

Análisis del enjambre sísmico Copiapó-Atacama 2006 realizando una inversión telesísmica

Javier Ojeda* y Sergio Ruiz

Universidad de Chile, Departamento de Geofísica, Av. Blanco Encalada 2002, Santiago, Chile

* Email: jojeda@dgf.uchile.cl

Resumen. En este trabajo se estudia y analiza el enjambre sísmico de Copiapó ocurrido durante los meses de abril y mayo del 2006 en la región de Atacama, Chile. En particular se trabaja con los dos sismos de mayor magnitud que ocurrieron el día 30 de abril a las 19:17:15 y 21:30:58 hora UTC, los cuales fueron estudiados utilizando datos de campo lejano. Se realizó una inversión telesísmica para caracterizar distintos parámetros de estos terremotos, entregando su mecanismo focal y distribución de deslizamiento (slip). Se determinó que el primer sismo corresponde a un Mw 6,76 a una profundidad de 6,1 km, el cual sería un terremoto superficial en la corteza. El segundo sismo corresponde a un Mw 6,36 a una profundidad de 15 km, el cual sería un terremoto de contacto. Por último, se analizó el ambiente sismotectónico en que se dieron estos dos sismos, entregando una interpretación de la ocurrencia de estos dentro del contexto de los últimos enjambres observados en Chile, como el terremoto de Iquique 2014.

Palabras Claves: Enjambre sísmico, Subducción, Inversión telesísmica, Copiapó, Región de Atacama

1 Introducción

Chile es el país con la mayor actividad sísmica del mundo. El territorio continental se encuentra situado casi perfectamente con el límite convergente de placas, donde se enfrentan las placas de Nazca y Sudamericana en un ambiente que denominamos de subducción. Bajo este contexto es donde han ocurrido los sismos más grandes hasta ahora registrados, destacando el Mw 9,5 de Valdivia 1960, el Mw 8,8 de Maule 2010 y el Mw 8,1 de Iquique 2014, entre otros.

La zona de Copiapó presenta una gran sismicidad histórica, dominada principalmente por terremotos de subducción en el contacto interplaca (tipo thrust), los cuales son característicos de fallas de bajo ángulo generados por la liberación de grandes esfuerzos acumulados. En esta área, se conocen cerca de ocho eventos de magnitud superior a Mw 7,5 acontecidos durante los últimos 200 años, de los cuales dos de ellos fueron de gran magnitud y produjeron tsunamis, estos ocurrieron el 11 de abril de 1819 (Mw 8,3) y el 11 de noviembre de 1922 (Mw 8,5). También destaca el enjambre sísmico de 1973 donde se observaron con distinta frecuencia sismos de magnitudes inferiores a Mw 6,0 durante julio y agosto de dicho año (Comte *et al.* 2006). El último gran terremoto ocurrió el 4 de octubre de

1983, donde un terremoto interplaca tipo thrust Mw 7,4 vuelve a romper en la sección norte que rompió el terremoto de 1922. Las principales interpretaciones de los largos de ruptura estimados para algunos de estos eventos se pueden ver en la Figura 1.

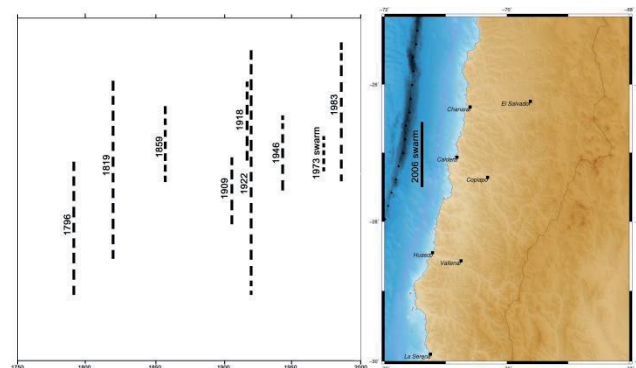


Figura 1. Largos de ruptura de los terremotos históricos de la región de Copiapó, incluyendo el enjambre sísmico del 2006 estudiado en este trabajo (modificado de Comte *et al.*, 2002).

Los sismos que se concentran en cierto espacio y tiempo indican la ocurrencia de enjambres sísmicos, que suelen ser muy comunes en la subducción chilena y se pueden dar a distinta escala. Holtkamp *et al.* (2011) realizaron un catálogo de grandes enjambres en Sudamérica desde 1973 al 2009 con el fin de caracterizarlos y encontrar distintas interacciones que puedan tener con otros procesos geológicos, como mega-terremotos, erupciones volcánicas o fallas en la corteza.

El objetivo de este trabajo es caracterizar los dos eventos de mayor tamaño en el enjambre de Copiapó 2006, realizando una inversión telesísmica que nos permite contextualizar ambos eventos e interpretar su resultado.

2 Enjambre sísmico Copiapó-Atacama 2006

El enjambre sísmico ocurrido en la región de Atacama (Figura 2) en las cercanías de la comuna de Copiapó tuvo como eventos de mayor magnitud a los ocurridos el 30 de abril, ambos superando la magnitud Mw 6,0 según varias fuentes (CSN, USGS, IRIS). Comte *et al.* (2006) propone que esta sismicidad está relacionada con la localización de un monte submarino en el lugar, encontrando que los eventos ocurren en áreas de baja Vp y alto radio Vp/Vs.

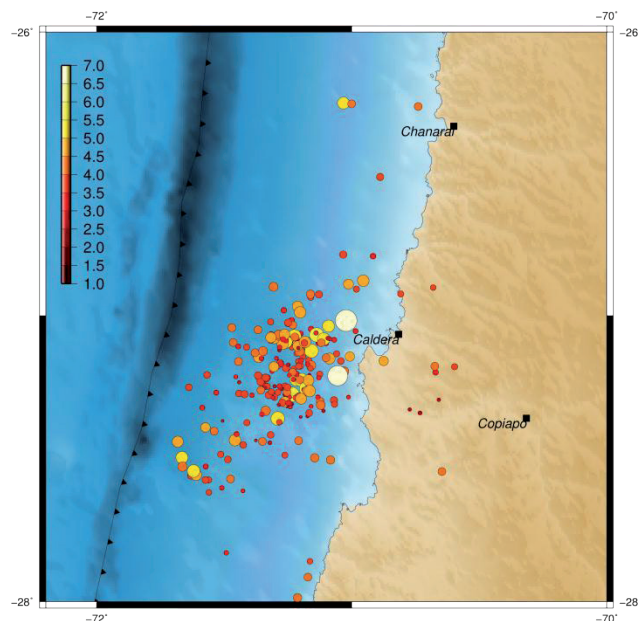


Figura 2. Enjambre sísmico Copiapó-Atacama 2006, cuya variación de colores está dada por la magnitud de los sismos. Datos obtenidos del Centro Sismológico Nacional (CSN) con los dos eventos de mayor magnitud (en blanco) corregidos según localización, magnitud y profundidad de USGS.

De la Figura 3 se puede apreciar la sismicidad registrada desde el año 2000 al 2015, donde destaca la alta concentración de sismos a inicios del año 2006. El enjambre sísmico de Copiapó se concentra entre los $26,9^\circ$ y $27,6^\circ$ de latitud sur, el cual se considera en una amplia ventana temporal desde el 16 de abril al 15 de mayo (Figura 3b).

3 Metodología

Se obtuvieron datos de estaciones telesísmicas de ambos eventos desde el repositorio de Wilber 3 de IRIS donde se utilizaron las redes globales GSN, considerando datos en un rango de distancia epicentral de entre 30° a 90° .

Las ondas de cuerpo se pueden usar para determinar la compleja ruptura de un terremoto dentro de un plano de falla. El código utilizado para la inversión viene de un desarrollo de las décadas del 80' y 90' donde se intenta caracterizar la ruptura con una secuencia de subeventos distribuidos dentro del plano de falla (Kikuchi y Kanamori 1982, 1991). Este desarrollo toma aspectos considerados por distintos investigadores, como Nábelek (1984) quien determinó los mecanismos de subeventos mediante el método de mínimos cuadrados iterativamente, Barker y Langston (1981) que desarrollaron una técnica de inversión más general utilizando el formalismo del tensor de momento, entre otros. El desarrollo final del código contempla un modelo de plano de ruptura con una secuencia de subeventos (o fuentes puntuales) con su

mecanismo, determinados a partir de las formas de ondas observadas. Para describir cada punto de la fuente se utiliza el tensor de momento como semilla de la inversión. Además el modelo invierte los datos para determinar la distribución de deslizamientos en el plano de falla, esto lo logra con un método similar al que usa Hartzell y Heaton (1983) donde el plano de falla se divide en cuadrículas y en cada punto de esta grilla se determina la cantidad y evolución temporal del deslizamiento. En síntesis, el modelo recibe parámetros de tiempo de ruptura, profundidad, ángulos del plano de falla, tamaño de la grilla, espaciado de cada cuadrícula, velocidad de ruptura y las ondas sísmicas en un único archivo en formato SEED, este se procesa extrayendo su respuesta instrumental y haciendo un filtro de frecuencia. Tras realizar la inversión se entregan los primeros resultados al mostrar la comparación entre el registro sintético y el observado tanto de ondas P como SH con su propio ajuste, el cual se quiere optimizar.

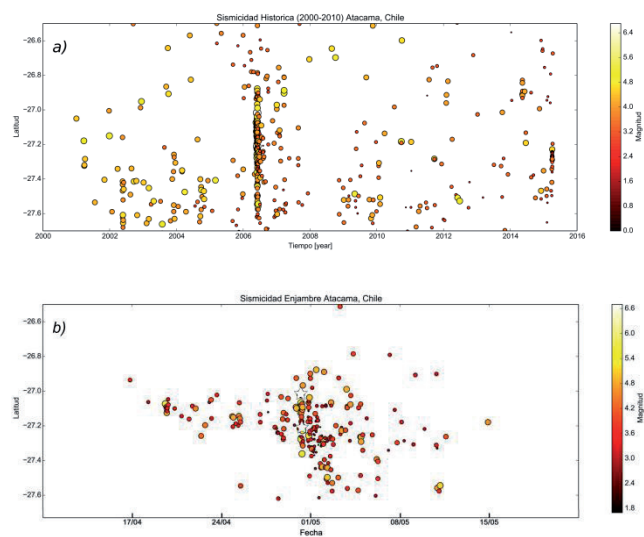


Figura 3. a) Sismicidad histórica de la región de Atacama (entre los $26,5^\circ$ y $27,7^\circ$ de latitud sur), desde el año 2000 hasta el 2015. b) Distribución latitudinal en el tiempo del enjambre sísmico Copiapó-Atacama 2006.

4 Resultados

Como se explica anteriormente, se intenta obtener el mejor ajuste de las formas de onda con el menor error posible, para ello se fueron descartando una a una las estaciones con menor razón señal-ruido, pero aun así, asegurándonos de tener una buena cobertura azimutal.

Tras ajustar los registros de ondas sísmicas sintéticas con las observadas se pudo determinar la distribución de deslizamientos para cada uno de los sismos estudiados (Figura 4).

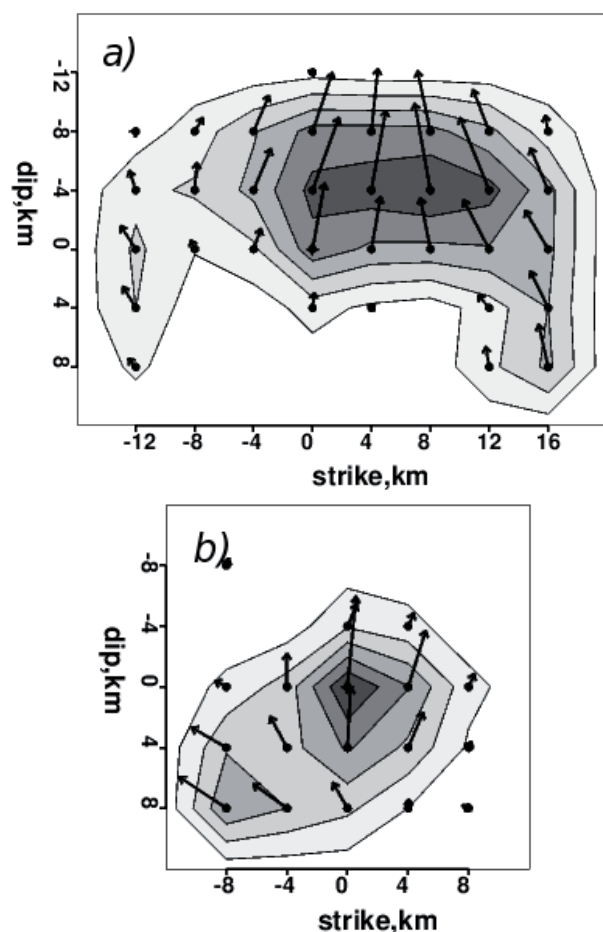


Figura 4. a) Distribución de deslizamientos del sismo Mw 6,76 del 30 de abril a las 19:17:15 hora UTC. b) Distribución de deslizamientos del sismo Mw 6,36 del 30 de abril a las 21:40:58 hora UTC.

El evento ocurrido el 30 de abril a las 19:17:15 hora UTC corresponde a un terremoto de magnitud Mw 6,76 que según los resultados de la inversión sería un sismo superficial intraplaca ubicado cerca de las costas de Caldera a 6,1 km de profundidad, cuyo plano de falla tiene como parámetros 175° , 76° , 94° para el strike, dip y rake respectivamente, es decir, rompiendo casi perpendicular al contacto, considerando un plano de falla que alcanza un área de ruptura de aproximadamente 34 km x 22 km. Su distribución de slip indica los deslizamientos máximos alcanzados en el centro del plano.

El evento ocurrido el 30 de abril a las 21:40:58 hora UTC corresponde a un terremoto de magnitud Mw 6,36, ubicado aproximadamente 20 km al sur del Mw 6,76, pero a una profundidad de 15 km característico de un sismo interplaca, su mecanismo focal toma los parámetros 14° , 18° , 101° para el strike, dip y rake respectivamente, lo cual nos dice que rompería paralelo al contacto, cuya área de ruptura alcanza los 20 km x 20 km aproximadamente. Su distribución de slip es bastante más simple que el anterior al ser un terremoto pequeño.

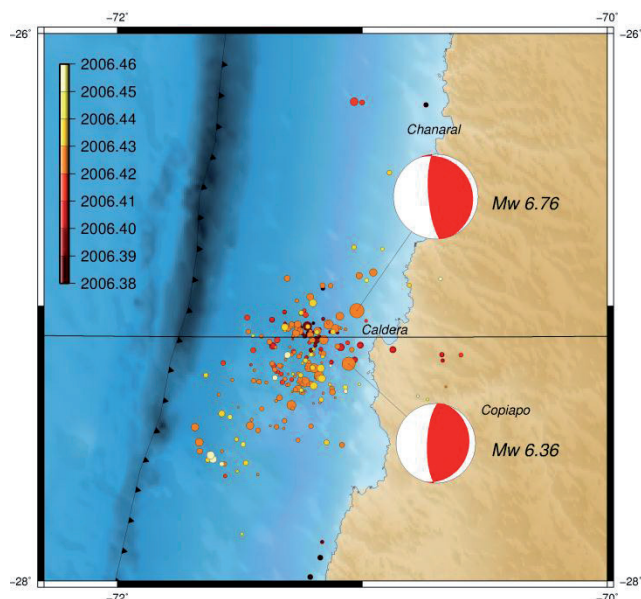


Figura 5. Mecanismos focales de los dos eventos de mayor magnitud del enjambre. En esta figura el enjambre varía su tamaño según la magnitud y la variación de colores corresponde a la evolución temporal de los eventos, cuya escala va de abril a mayo del 2006.

5 Discusión y comentarios

El enjambre sísmico del 2006 tiene como evento de mayor magnitud al Mw 6,76. Este sismo tuvo una llamativa actividad precursora compuesta por sismos de pequeña magnitud a su misma profundidad, los cuales activarían estas zonas más débiles dentro de la corteza continental. La idea de esta actividad precursora se sustenta si consideramos los pequeños enjambres los días 19 y 26 de abril en la Figura 3b. Luego de este evento la sismicidad se vuelve algo aleatoria, sobre todo si tomamos en cuenta la profundidad de los catálogos, los cuales suelen tener un gran margen de error asociado a la localización de los mismos que en ocasiones suele ser contradictoria con el contexto sismogénico. Dos horas después del mayor sismo ocurre el Mw 6,36 que sería un sismo interplaca que rompería en el contacto, considerando una falla inversa de bajo ángulo acorde al contexto sismotectónico, este sismo se origina una vez que han ocurrido más de una docena de eventos interplaca cercanos a la misma zona.

La Figura 6 muestra un esquema de la subducción en la zona, tomando el corte E-W mostrado en la Figura 5. En este gráfico esquemático se muestran los mecanismos de foco de los sismos estudiados, con los planos de falla que se esperan dado el contexto geológico. Basado en los trabajos de Contreras-Reyes *et al.* (2012, 2014) se propone que cercano a la fosa (prisma de acreción) hay una acumulación de sedimentos deformados, y más alejados de la fosa hay zonas con contrastes abruptos de velocidad, los

cuales serían un indicador de zonas débiles en los cuales se podrían generar terremotos superficiales.

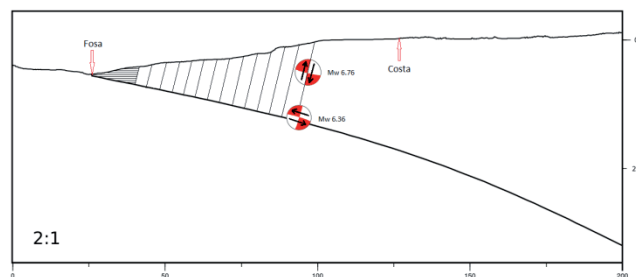


Figura 6. Modelo esquemático de subducción, con los dos eventos de mayor magnitud representados en el perfil (basado de Contreras-Reyes *et al.*, 2012, 2014).

A pesar de que los sismos de magnitud Mw 6,36 y Mw 6,76 se encuentran en el límite de resolución del método de inversión usado en este trabajo, se logra obtener un buen resultado con un ajuste adecuado de las formas de onda. La ocurrencia de un sismo superficial dentro de un enjambre sísmico, como ocurre en este caso, ya fue observada previa al terremoto de Iquique del 2014. En el caso de Iquique el enjambre sísmico fue acompañado de un terremoto lento y posteriormente ocurrió un terremoto de magnitud Mw 8.1 (Ruiz *et al.*, 2014). En el caso del enjambre de Copiapó 2006, no se puede descartar la presencia de un sismo lento; sin embargo las razones del por qué unos enjambres preceden grandes terremotos y otros no, es aún una pregunta abierta.

En marzo del 2015 se presentó una alta sismicidad en la misma zona en que se originó el enjambre sísmico del 2006, ver Figura 3a. Ante esta recurrencia de enjambres en la zona de Copiapó, se hace evidente la importancia de tener una buena red sísmológica en el lugar. Una red sísmológica capaz de registrar eventos de menor magnitud abriría más aristas científicas para estudiar y entender el proceso global que origina a un terremoto.

Agradecimientos

Se agradece a M. Kikuchi y H. Kanamori (<http://www.eri.u-tokyo.ac.jp/ETAL/KIKUCHI/>) por la libre disponibilidad de su programa para inversiones telesísmicas de ondas de cuerpo. Se agradece a Incorporated Research Institutions for Seismology Data Management Center (IRIS) (www.iris.edu/data/) y al Centro Sísmológico Nacional (CSN) (<http://www.sismologia.cl>) por facilitar sus datos sísmicos. Se agradece al proyecto Fondecyt N° 11130230.

Referencias

- Barker, J. & C.A. Langston. 1981. Inversion of teleseismic body waves for the moment tensor of the 1978 Thessaloniki, Greece, earthquake. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 71, 1423-1444.
- Contreras-Reyes, E., Jara, J., Grevemeyer, I., Ruiz, S., & Carrizo, D. 2012. Abrupt change in the dip of the subducting plate beneath north Chile. *Nature geoscience*, 5, 342-345.
- Contreras-Reyes, E., Becerra, J., Kopp, H., Reichert, C., & Díaz-Naveas, J. 2014. Seismic structure of the north-central Chilean convergent margin: Subduction erosion of a pelemagmatic arc. *Geophysical Research Letters*, 41, 1523-1529.
- Comte, D., Haessler, H., Dorbath, L., Pardo, M., Monfret, T., Lavenu, A., Pontoise, B., & Hello, Y. 2002. Seismicity and stress distribution in the Copiapó, northern Chile subduction zone using combined on- and off-shore seismic observations. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 132, 197-217.
- Comte, D., Tassara, A., & Fariás, M. 2006. Análisis del enjambre sísmico de Copiapó, 2006: Sismicidad histórica y contacto interplaca. *XI Congreso Geológico Chileno*, Actas, Vol. 2, Geodinámica Andina.
- Hartzell, S.H., & Heaton, T.H. 1983. Inversion of strong ground motion and teleseismic waveform data for the fault rupture history of the 1979 Imperial Valley, California, earthquake. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 73, 1553-1583.
- Holtkamp, S.G., Pritchard, M.E., & Lohman, R.B. 2011. Earthquake swarms in South America. *Geophysical Journal International*, 187, 128-146.
- Kikuchi, M., & Kanamori, H. 1982. Inversion of complex body waves - I. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 72, 491-506.
- Kikuchi, M., & Kanamori, H. 1991. Inversion of complex body waves - III. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 81, 2335-2350.
- Nábelek, J. 1984. Determination of earthquake source parameters from inversion of body waves. *Ph.D. Thesis*, MIT, Cambridge, Massachusetts.
- Ruiz, S., Metois, M., Fuenzalida, A., Ruiz, J., Leyton, F., Grandin, R., Vigny, C., Madariaga, R., & Campos, J. 2014. Intense foreshocks and a slow slip event preceded the 2014 Iquique Mw 8.1 earthquake. *Science*, 345, 1165-1169.