focal correspondiente a una fuente puntual fue determinado por varios investigadores utilizando ondas superficiales de periodo largo (e.g., Dziewonski et al., 1985; Monfret y Romanowicz, 1986; Zhang y Kanamori, 1988). Este corresponde a un mecanismo inverso típico de una zona de subducción. El terremoto ocurrió como una serie de eventos múltiples e incluye por lo menos dos precursores antes del evento principal. Para el evento principal, Choy y Dewey (1988) obtuvieron un mecanismo

similar al indicado por las ondas superficiales utilizando únicamente las ondas P de banda ancha. Choy y Dewey (1988) calculan una profundidad hipocentral de 40 km y sugieren que la interfase entre las placas Nazca y Sur-América incrementa de  $15^\circ$  a  $35^\circ$  en dirección perpendicular a la fosa marina. En este estudio, se utiliza esta geometría en el análisis del evento principal de Chile central. Para la falla, el buzamiento cambia de  $15^\circ$  a  $30^\circ$  a una profundidad de 26 km. La parte superior de la falla se encuentra a una profundidad de 6.6 km. El hipocentro se fija a una profundidad de 40 km dentro de la sección inferior de la falla.

Se analizan ondas telesísmicas P y SH registradas en 16 estaciones de la red digital GDSN. Estos registros incluyen 5 de banda ancha, 14 de periodo intermedio, y 3 de periodo largo. En la inversión, se utilizan 10 ventanas de tiempo, cada una de 2 segundos de duración, permitiendo hasta 20 segundos para el tiempo de dislocación en cada celda. Los resultados de la inversión se presentan en la Figura 5, donde se pueden ver varias zonas de mayor desplazamiento, incluyendo un área de desplazamiento máximo (2.4 m) cerca del hipocentro. La duración de la dislocación en esta zona de mayor deslizamiento es aproximadamente 14 segundos. El momento sísmico total calculado con las ondas de volúmenes  $1.2 \times 10^{28}$  dinas-cm. La contribución al momento en intervalos de 8 segundos se puede apreciar en la Figura 6. Esta gráfica muestra detalladamente la historia temporal de la fuente e indica que la ruptura durante el evento principal ocurrió primero como un evento fuerte cerca del hipocentro y después se propagó hacia la fosa marina durante los primeros 40 segundos. Este intervalo contiene la mayoría del desplazamiento observado durante el evento. La ruptura luego se propagó hacia el sur a lo largo del segmento superior de la falla, terminando unos 80 segundos después del inicio de la ruptura. Esta distribución de desplazamiento cosísmico se refleja en la función de tiempo de la fuente en el campo lejano, la cual muestra que la mayoría del momento sísmico se liberó durante los primeros 40 segundos.

### **3.3. Evento de Petatlan de 1979**

Este terremoto ocurrió en la costa occidental de México el 14 de marzo de 1979 en la zona de subducción entre las placas de Cocos y Norte-América. Tuvo una magnitud  $M_s$  de 7.6 y se registro en varias estaciones del GDSN que recientemente se habían instalado. Para 4 de las estaciones, las formas de onda P registradas en las componentes de periodo largo y de periodo corto fueron combinadas para reconstruir el desplazamiento vertical de banda ancha. En el análisis de inversión de falla finita, estos 4 registros de banda ancha fueron complementados con 2 registros digitales GDSN de periodo largo y con formas de onda P registradas en 9 estaciones de la red mundial WWSSN (Worldwide Standardized Seismograph Network). Se utiliza el mecanismo focal inverso obtenido por Chael y Stewart (1982) para

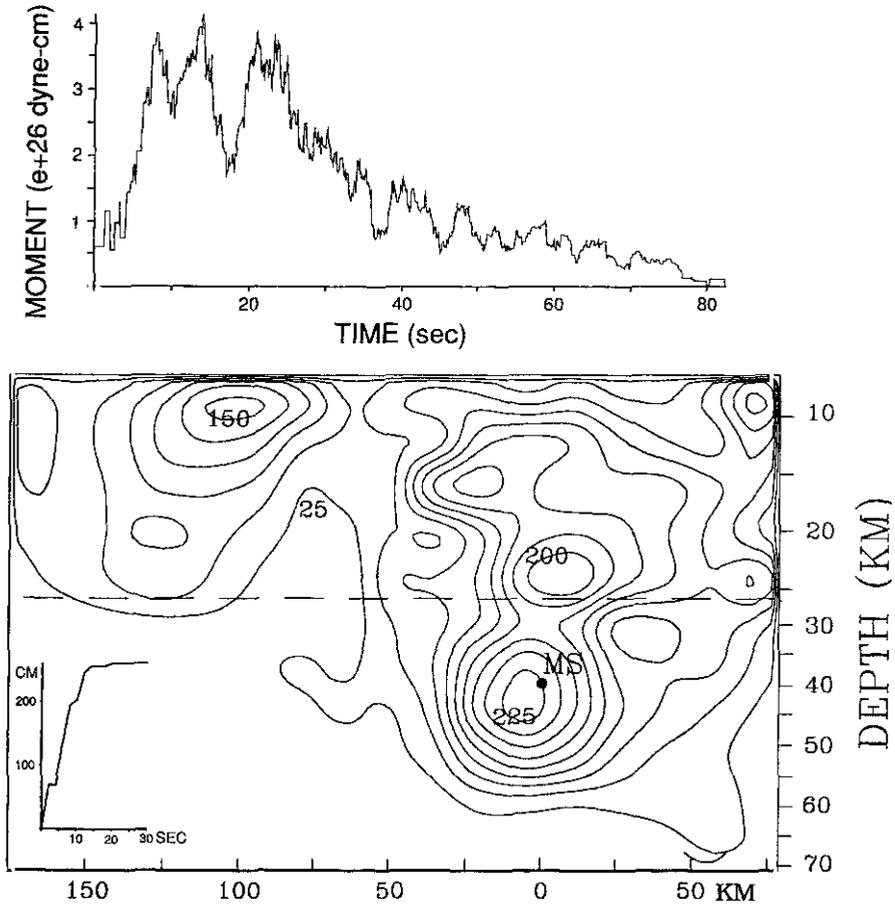


Figura 5. Resultados de la inversión para el evento de Chile de 1985, incluyendo la función temporal del momento sísmico en el campo lejano (arriba) y el desplazamiento total (en centímetros) sobre el plano de falla (abajo). La gráfica incluida en el plano de falla muestra la dislocación total en la celda del mayor desplazamiento ubicada cerca del hipocentro. La línea punteada indica el cambio de buzamiento en la falla.

fijar el plano de falla. Ellos determinaron el mecanismo a base de un análisis de tensor de momento de las ondas Rayleigh. La falla está a una profundidad de 2 km bajo la superficie con el hipocentro colocado a una profundidad de 15 km. Esta es la profundidad del hipocentro determinada por Gettrust et al. (1981), después de analizar los tiempos de llegada de P y S en las estaciones de una red local. Durante la inversión, se aplican 10 ventanas de tiempo de 2 segundos de duración cada una. Esto permite una duración máxima de 20 segundos para cada celda.

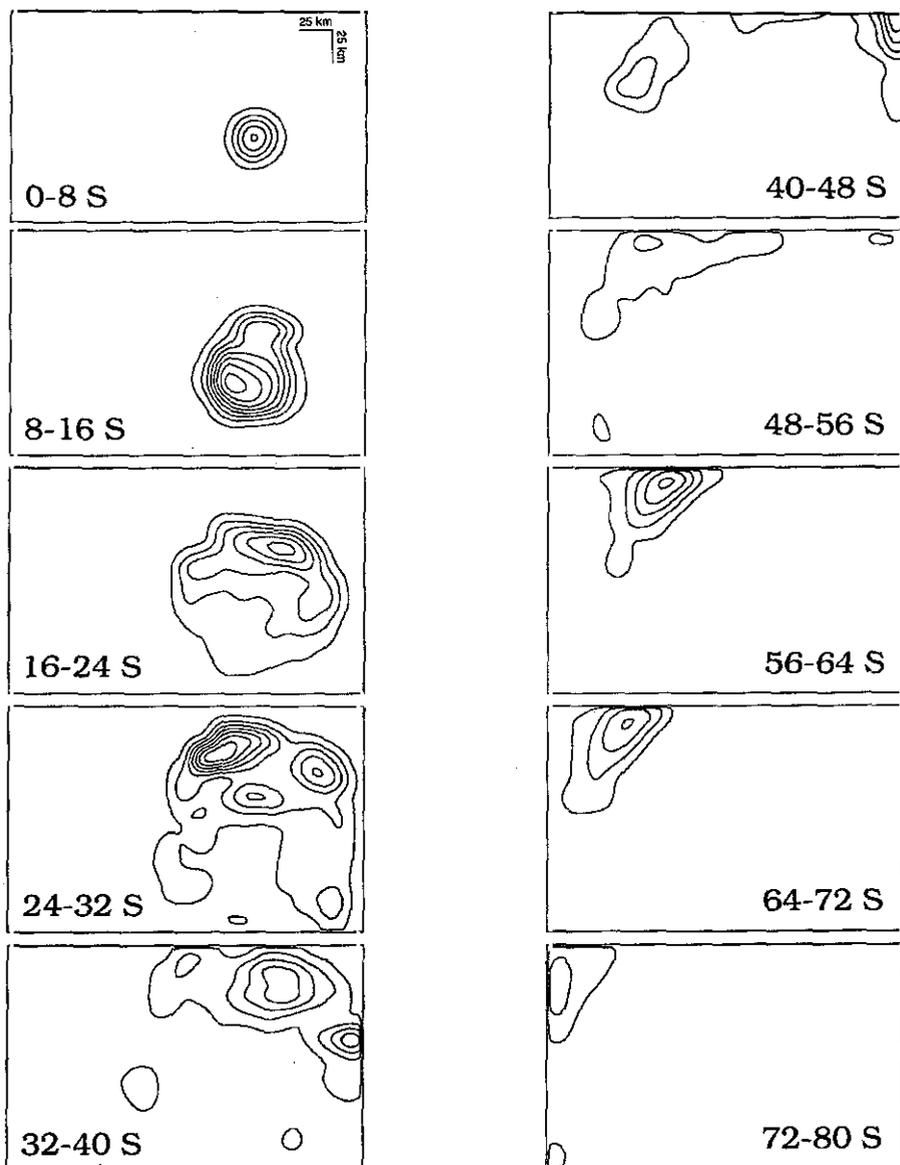


Figura 6. Evolución temporal del desplazamiento observado para el evento de Chile de 1985. Cada marco contiene el desplazamiento acumulado sobre el plano de falla durante un intervalo de 8 segundos. Los contornos muestran desplazamientos mayores de 10 cm en intervalos de 20 cm.

Los resultados indican que el evento de Petatlán es generalmente simple (Figura 7). El patrón de deslizamiento es casi circular con un desplazamiento máximo de 61 cm a una profundidad de 20 km, aproximadamente. El momento sísmico total es  $1.0 \times 10^{27}$  dinas-cm, el cual se libera en un intervalo de 18 segundos. La duración del deslizamiento en el área de mayor desplazamiento es de 12 segundos. Este patrón de ruptura podría indicar la presencia de una aspereza singular en esta porción de la frontera interplaca. La evolución temporal de la fuente se puede apreciar en la Figura 8, donde se observa que la ruptura crece radialmente desde el hipocentro hacia las orillas de la zona de desplazamiento.

#### 4. DISCUSION

La aplicación de métodos cinemáticos de inversión de formas de onda como el que se describe en este trabajo tiene múltiples y valiosos beneficios para la Sismología. Estos métodos permiten un análisis detallado de la fuente, aumentando el presente conocimiento del proceso dinámico de la ruptura sísmica. Claramente, la respuesta dinámica del suelo depende fuertemente de las características particulares de la fuente. Su conocimiento entonces eventualmente ayuda a evaluar el peligro sísmico de una región. En los ejemplos presentados, se puede observar en detalle el proceso de la ruptura a lo largo del plano de falla. Típicamente, este proceso indica una heterogeneidad en la evolución de la ruptura sísmica.

Generalmente, se piensa que las zonas de mayor desplazamiento observadas para los terremotos fuertes representan "asperezas" en el plano de falla. Estas áreas pueden ser zonas de alta resistencia o áreas caracterizadas por esfuerzos elevados. Técnicamente, la inversión cinemática identifica simplemente las zonas de la falla que se desplazaron cósmicamente, las cuales no necesariamente tienen que coincidir con asperezas en el plano de falla. Sin embargo, las duraciones del desplazamiento observadas para estas zonas son del orden del tiempo teórico requerido para la ruptura dinámica de una grieta singular, indicando que quizás los grandes temblores involucren la fractura e interacción de varias asperezas independientes. La forma exacta y el tamaño de cada aspereza es difícil de identificar, aunque puede ser que la radiación sísmica de alta frecuencia contenga información específica de las dimensiones precisas de las asperezas (e.g., Zeng et al., 1993).

Otra interpretación sería que la ruptura se propaga como un pulso coherente sobre el plano de falla (e.g., Heaton, 1990). En este caso, el pulso de desplazamiento se inicia en el hipocentro y se propaga radialmente sobre la falla independiente de la dimensión final. Las duraciones del desplazamiento sobre la falla presentadas en este trabajo para los eventos de Ungava y de Chile central no son necesariamente inconsistentes con esta

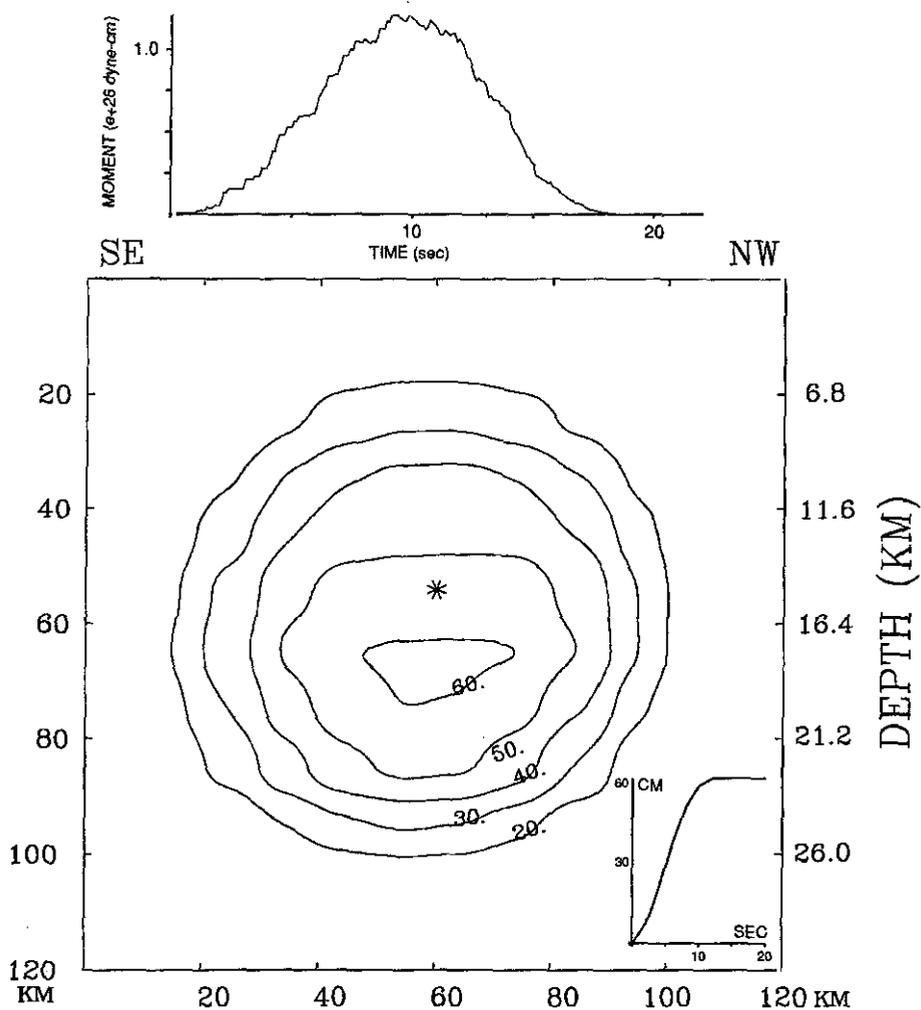


Figura 7. Resultados de la inversión para el evento de Petatlán de 1979, incluyendo la función temporal del momento sísmico en el campo lejano (arriba) y el desplazamiento total en el plano de falla (abajo). La gráfica incluida en el plano de falla muestra la dislocación total en la celda de mayor desplazamiento.

interpretación, ya que son cortas en comparación al tiempo total de la ruptura. En el caso de Petatlán, la duración se aproxima al tiempo total del proceso de fractura y es más probable que la ruptura durante este evento se deba al fallamiento de una grieta dinámica y simétrica, coincidiendo quizás con la presencia de una aspereza simple en la frontera entre las placas Cocos y Norte-América.

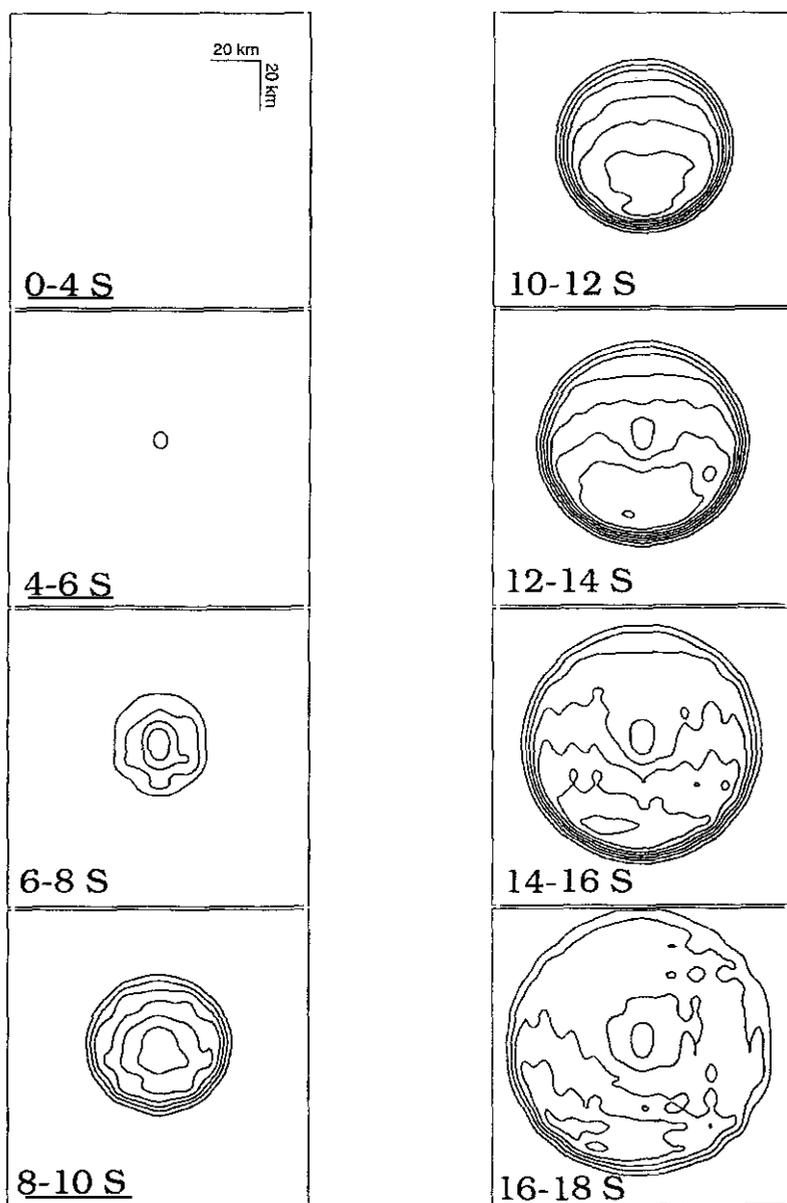


Figura 8. Evolución temporal del desplazamiento observado para el evento de Petatlán de 1979. Con excepción del primero, cada marco contiene el desplazamiento acumulado sobre el plano de falla durante un intervalo de 2 segundos. El primer marco indica que no hubo mayor desplazamiento durante los primeros 4 segundos. Las curvas de desplazamiento mayor que 2 cm se muestran en intervalos de 2 cm.

**REFERENCIAS**

- BEROZA, G. y P. SPUDICH (1988). Linearized inversion for fault rupture behavior: Application to the 1984 Morgan Hill, California earthquake, *J. Geophys. Res.* 93, 6275-6296.
- CHAEI, E. P. y G. S. STEWART (1982). Recent large earthquakes along the Middle American Trench and their implications for the subduction process, *J. Geophys. Res.* 87, 329-338.
- CHOY, G. L. y J. W. DEWEY (1988). Rupture process of an extended earthquake sequence: Teleseismic analysis of the Chilean earthquake of March 3, 1985, *J. Geophys. Res.* 93, 1103-1118.
- DAS, S. y B. V. KOSTROV (1990). Inversion for seismic slip rate history and distribution with stabilizing constraints: Application to the 1986 Andean Islands earthquake, *J. Geophys. Res.* 95, 6899-6913.
- DZIEWONSKI, A. M., J. E. FRANZEN y J. H. WOODHOUSE (1985). Centroid-moment tensor solutions for January-March 1985, *Phys. Earth Planet. Int.* 40, 249-258.
- FUKUYAMA, E. y K. IRIKURA (1986). Rupture process of the 1983 Japan Sea (Aki-ta-Oki) earthquake using a waveform inversion method, *Bull. Seism. Soc. Am.* 76, 1623-1640.
- GETTRUST, J. F., V. HSU, C. E. HELSLEY, E. HERRERO, y T. JORDAN (1981). Patterns of local seismicity preceding the Petatlan earthquake of 14 March 1979, *Bull. Seism. Soc. Am.* 71, 761-769.
- HARTZELL, S. H. (1989). Comparison of seismic waveform inversion results for the rupture history of a finite fault: Application to the 1986 North Palm Springs, California, earthquake, *J. Geophys. Res.* 94, 7515-7534.
- 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. y T. H. HEATON (1986). Rupture history of the 1984 Morgan Hill, California, earthquake from the inversion of strong motion records, *Bull. Seism. Soc. Am.* 76, 649-674.
- HARTZELL, S. H. y M. IIDA (1990). Source complexity of the 1987 Whittier Narrows, California, earthquake from the inversion of strong-motion records, *J. Geophys. Res.* 95, 12475-12485.
- HARTZELL, S. H., G. S. STEWART y C. MENDOZA (1991). Comparison of L1 and L2 norms in a teleseismic waveform inversion for the slip history of the Loma Prieta, California, earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.* 81, 1518-1539.
- HEATON, T. H. (1990). Evidence for and implications of self-healing pulses of slip in earthquake rupture, *Phys. Earth Planet. Int.* 64, 1-20.
- KIKUCHI, M. y Y. FUKAO (1985). Iterative deconvolution of complex body waves - The Tokachi-Oki earthquake of 1968, *Phys. Earth Planet. Int.* 37, 235-248.

- LANGSTON, C. A. y D. V. HELMBERGER (1975). A procedure for modelling shallow dislocation sources, *Geophys. J. R. astr. Soc.* 42, 117-130.
- MENDOZA, C. (1993). Coseismic slip of two large Mexican earthquakes from teleseismic body waveforms: Implications for asperity interaction in the Michoacan plate-boundary segment, *J. Geophys. Res.* 98, 8197-8210.
- MENDOZA, C. y S. H. HARTZELL (1988). Inversion for slip distribution using teleseismic P waveforms: North Palm Springs, Borah Peak, and Michoacan earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.* 78, 1092-1111.
- MENDOZA, C. y S. H. HARTZELL (1989). Slip distribution of the 19 September 1985 Michoacan, Mexico, earthquake: Near-source and teleseismic constraints, *Bull. Seism. Soc. Am.* 79, 655-669.
- MONFRET, T y B. ROMANOWICZ (1986). Importance of on-scale observations of first-arriving Rayleigh wave trains for source studies: example of the Chilean event of March 3, 1985 observed on the GEOSCOPE and IDA networks, *Geophys. Res. Lett.* 13, 1015-1018.
- OLSON, A.H., J.A. ORCUTT, y G.A. FRAZIER (1984). The discrete wavenumber/finite element method for synthetic seismograms, *Geophys. J. R. astr. Soc.* 77, 421-460.
- SAIKIA, C. K. y L. J. BURDICK (1991). Fine structure of Pnl waves from explosions, *J. Geophys. Res.* 96, 14383-14401.
- TAKEO, M. (1987). An inversion method to analyze the rupture processes of earthquakes using near-field seismograms, *Bull. Seism. Soc. Am.* 77, 490-513.
- WALD, D. J., D. V. HELMBERGER y S. H. HARTZELL (1990). Rupture process of the 1987 Superstition Hills earthquake from the inversion of strong-motion data, *Bull. Seism. Soc. Am.* 80, 1079-1098.
- YOSHIDA S. (1986). A method of waveform inversion for earthquake rupture process, *J. Phys. Earth* 34, 235-255.
- ZHANG, J. y H. KANAMORI (1988). Depths of large earthquakes determined from long-period Rayleigh waves, *J. Geophys. Res.* 93, 4850-4868.
- ZENG, Y., K. AKI y T. TENG (1993). Mapping of the high-frequency source radiation for the Loma Prieta Earthquake, California, *J. Geophys. Res.* 98, 11981-11993.