



## **ESTUDIO DE LA FUENTE SÍSMICA Y DEL PROCESO DE RUPTURA ASOCIADOS AL TERREMOTO DE ANTOFAGASTA DEL 30 DE JULIO DE 1995, A PARTIR DE ONDAS SÍSMICAS DE PERIODO DE BANDA MUY ANCHA**

Tony MONFRET<sup>1,2</sup> y Carlos MENDOZA<sup>3</sup>

### **RESUMEN**

Se estudió la historia sísmica del terremoto de Antofagasta del 30 de julio de 1995 a partir de la inversión de la componente vertical de período largo del modo fundamental de ondas superficiales y de las ondas de cuerpo de período entre 1 y 100 sec. registradas a distancias telesísmicas. Usando los trenes R1 y R2 de Rayleigh filtrados entre 320 y 160 segundos, tomando en cuenta el tamaño de la fuente sísmica y su directividad, se determinaron su duración, su profundidad, un mecanismo focal tipo inverso de bajo ángulo asociado y un momento sísmico de  $1,8 \cdot 10^{28}$  dina-cm. Se modeló la distribución sobre el plano de falla del desplazamiento cosísmico a partir de ondas de cuerpo P y SH. Se confirmó el comportamiento muy heterogéneo del plano de falla y una propagación unilateral de la ruptura hacia el sur.

### **INTRODUCCIÓN**

El terremoto de Antofagasta del 30 de julio de 1995 ocurrió como una consecuencia de la subducción de la placa Nazca bajo la placa Sudamérica. Se inició a unos 20 kilómetros al noroeste de la ciudad de Antofagasta, a una profundidad de 35 km y se propagó hacia el sur, hasta el norte del pueblo de Paposo, rompiendo una área de aproximadamente  $180 \times 90 \text{ km}^2$ . Este evento sísmico de magnitud  $M_w$  8.0-8.1, tuvo lugar al sur de la brecha sísmica del terremoto de 1877, donde se espera un sismo de gran magnitud. Generó una gran cantidad de réplicas durante varios meses que se distribuyeron homogéneamente en el área de ruptura. No reactivó las zonas de fracturas superficiales presentes tanto en el continente como en la Península de Mejillones, aunque se identificaron movimientos decimétricos principalmente verticales sobre la falla de Atacama, en el tramo ubicado entre Cerro Paranal y Paposo, que podrían haber sido reactivado a raíz del terremoto de Antofagasta [1]. Se observaron levantamientos cosísmicos hasta de 0,80 m al sur de la Península de Mejillones y desplazamientos horizontales del orden del metro en toda la zona [2, 3]. El maremoto que se observó no alcanzó los dos metros de amplitud máxima, lo que hace pensar que los desplazamientos importantes sobre el plano de falla deformaron poco el fondo del mar. La componente este-oeste de los datos de movimientos fuertes dieron en la ciudad de Antofagasta una aceleración máxima de 0,3 g. Se modeló, a partir de ondas de volumen de período intermedio, la distribución espacial de liberación de energía sísmica sobre el plano de falla y los mecanismos focales asociados: se observaron dos zonas principales, una en el hipocentro y la otra más al sur, donde fue liberada la mayor cantidad de energía sísmica [1, 2], aunque existen discrepancias en cuanto a la localización y número de asperezas que generaron la liberación de momentos sísmicos secundarios. Sin embargo, este terremoto provocó muy pocos daños en las zonas habitadas dentro de su área de ruptura sugiriendo que una componente de baja frecuencia fue la que dominó durante el proceso de ruptura. A continuación, se determinaron los parámetros de la fuente sísmica utilizando ondas de superficie de baja frecuencia para tener una información general del proceso de la ruptura. Luego, se modeló el campo de desplazamientos sobre el plano de falla a partir de ondas de cuerpo en una banda de período ancha, registradas a distancias epicentrales telesísmicas.

<sup>1</sup> ORSTOM, Mission au Chili, Roman Díaz 264, Providencia, Santiago.

<sup>2</sup> Universidad de Chile, Departamento de Geofísica, Blanco Encalada 2085, Santiago.

<sup>3</sup> U.S. Geological Survey, P.O. Box 25046, MS 967, Denver, CO 80225.

## INVERSION DE ONDAS DE RAYLEIGH DE PERÍODO LARGO

Se consideraron los trenes R1 y R2 de la componente vertical del desplazamiento del modo fundamental de la onda de Rayleigh registrados en más de cien estaciones distribuidas azimutalmente de manera homogénea alrededor del epicentro. Se calculó el espectro del desplazamiento asociado a cada tren, corregido del efecto del instrumento, del medio de propagación y de la dispersión geométrica. Se determinaron la duración de la fuente sísmica y luego la profundidad y el tensor de momento asociado, a partir de un método de inversión en dos etapas de los espectros considerando 9 períodos entre 320 y 160 segundos [4]. Debido a las dimensiones de la zona de ruptura y la cantidad de energía sísmica liberada, la fuente sísmica de este terremoto ya no puede ser aproximada por un punto. Se calcularon entonces en la primera etapa del método de inversión, los parámetros asociados a la directividad de una ruptura rectangular unilateral con velocidad de ruptura constante, es decir su duración, su longitud y su rumbo. Luego, en la segunda etapa, la profundidad del centroide y el tensor de momento asociado. Se generaron varias inversiones con localizaciones epicentrales distintas: una con el epicentro determinado a partir de la red telemétrica permanente de Antofagasta (23.43°S - 70.48°W), una con el centroide calculado por nuestro método; otra utilizando la información entregada por el NEIC (National Earthquake Information Center) que, por lo general, está siempre disponible para cualquier evento sísmico de magnitud mayor a 4.5.

Si se considera la localización dada por la red de estaciones de período corto de Antofagasta, la duración del proceso de la fuente obtenido por inversión es de 48 segundos, menos que los 60-65 segundos de duración total obtenidos con las ondas de cuerpo [1, 2], pero muy similar a los 45-47 segundos de liberación de momento sísmico principal [1, este estudio]. La dirección de propagación de la ruptura encontrada es de  $185^\circ \pm 5^\circ$ , es decir una propagación hacia el sur, como lo que se había ya observado con la distribución de las réplicas y otros estudios. Sin embargo, su longitud calculada es de aproximadamente 84 km si se considera una velocidad de fase de 4.7 km/s, es decir casi la mitad de la longitud propuesta por varios estudios y distribución de réplicas [1, 2]. La profundidad es de  $24 \pm 3$  km, más somera que la profundidad dada por la red permanente de Antofagasta. El momento sísmico escalar es de  $1,8 \times 10^{28}$  dina-cm ( $M_w = 8.1$ ), mayor que un momento sísmico de  $1,2 \times 10^{28}$  dina-cm ( $M_w = 8.0$ ) obtenido por CMT (Centroid Moment Tensor) y otros estudios [1]. El mecanismo focal asociado es el de un doble par prácticamente puro con un azimut para el plano de falla de  $338^\circ$  mientras que el valor dado por CMT es  $354^\circ$ , por polaridad de los primeros arribos aproximadamente  $0^\circ$  [1] y por la modelación de la forma de ondas de cuerpo  $3^\circ$  [1] hasta  $8^\circ$  [2]. La figura 1 muestra las amplitudes observadas y calculadas con respecto al azimut si se considera nuestra solución. De todos modos, es notable las diferencias de azimut desde  $16^\circ$  hasta  $30^\circ$  que existen entre los diversos métodos para el plano de falla asociado a la ruptura. Cabe destacar que este parámetro en particular es de suma importancia para el estudio de los desplazamientos sobre el plano de falla como lo veremos más adelante. Al introducir en el principio de inversión [4] los parámetros de directividad, las soluciones son más estables y el ajuste entre los datos observados y los calculados mejor.

Si se considera el epicentro dado por NEIC, la inversión del espectro de los trenes R1 y R2 da un resultado parecido a lo obtenido con la localización obtenida a partir de los datos registrados por la red de período corto de Antofagasta, salvo el mecanismo focal que tiene en este caso una componente no despreciable de no doble par.

Con el fin de buscar el "mejor" hipocentro o centroide que modela "mejor" las ondas de Rayleigh en el rango 320-160 segundos de período, se invirtieron los espectros de los trenes, para distintos epicentros. El centroide corresponde al punto que minimiza la diferencia entre los espectros observados y los calculados, mediante el uso del modelo de tierra PREM. La posición del centroide que se determinó ( $24.16^\circ \pm 0.09^\circ$ S -  $70.81^\circ \pm 0.04^\circ$ W) se ubica a 88 km del epicentro determinado por la red de Antofagasta en un rumbo de  $202^\circ \pm 5^\circ$  y se encuentra cerca de la localización dada por CMT que utiliza sin embargo ondas de cuerpo de período largo. En este caso, la duración de la fuente obtenida por inversión es del orden de 0 segundo, lo que es físicamente inaceptable para un evento de este tamaño, por lo tanto los parámetros asociados a una supuesta directividad de la fuente no se pudieron determinar. Si se genera esta inversión con la localización dada por CMT, se encuentra también una duración de la fuente sísmica negativa! Es claro entonces, por lo menos en

este contexto, que la posición del centroide y su duración están relacionadas entre si y que la ubicación del centroide podría ser un artefacto del modelo de tierra utilizado [5]. La profundidad del centroide obtenida es de 42 km, mayor a la que se obtuvo por CMT pero no incompatible, en esta zona, con la distribución de los hipocentros de los sismos registrados por la red de período corto de Antofagasta. El momento sísmico escalar es de  $1,7 \times 10^{28}$  dina-cm y el mecanismo focal de doble cupla (rumbo =  $0^\circ$ , buzamiento =  $21^\circ$ , deslizamiento =  $101^\circ$ ) es parecido al determinado por modelación de forma de ondas de volumen y por polaridad de primeros movimientos [1].

## **DESPLAZAMIENTOS COSISMICOS SOBRE EL PLANO DE FALLA**

Se determinó la distribución del desplazamiento cosísmico sobre el plano de falla que generó el terremoto de Antofagasta del 30 de julio de 1995 a partir de ondas de volumen de período entre 1 y 100 sec. Asumiendo que la fuente sísmica asociado a un terremoto se desarrolla sobre un plano de falla que puede ser modelado por un conjunto de celdas equidimensionales, que en cada celda se puede generar una señal sísmica y que el conjunto de estas señales contribuye a modelar la señal observada correspondiente, que son conocidos la orientación del plano de falla, sus dimensiones, las coordenadas del hipocentro, el mecanismo focal asociado y el medio de propagación, entonces, se puede determinar, mediante un método de inversión lineal de la forma de las ondas de período largo, los desplazamientos en cada celda y por lo tanto sobre todo el plano de falla [6, 7]. Se coloca el hipocentro dentro de una celda asumiendo que la ruptura se nucleó en este punto a una velocidad máxima constante. Por otro lado, se utilizaron el desplazamiento de ondas de volumen registrado en estaciones de banda ancha situadas a distancias telesísmicas entre  $30^\circ$  y  $90^\circ$ . Estos registros fueron filtrados entre 20 y 100 segundos y corregidos del instrumento.

El mecanismo focal considerado fue la solución del CMT, no por ser la mejor sino por ser un buen promedio entre la solución dada por las ondas de Rayleigh y la que fue determinada por ondas de volumen de período largo. De hecho, para completar este trabajo, se debería intentar invertir la forma de onda usando los diferentes mecanismos focales antes propuestos. El rumbo y el buzamiento del mecanismo focal considerado son también los del plano de falla teórico; de hecho, su buzamiento de  $22^\circ$  refleja el ángulo asociado a la pendiente de la zona de subducción en esta zona. El hipocentro utilizado en el punto de nucleación es el determinado por la red local permanente de estaciones de período corto de Antofagasta. Las dimensiones de la malla  $200 \times 160$  km<sup>2</sup>, representando el plano de falla, fueron seleccionadas tomando en cuenta la posición de las partes más profunda y superficial de la zona sismogénica. Para dar más flexibilidad al tiempo de llegada del frente de ruptura en cada celda, se utilizaron 10 "ventanas de 1 segundos de tiempo" en el análisis, considerando una velocidad máxima de ruptura de 3,0 km/s.

En la figura 2, se presenta el desplazamiento cosísmico obtenido por la inversión de ondas P y SH registradas en 26 y 16 estaciones respectivamente. La mayor parte del desplazamiento cosísmico ocurrió a profundidades más superficiales a la del hipocentro aunque se rompió la totalidad del plano de falla teórico. Se puede apreciar 4 zonas distintas durante el terremoto de desplazamiento mayor a 2 m: una en la zona hipocentral, dos en el rumbo  $205^\circ$  con respecto al hipocentro, a distancias del orden de 70 km y 140 km y profundidades de 22 km y 10 km respectivamente; la cuarta zona de mayor desplazamiento, de extensión más reducida, se encuentra a menos de 50 km de distancia del hipocentro sobre el plano de falla pero con un rumbo de  $170^\circ$ . Cabe notar que al límite del contacto sismogénico, en su parte más profunda, aparece un desplazamiento del orden de 1,50 m, de rumbo  $153^\circ$  y a la distancia aproximadamente de 100 km del punto de nucleación. La ruptura se demoró del orden de 60-65 segundos para romper la superficie que aparece en la figura 2 pero de manera bastante heterógena, liberando la mayor parte de su energía sísmica dentro de los primeros 40 segundos y alcanzando un momento sísmico total de  $1,8 \times 10^{28}$  dina-cm.

## **DISCUSIONES Y CONCLUSIONES**

Aunque los parámetros de la fuente obtenidos por inversión de ondas de Rayleigh de largo período son similares con los determinados con otro tipo de datos, deberían ser independientes de la ubicación del foco puesto que son representativos del comportamiento general promedio de la fuente. Sin embargo, los resultados obtenidos muestran lo contrario, probablemente debido al uso

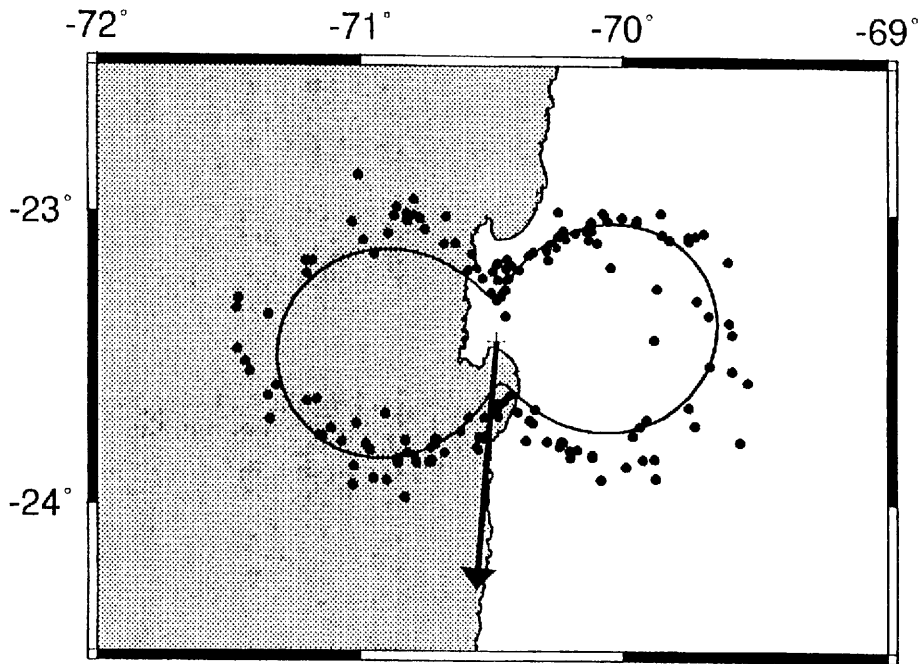


Figura 1: Patrón de radiación al período 256 segundos de la onda de Rayleigh generada por el terremoto de Antofagasta del 30 julio de 1995. Los puntos negros simbolizan las amplitudes observadas reportadas al hipocentro y la curva, las amplitudes calculadas para el mecanismo focal: rumbo = 338°, buzamiento = 20°, deslizamiento = 60°. La flecha indica la dirección de propagación de la ruptura determinada en este estudio.

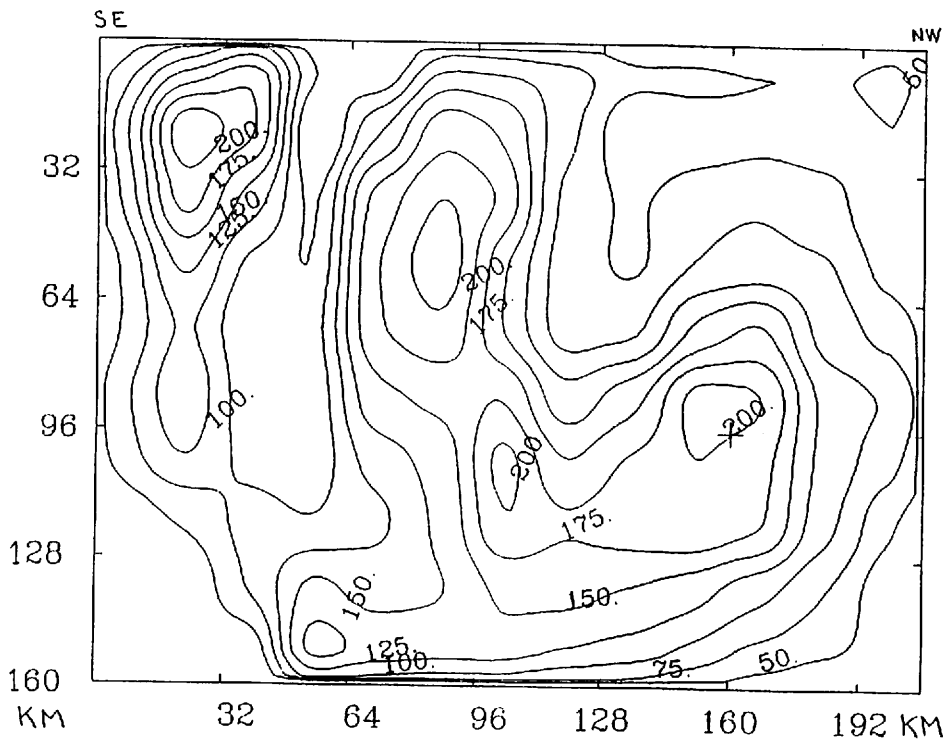


Figura 2: Desplazamiento cosísmico en centímetros sobre el plano de falla de área 200x160 km<sup>2</sup>, de rumbo 354° y buzamiento 22°. La cruz representa la posición del hipocentro a 35 km de profundidad. La posición de las zonas de deslizamiento máximo al sur del hipocentro muestra una propagación de la ruptura unilateral hacia el sur.

del modelo de tierra PREM utilizado, un modelo de tierra demasiado simple. Por lo tanto, una localización epicentral precisa será todavía importante en cuanto a la determinación de los parámetros de la fuente sísmica por inversiones de ondas de período muy largo, hasta que se usen modelos de tierra sofisticados, como modelos lateralmente heterogéneos, para corregir en cualquier punto de la tierra las variaciones de velocidades de fase con respecto a las distancias epicentrales. Por otro lado, los parámetros asociados al proceso de la fuente obtenidos al considerar el epicentro dado por la red permanente de Antofagasta son los más satisfactorios, salvo la longitud del área de ruptura que es justo la mitad del valor dado por otros análisis; el mecanismo focal asociado no deja de ser una buena opción para modelar la historia del deslizamiento sobre la zona de ruptura (figura 1).

El desplazamiento cosísmico sobre el plano de falla obtenidos a partir de la modelación de ondas P y SH filtrados entre 1 y 100 sec., muestra una cierta complejidad del proceso de ruptura durante el terremoto de Antofagasta, complejidad mencionada en otros estudios [1, 2, 8]. No obstante, existen diferencias en la ubicación de las zonas de fuerte liberación de momento sísmico y las de deslizamiento máximo, excepto en la que corresponde al desplazamiento de rumbo  $205^\circ$ , hallado a 70 km de distancia del hipocentro que podría confundirse con la posición de la fuente 3 de [1], la fuente S2 de [2], la zona de deslizamiento más importante de [8] y también con la posición del centroide determinada con nuestro método.

A pesar que el momento sísmico del terremoto de Antofagasta fue de  $1,8 \cdot 10^{28}$  dina-cm, valor obtenido tanto por las ondas de Rayleigh como las ondas de volumen, las zonas de máximo deslizamiento son varias, muy localizadas, repartidas sobre todo el plano de falla, pero sin superar los 2 m (figura 2). Los terremotos de subducción de magnitud  $M_w$  8,0 que se producen a lo largo de la costa mexicana por ejemplo tienden a generar, sobre la zona de ruptura, patrones de deslizamiento mucho más simples donde se concentran en una o dos regiones los desplazamientos máximos ( $\geq 5$  m) produciendo entonces más daños en las ciudades cercanas [9, 10].

## REFERENCIAS

- [1] Delouis B., T. Monfret, L. Dorbath, M. Pardo, L. Rivera, D. Comte, H. Haessler, J.Ph. Caminade, L. Ponce, E. Kausel y A. Cisternas, 1997. Forecasting the end of a gap: the large Antofagasta (northern Chile) earthquake of July 30, 1995, *Bull. Seism. Soc. Am.*, en prensa.
- [2] Ruegg J.C., J. Campos, R. Armijo, S. Barrientos, P. Briole, R. Thiele, M. Arancibia, J. Cañuta, T. Duquesnoy, M. Chang, D. Lazo, H. Lyon-Caen, L. Ortlieb, J.C. Rossignol y L. Serrurier, 1996. The  $M_w=8.1$  Antofagasta (North Chile) earthquake of July 30, 1995: first results from teleseismic and geodetic data, *Geophys. Res. Lett.*, 23, 917-920.
- [3] Ortlieb L., S. Barrientos y N. Guzman, 1996. Coseismic coastal uplift and coralline algae record in northern Chile: The 1995 Antofagasta earthquake case, *Quater. Science Rev.*, 15, 949-960.
- [4] 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.
- [5] Zhang J. y T. Lay, 1990. Effects of centroid location on determination of earthquake mechanisms using long-period surface waves, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 80, 1205-1231.
- [6] 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.
- [7] Mendoza C., S. Hartzell y T. Monfret, 1994. Wide-band analysis of the 3 March 1985 Central Chile earthquake: overall source process and rupture history, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 84, 269-283.
- [8] Ihmlé P.F. y J.C. Ruegg, 1997. Source tomography by simulated annealing using broad-band surface waves and geodetic data: application to the  $M=8.1$  Chile 1995 event, *Geophys. J. Int.*, sometido.
- [9] Mendoza C. y S. Hartzell, 1989. Slip distribution of the 19 September 1985 Michoacan, Mexico, earthquake: Near-source and teleseismic constraints, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 79, 655-669.
- [10] Melbourne T., I. Carmichael, C. Demets, K. Hudnut, O. Sanchez, J. Stock, G. Suárez y F. Webb, 1997. The geodetic signature of the  $M_w$  8.0 October 9, 1995, Jalisco subduction earthquake, *Geophys. Res. Lett.*, 24, 715-718.