

ARTÍCULO INVITADO

TERREMOTO (M=8.8) DEL 27 DE FEBRERO DE 2010 EN CHILE

Sergio E. BARRIENTOS

Departamento de Geofísica, Universidad de Chile, Santiago, Chile. Email: sbarrien@dgf.uchile.cl

RESUMEN

El terremoto que afectó la zona centro-sur de Chile el 27 de Febrero de 2010 a las 03:34 (hora local) se originó en la zona de contacto entre las placas de Nazca y Sudamérica. La zona de ruptura se extiende por cerca de 450 km a lo largo de la costa frente a la región comprendida entre la Península de Arauco por el sur (37,8°S) y un poco al norte de Pichilemu por el norte (33,8°S) alcanzando un momento sísmico escalar de $1,86 \times 10^{29}$ dina-cm (M=8.8). El ancho de la zona de ruptura es del orden de unos 150 km a lo largo del plano inclinado (~19° hacia el este) que corresponde a la zona de contacto entre ambas placas (o zona de Benioff). Como consecuencia de este evento sísmico se generó un maremoto significativo que causó 124 víctimas fatales llevando el total de víctimas a 521. Adicionalmente, una consecuencia tectónica de importancia ha sido la activación de una falla de extensión ciega en la corteza – produciendo una réplica de magnitud 6.9 dos semanas después (11 de Marzo)– en la parte norte del máximo desplazamiento en la falla principal.

Palabras clave: *Sismicidad, Chile central, réplicas, activación falla, convergencia Nazca-Sudamérica, maremoto.*

ABSTRACT: *The earthquake (M=8.8) of september 27th 2010 in Chile.* A nearly 450-km-long rupture along the Nazca – South America plate interface, between northern Pichilemu (33.8°S) and the Arauco Peninsula (37.8°S) was responsible for the large earthquake that took place in south-central Chile on 27 February 2010 at 03:34 (local time). The Harvard seismic moment reached 1.86×10^{29} dyne-cm (M=8.8). Because of the location of the activated fault, a significant tsunami was generated which caused 124 deaths making the total toll 521. One of the major tectonic consequences of this earthquake was the activation of a blind intra-plate normal fault which produced one of the largest aftershocks of the sequence, a M=6.9 on March 11, 2010. This activation is explained by the associated stress of the upper plate produced by the large slip on the coupled region.

Keywords: *Seismicity, south/central Chile, aftershocks, fault activation, nazca-South America convergence, tsunami.*

ANTECEDENTES

El gran terremoto, magnitud 8.8 (Mw), que ocurrió el 27 de Febrero a las 03:34 a.m. (hora local) en la zona central de Chile, se originó debido al desplazamiento súbito de la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana en un área que se extiende aproximadamente desde la Península de Arauco por el sur hasta el norte de Pichilemu, cubriendo unos 450 km de longitud en dirección prácticamente norte-sur por un ancho de unos 150 km. Esta zona de contacto entre las placas, cuya expresión superficial es la fosa marina que se ubica unos 130 km de la costa hacia el oeste, se localiza a lo largo del plano inclinado que define el área de fallamiento causante del terremoto. Esta zo-

na de ruptura limita, en su límite meridional, con la zona de ruptura del terremoto de 1960 (Mw=9.5), y se extiende hasta la zona de ruptura del terremoto de Valparaíso de 1985.

La historia sísmica de la región incluye los terremotos de 1751 y 1835 (Lomnitz 1994), ambos generando maremotos significativos causando destrucción en las costas de Chile continental, así como en la isla Juan Fernández. En el siglo pasado, el terremoto de 1928 (M=7.8) y de 1939 (M=8.0, Beck *et al.* 1998) fueron los más importantes en este segmento, aunque el evento de 1939 corresponde a un terremoto tipo intraplaca al interior de la placa de Nazca a unos 80 km de profundidad. Por lo tanto, no se debe incluir en la estadística de los eventos que ocurren en

la interface entre ambas placas.

PARÁMETROS HIPOCENTRALES

El hipocentro, o lugar donde se inicia la ruptura, se ubicó en las coordenadas geográficas 36°17'23"S y 73°14'20"O (hipocentro revisado) a una profundidad estimada de 30 km, tal como lo indica la figura 1.

El segmento del contacto entre la placa de Nazca y Sudamericana que se activó (zona de falla) y produjo el terremoto del 27 de Febrero alcanzó un área del orden de 450 km x 150 km con un desplazamiento superior a 10 m, tal como lo muestra la figura 1. Es usual que la ruptura no ocurra simultáneamente en toda la extensión

de la falla, sino que ésta comience en un punto (hipocentro) y luego se propague a una velocidad del orden de 2,5 a 3,5 km/s. Estimaciones del tiempo que tomó la ruptura en propagarse a lo largo de toda la falla activada están en el orden de 110 s, tal como lo muestra la figura 2, preparada por L. Ruff (U. of Michigan). Como antecedente adicional, las redes sismológicas globales que han registrado el sismo mayor han publicado los siguientes datos, en comparación con los que proporcionó el Servicio Sismológico de la Universidad de Chile. Cabe destacar que la determinación de la magnitud de las agencias internacionales se realiza a distancias telesísmicas (> 1000 km) en tanto que aquella estimada por el SSN utiliza datos locales.

RÉPLICAS

Luego de la ocurrencia de cualquier sismo en la zona de subducción, es de esperar que ocurran réplicas, aunque sean detectadas solamente de manera instrumental. Es un proceso natural ya que el campo de tensiones internas en las placas así como en la zona de contacto se ha alterado considerablemente luego de la ocurrencia del evento mayor. Las réplicas ocurren principalmente en la zona que ha sido fracturada como también en los extremos de la zona de ruptura, en este caso tanto el extremo norte (V Región) como el extremo sur (VIII Región). Las réplicas posiblemente continuarán por varios meses más y su magnitud debiese disminuir al igual que su frecuencia; sin embargo, no es posible descartar la ocurrencia de réplicas de magnitud significativa. La réplica más importante por su magnitud ($M_w=7.4$), ocurrió casi dos horas después de ocurrido el evento principal.

Es necesario destacar que las probabilidades de ocurrencia de un evento de las mismas características, es decir, la activación de la falla que genere un terremoto de magnitud 8.8 en la misma región, son muy bajas. Estimaciones preliminares de desplazamiento ocurridas en la falla alcanzan a valores del orden de 10 a 12 m.

CUADRO 1: Determinaciones hipocentrales de diferentes agencias.

Agencia	Tiempo Origen (UTC)	Latitud °S	Longitud °W	Profundidad (km)	Magnitud
NEIC (EE.UU.)	06:34:14	35,909	72,733	35	8,8
GEOFON (Alemania)	06:34:11,9	36,05	72,75	24	8,3
EMSC (Francia)	06:34:14,1	35,888	73,043	30	8,8
SSN (Chile)	06: 34:08	36,29	72,239	30,1	8,8*
Harvard CMT (Centroid)	06:35:14,5	35,98	73,15	23,2	$M_w = 8,8$ $M_s = 8,3$

*Tiempo origen, hipocentro y magnitud revisadas.

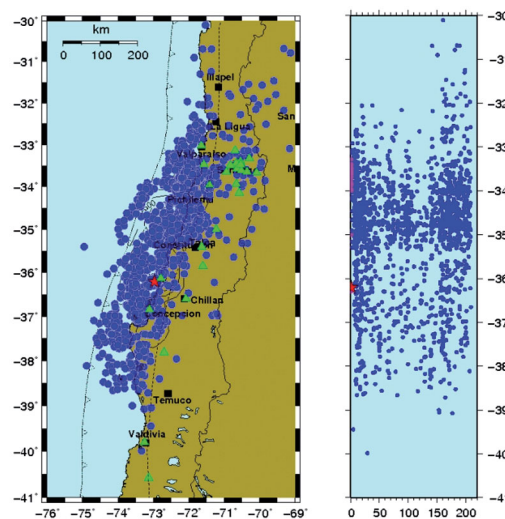


Figura 1: Epicentro (estrella de color rojo); réplicas con magnitud > 4.7 (color violeta las del primer día y azules las posteriores) y zona de ruptura asociada al terremoto del día 27 de Febrero de 2010 en la zona centro-sur de Chile. Las líneas de contorno en el panel izquierdo indican cantidad de desplazamiento en el contacto entre las placas de Nazca y Sudamericana, alcanzando valores máximos del orden de 12-14 m (según el Centro Nacional de Información de Sismos del Servicio Geológico de EEUU, NEIC). El panel derecho muestra la actividad de réplicas determinadas por el Servicio Sismológico en función del tiempo en días después del evento principal (día 1). El día 34 corresponde al 1 de Abril en tanto que el día 64 al 1 de Mayo del 2010.

Para permitir desplazamientos de este orden en el futuro, es necesaria la acumulación de energía elástica durante decenas de años, ya que la tasa de convergencia es del orden de 6,7 cm/año.

De acuerdo a lo que se observa en la figura 1, existen dos zonas de activación de la falla principal (zona de contacto entre las placas de Nazca y Sudamericana), una al norte de los 35,4°S y otra al sur. La región del norte incluye un segmento que se activa con eventos *outer-rise*, cosa que no es evidente hacia el sur. También la productividad sísmica es mucho mayor hacia el norte de los 35,4°S.

La figura 3 muestra cómo las réplicas de magnitud 4,8 o superior, se distribuyen durante los primeros dos meses después de ocurrido el terremoto, tanto en magnitud como en número de eventos por día. Nótese el gran número de réplicas con magnitud mayor que 4.7 acontecidas durante los primeros tres días de la secuencia. Durante los primeros tres meses de ocurrido el evento se han registrado

más de 283 réplicas con magnitud superior a 5.0 y 22 con magnitud igual o superior a 6.0. Se han registrado varios miles de réplicas de menor magnitud, en general no sentidas por la población. No han ocurrido a la fecha réplicas de magnitud 7.0 o superior. Datos de magnitudes proporcionados por el Centro Nacional de Información Sísmica (NEIC) del Servicio Geológico de los EE.UU. (USGS) entre otros (Cuadro 1).

Debido a problemas de energía y comunicaciones ocasionados por el terremoto, el Servicio Sismológico de la Universidad de Chile pudo realizar tareas de mantenimiento y regularizar el funcionamiento de las estaciones sismológicas dispuestas en la región solamente diez días después de ocurrido el evento principal. Estas circunstancias se reflejan en el menor número de réplicas localizadas durante la primera semana, las cuales se muestran en la figura 4. El panel superior de la misma figura muestra el umbral de detección en magnitud, en este caso es alrededor de 2.5.

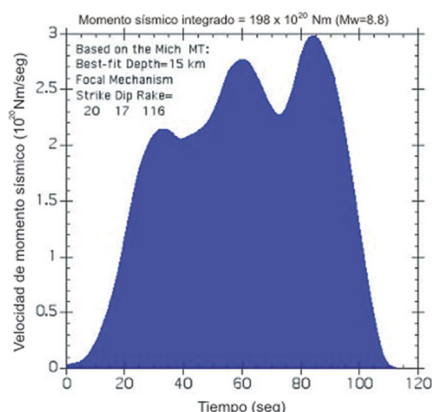


Figura 2: La tasa de liberación de momento sísmico representa una medida de cómo se liberó la energía en la falla (tres pulsos siendo el siguiente mayor que el anterior) y su duración total fue de 110 s. La función de la velocidad del momento sísmico promedio se observa en forma ortogonal al rumbo de la falla.

El número de eventos por día localizados por el SSN, que utiliza datos de la red local y que se muestra en el panel inferior, es mayor que aquel reportado por el NEIC. Esto se debe al hecho que una red local permite una mayor detectabilidad ya que los eventos sísmicos se encuentran más cercanos a las estaciones.

SITUACIÓN DE LA ZONA ALEDAÑA A PICHILEMU

El día 11 de Marzo a las 11:55 (hora local) ocurrió un sismo $M=6.9$ en las cercanías de Pichilemu. Esta réplica ha sido una de las más grandes de la secuencia registrada hasta el momento. El evento, localizado preliminarmente en coordenadas geográficas $34,301^{\circ}\text{S}$ y $72,13^{\circ}\text{O}$ a una profundidad superficial, no ocurre a lo largo del plano de contacto entre las placas de Nazca y Sudamérica, plano en que se activó la falla que originó el terremoto del 27 de Febrero, sino que se localiza al interior de la placa cabalgante, es decir, la placa Sudamericana. El sismo del 11 de Marzo, que se puede considerar como una réplica— ya que lo más probable es que no hubiese ocurrido si no se activa previamente la falla asociada al evento del 27 de Febrero— responde a un campo de es-

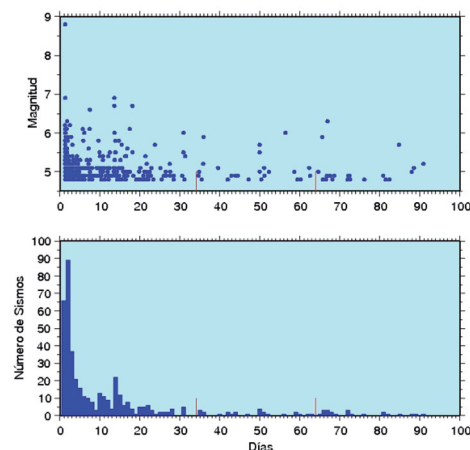


Figura 3: Distribución temporal de las réplicas en función de su magnitud (solamente aquellos eventos con magnitud superior a 4.7; panel superior) y el número de sismos por día que se han registrado hasta tres meses después de la ocurrencia del evento principal (hasta el día 27 de Mayo). Datos de magnitudes proporcionados por el Central Nacional de Información Sísmica (NEIC) del Servicio Geológico de los EE.UU. (USGS).

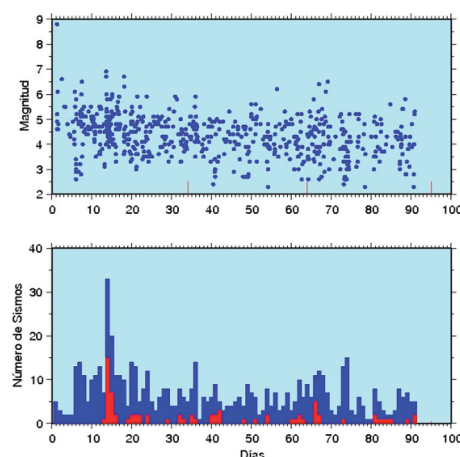


Figura 4: Distribución temporal de las réplicas sensibles en función de su magnitud a partir de los datos registrados por el Servicio Sismológico de la Universidad de Chile (barras azules). El menor número de réplicas registradas durante los primeros días después de ocurrido el terremoto, comparada con el gráfico anterior, se debe al funcionamiento parcial de las estaciones en las áreas aledañas a la zona de ruptura, situación que se regulariza al cabo de la primera semana. Las barras rojas muestran las réplicas en el sector de Pichilemu. Se puede apreciar que el umbral de detección de sismos con magnitudes de hasta 2.1 es posible con la red local. La red local permite reportar todos aquellos eventos sensibles en la región afectada por el terremoto; esto no es posible si se cuenta solamente con información a partir de una red global.

fuerzos de tipo extensional, produciendo una falla de tipo normal (similar a un bloque de la falla que cae por gravedad, Fig. 5)

La figura 6 muestra la ubicación de los eventos superficiales junto a la orientación de los ejes a lo largo de los cuales este fallamiento habría ocurrido, se trata de un plano orientado aproximadamente en dirección $N35^{\circ}\text{O}$, es decir una falla del orden de 40 km de longitud por unos 20 km de ancho con un desplazamiento del orden de 1 a 1,5 m, lo que corresponde a un momento sísmico del orden de $2,5 \times 10^{26}$ dina-cm, (Papazachos *et al.* 2004) Aunque esta falla activada es ciega, es decir, no existe evidencia en la superficie, el mapa geológico producido por el Servicio Nacional de Geología y Minería muestra en esta zona varias fallas con una orientación muy similar a aquella mostrada

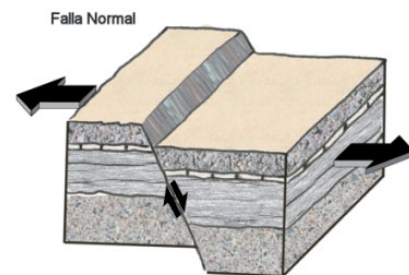


Figura 5: Esquema de una falla normal en un ambiente de extensión, de modo que un bloque se desliza (“cae”) por la acción de la gravedad. Las flechas horizontales indican extensión.

por el mecanismo focal —y también con la orientación de la zona de réplicas— desde el NO hacia el SE.

ACELERACIONES

El Servicio Sismológico cuenta con un va-

riado número de instrumentos para registrar las aceleraciones producidas por los eventos sísmicos acaecidos en el país. Para este terremoto, las aceleraciones preliminares (sin corrección) registradas se resumen en el cuadro 2.

También la Red de Acelerógrafos del Departamento de Ingeniería Civil de la Universidad de Chile (www.renadic.cl) ha reportado hasta Agosto valores extremos (sin corrección) de aceleraciones máximas horizontales y verticales, en el cuadro 3, cuando el azimuth es de 0°, la componente longitudinal significa norte-sur en la componente transversal significa este-oeste.

ANTECEDENTES

El contexto geodinámico de Sudamérica se representa adecuadamente en la figura 7. La velocidad de convergencias entre las placas de Nazca y Sudamericana frente a Chile varía entre 6,5 a 7 cm/año. Estas velocidades han sido determinadas con precisión geodésica mediante observaciones de GPS (Sistema de posicionamiento global) en las islas ubicadas sobre la placa de Nazca y sitios estables en Sudamérica, principalmente en localidades cerca de la costa Atlántica en Argentina y Brasil. Dicha convergencia es responsable de la ocurrencia de los grandes terre-

CUADRO 2: Aceleraciones observadas por la Red Sismológica Nacional*.

Localidad	Aceleración Máx. Horizontal NS	Aceleración Máx. Horizontal EW	Aceleración Máx. Vertical
Colegio San Pedro, Concepción	0,65 g	0,61 g	0,58 g
Cerro Calán, Santiago	0,20 g	0,23 g	0,11 g
Campus Antumapu, Santiago	0,23 g	0,27 g	0,17 g
Cerro El Roble	0,19 g	0,13 g	0,11 g
Melipilla	0,57 g	0,78 g	0,39 g
Olmué	0,35 g	0,25 g	0,15 g
Casablanca	0,29 g	0,33 g	0,23 g

*) Los registros digitales de aceleración generados como consecuencia del evento del 27 de Febrero se encuentran accesibles en este mismo portal www.sismologia.cl

CUADRO 3: Aceleraciones reportadas por RENADIC.

Localidad	Azimuth (°)	Aceleración Máx. Longitudinal	Aceleración Máx. Vertical	Aceleración Máx. Transversal
Copiapó (III Región)	0	0,030	0,008	0,016
Vallenar (III Región)	0	0,020	0,010	0,019
Papudo	60	0,295	0,155	0,421
Viña del Mar (Marga-marga)	0	0,351	0,261	0,388
Viña del Mar (Centro)	0	0,219	0,186	0,334
Valparaíso (UTSFM)	180	0,224	0,146	0,266
Valparaíso (Almendral)	310	0,137	0,080	0,304
Llolleo	340	0,319	0,702	0,564
Depto. Ing. Civil, U. de Chile	0	0,165	0,138	0,163
Santiago (Centro)	270	0,218	0,182	0,309
CRS Maipú, R,M,	0	0,561	0,240	0,478
Santiago, Peñalolén	0	0,295	0,280	0,293
Santiago, Puente Alto	0	0,265	0,130	0,263
Santiago, La Florida	0	0,236	0,130	0,165
Matanzas (VI Región)	0	0,342	0,234	0,308
Hualañé (VII Región)	0	0,389	0,390	0,461
Curicó (VII Región)	150	0,470	0,198	0,409
Talca (VII Región)	0	0,477	0,244	0,424
Constitución (VII Región)	0	0,552	0,352	0,640
Concepción (VIII Región)	60	0,402	0,398	0,284
Angol (VIII Región)	0	0,928	0,281	0,661
Hospital de Valdivia	0	0,092	0,051	0,138

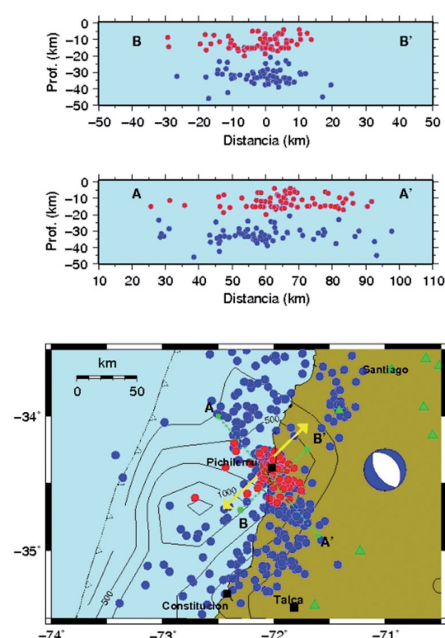


Figura 6: Ubicación de la actividad sísmica en la zona aledaña a Pichilemu (epicentros color rojo). De acuerdo al mecanismo focal (círculo con sectores blanco y azul) esta falla tendría una orientación N147°E, con un manto de 53° hacia el SO y un ángulo de deslizamiento de 88° (Solución entregada por *Harvard Moment Tensor Project* y la solución InSAR proporcionada por T. Ozawa y M. Simons, comunicación escrita), falla que responde al campo tensional indicado por la flecha amarillas. Los perfiles muestran que esta sismicidad se localiza en dos niveles de profundidad, superficiales (profundidades focales < 20 km, representados por color rojo) en el interior de la placa Sudamericana y aquellos que se ubican en el contacto entre las placas de Nazca y Sudamérica, a profundidades > 30 km, círculos de color azul.

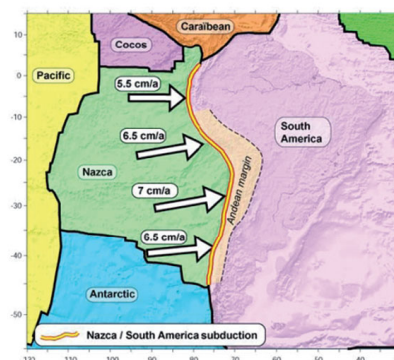


Figura 7: Contexto tectónico de la convergencia entre las placas de Nazca y Sudamericana (Vigny 2003).

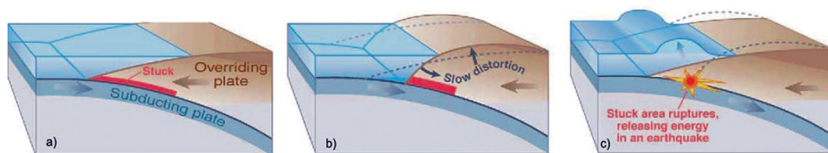


Figura 8: Esquema que muestra la preparación y ruptura de la zona de contacto entre las placas de Nazca (subductante) y Sudamericana (cabalgante). En la zona de contacto, mostrada por la línea roja en las figuras (a) y (b), ambas placas no permiten el desplazamiento regular y permanente de manera que ambas placas se deforman, especialmente la cabalgante, dando origen a un sismo una vez que la energía elástica no puede seguir acumulándose.



Figura 9: a) Levantamiento en Punta Lavapié (Península de Arauco); b) El alga coralina *Lithothamnium* sp. al quedar fuera del ambiente que le permite su sobrevivencia en el intermareal, pierde su coloración quedando blanca de modo que se transforma en un extraordinario marcador natural de alzamiento costero (fotografías de S. Barrientos, 18 de Abril, 2010).

mentos de subducción en Chile. Hacia el sur de la placa de Nazca (Península de Taitao, donde se encuentra el punto tri-

ple), es la placa Antártica la que penetra bajo la placa Sudamericana. Si se mide la distancia entre alguna isla

ubicada en la placa de Nazca, como Isla de Pascua, Isla Juan Fernández o Isla San Félix, en relación a un lugar en la zona estable del continente tal como Buenos Aires o algún lugar de Brasil, ésta disminuirá con el paso del tiempo a razón de la tasa de convergencia, es decir unos 6,5 a 7 cm cada año. Sin embargo, en la región de contacto entre ambas placas (Nazca y Sudamérica) no existe desplazamiento relativo, ambas placas se encuentran trabadas (Fig. 8). Como la convergencia sigue su curso, a una tasa regular y constante, las placas comienzan a deformarse elásticamente en las cercanías de la zona de contacto tal como lo muestra la figura 8. La deformación elástica de ambas placas continúa acumulándose hasta llegar a su límite activándose la falla en el contacto y generándose el terremoto, lo que permite que finalmente la placa de Nazca penetre bajo la placa Sudamericana recuperando parte de su posición previa al inicio del actual ciclo sísmico, es decir se mueva violentamente en un par de minutos hacia el oeste a lo largo de la zona de contacto con desplazamientos del orden de 10 a 12 m. Puntualmente estos valores de desplazamiento pueden ser aún mayores.

DEFORMACIÓN DE LA CORTEZA

Se han reportado desplazamientos verticales y horizontales de la costa y puntos de GPS al interior del continente. Levantamientos del orden de 1,9 m a 2,0 m se han estimado para Punta Lavapié (véase Fig. 9); también se han reportado levantamientos de 1,1 m inmediatamente al sur de Concepción (Bataille, comunicación verbal). Vargas *et al.* (2010) y Fariás *et al.* (2010), basados en observaciones de algas coralinas (*Lithothamnium* sp.) muestran evidencias de alzamientos del orden de 2 m (en la Península de Arauco) y hundimientos en la costa de los 34,13°S hasta los 38,34°S.

Desde la perspectiva GPS, se ha publicado el siguiente mapa (véase Fig. 10). (http://www.unavco.org/research_science/sci

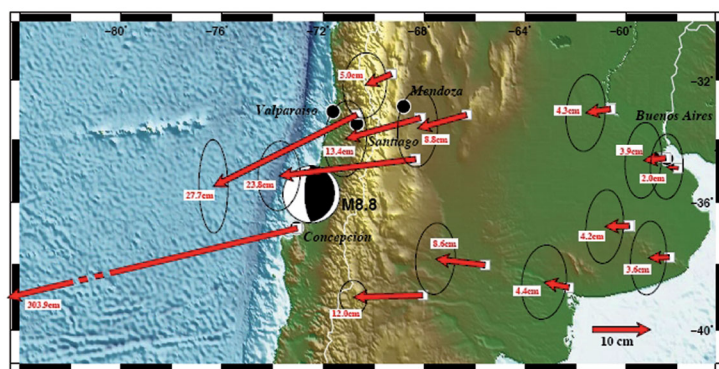


Figura 10: Desplazamientos co-sísmicos observados como resultado de la activación de la falla en el contacto entre las placas de Nazca y Sudamericana. El máximo desplazamiento horizontal en esta figura alcanza a 3,7 m en la ciudad de Concepción (Proyecto CAP, M. Bevis y colaboradores). Para la ciudad de Constitución, C. Vigny (comunicación personal) reporta al menos 4,7 m de desplazamiento horizontal.

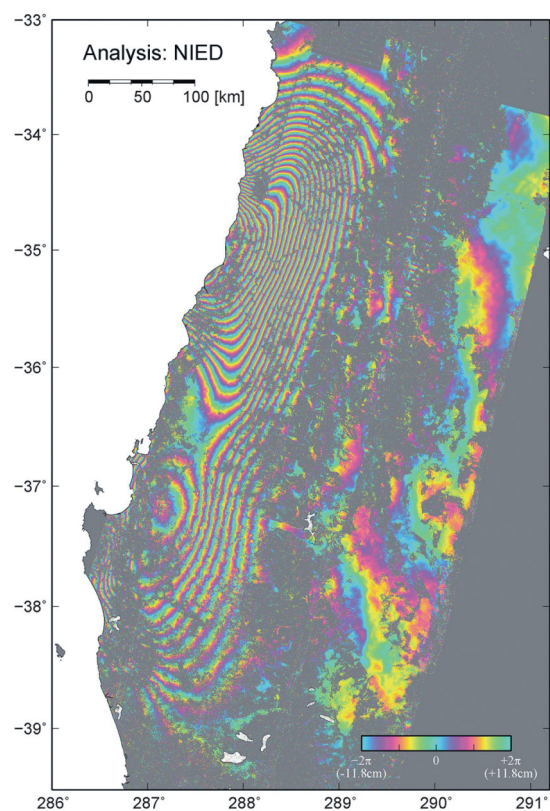


Figura 11: Interferograma que revela la deformación (principalmente vertical) de la corteza asociada a la falla que se activó el 27 de Febrero de 2010. Cada franja –paso al mismo color– indica una diferencia de 11,8 cm a lo largo de la línea de vista entre el satélite y el terreno. Dos zonas principales de deformación –una ubicada un poco al sur de Concepción y la otra ubicada mar afuera frente a Constitución– son responsables de la deformación observada. Una tercera región de liberación de energía, aunque no tan significativa como las anteriores, se ubica costa afuera a la latitud de 36,5°S. PALSAR (*Interferometry Consortium to Study our Evolving Land Surface*) Scansar interferometry, Path 422, Master: 10/04/2008, Slave: 1/03/2010; PALSAR level 1.0 data are share among pixel and provided from JAXA under a cooperative research contract with ERI University, Tokio; the ownership of PALSAR data belong to METI (Ministry of Economy, Trade and Industry) and JAXA.

ence_highlights/2010/M8.8-Chile.html) con diferencia de posición de algunos puntos medidos con anterioridad y posterioridad al terremoto, principalmente aportado por el Proyecto CAP (un consorcio de instituciones y universidades liderado por M. Bevis, Universidad de Ohio).

Desde la ocurrencia del terremoto y hasta el 9 de Marzo posterior, se han registrado alrededor de 50 cm de despla-

miento post-sísmico en la ciudad de Concepción, de acuerdo a la información publicada en la página http://www.unavco.org/research_science/science_highlights/2010/M8.8-Chile.html

Todos estos desplazamientos, incluyendo el alzamiento de la costa (Fig. 13), son generalmente consistentes con la ruptura a lo largo del contacto entre ambas placas. Otro elemento importantísimo, que se ha sumado al sistema GPS para determinar

cambios topográficos en la zona directamente afectada por el terremoto, ha sido el advenimiento de la tecnología de interferometría de radar (InSAR). Esta tecnología se basa en la determinación de la intensidad y fase de las señales radáricas reflejadas en la superficie de la Tierra. La intensidad conlleva información sobre el tipo de material sobre el cual la señal se refleja y cambios en la fase revelan posibles cambios de distancia en la trayectoria de la señal. Los cambios de elevación del terreno producen diferencias en la fase recepcionada de modo que al adquirir imágenes en la banda de ondas de radar en ocasiones diferentes, se logra establecer los cambios que se han producido a lo largo de la línea de vista entre el terreno y el satélite. Diferentes dispositivos alojados en el satélite utilizan diferente longitudes de onda de modo que cada franja coloreada (paso de un color al mismo, luego de transitar por todo el espectro) representa un cambio en distancia de una longitud de onda, la cual puede tomar valores de 11,8 cm, como es el caso de la figura 11, u otros. La figura 11 fue preparada por T. Ozawa, del *National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention* (NIED) ubicado en Tsukuba, Japón.

La imagen en la banda de ondas de radar (Fig. 11) muestra principalmente la concentración de contornos que en su mayor parte corresponden a subsidencia o hundimiento a lo largo de dos zonas: a) una zona frente a Constitución, que es de mayor amplitud en la fuente dada la concentración de curvas de nivel y, b) otra que se encuentra ubicada en la latitud del Golfo de Arauco. Son éstas las zonas donde se ha concentrado la liberación de energía durante este terremoto

REGISTRO DEL MAREMOTO

En los últimos 150 años Chile ha sido expuesto a los efectos de varios tsunamis significativos. El sector norte de Chile, en particular la ciudad de Arica fue destruida por dos grandes terremotos y mare-

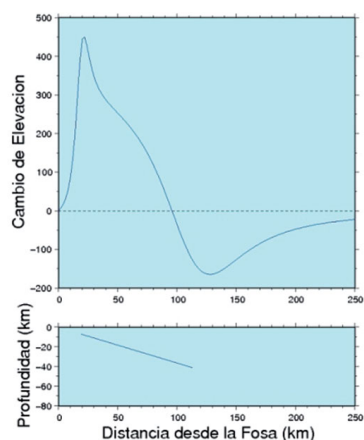


Figura 12: Cambio vertical en mm (panel superior) producido por una dislocación -de 1 m- que se extiende en profundidad a lo largo de la zona de acoplamiento (panel inferior). La fosa se encuentra en el origen (0 km) y la posición de la costa varía entre unos 90 a unos 140 km. El maremoto generado por esta deformación se extendió rápidamente alcanzando las costas de Chile unos pocos minutos más tarde. Los tiempos de arribo a cada una de las estaciones mareográficas se muestran en la figura 14.

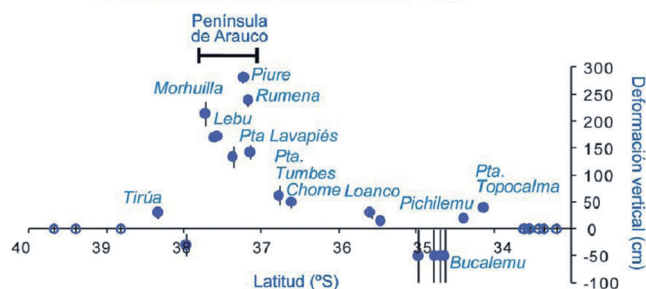


Figura 13: Levantamiento y hundimiento de la costa asociados al terremoto del 27 de Febrero (Vargas *et al.* 2010). Los levantamientos más significativos ocurren en la Península de Arauco, lugar que se encuentra más cercano a la fosa.

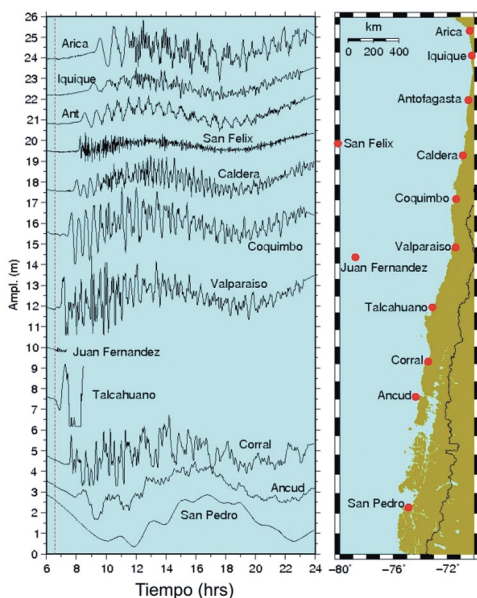


Figura 14: Registro del maremoto en 12 estaciones mareográficas a lo largo de la costa de Chile (círculos rojos en panel derecho). Cada traza (variación del nivel en función del tiempo en horas) en el panel izquierdo se encuentra ordenada de norte a sur de acuerdo a la posición del mareógrafo. La línea roja segmentada vertical indica el tiempo origen del terremoto. Los registros de mareas se extienden por más de 17 horas, en los cuales se puede apreciar el efecto de las mareas. La mayor parte de las estaciones mareográficas cercanas al epicentro muestra que el sismo se produce en los momentos en que la marea se encuentra descendiendo de manera que las oscilaciones -producto del mecanismo de generación del maremoto y de la respuesta de la bahía específica dada su batimetría- se superponen causando la ingresión máxima del mar en tierra varias horas más tarde, como se aprecia en Valparaíso cerca de 2 horas y media y 4 horas y media en Coquimbo después de haberse producido el terremoto.

motos en 1868 (sur de Perú) y 1877 (norte de Chile); aparentemente estos terremotos muestran magnitud equivalente al evento recientemente ocurrido el 27 de Febrero último. Otros maremotos significativos ocurridos durante el siglo pasado han sido aquellos de Noviembre de

1922 en las costas de la III Región (Caldera y efectos en Coquimbo; Willis 1929) y el de Mayo de 1960 (Plafker y Savage 1970, Plafker 1972), afectando la costa entre las penínsulas de Arauco por el norte y de Taitao por el sur, en una extensión del orden de 1.000 km aproximada-

mente.

Tres son las variables que determinan la altura de la ingresión del mar en la costa debido a un tsunami producido por un terremoto: a) tamaño de la perturbación inicial, que depende de la ubicación espacial, y amplitud del desplazamiento en la falla que genera el terremoto (Fig. 12); b) batimetría por el lugar donde se propaga la perturbación, entre sitio de generación y la costa; y c) batimetría y topografía de las regiones cercanas a la costa. En el caso de los terremotos en la zona de subducción, el mecanismo de generación se puede modelar adecuadamente, al igual que la propagación a partir de la fuente. Lo más complejo hasta el momento es estimar las amplitudes de la altura de la ingresión debido a las condiciones locales de batimetría y topografía en las cercanías de la costa; para estimaciones de este último aspecto, incluso se han propuesto soluciones probabilísticas (Ward 2010).

Existen innumerables ejemplos de levantamientos y subsidencia de la costa de Chile asociados a la ocurrencia de terremotos, quizá el más espectacular es aquel asociado al terremoto de 1960 en el sur, que produjo levantamientos entre 4 y 6 m en las islas Guafo y Guambin y hundimientos del orden de 2 m en la ciudad de Valdivia (Plafker y Savage 1970).

El cambio de elevación del fondo oceánico es la función de perturbación de la columna de agua por sobre éste. Como el desplazamiento en la falla no es uniforme, tampoco lo es la función de perturbación. Como se puede apreciar en la figura 11, la mayor deformación se observa frente a las costas de Constitución y unos 50 km hacia el norte. Sin embargo, la ruptura se extiende mucho más allá de este sector.

La línea segmentada de color rojo en la figura 14 indica la hora de ocurrencia del terremoto, es decir, el momento en el cual se inició la deformación que demoró unos 2 minutos en extenderse a toda la región de ruptura, de modo que el proceso de generación del maremoto (o tsunami) es prácticamente instantáneo. Como es de

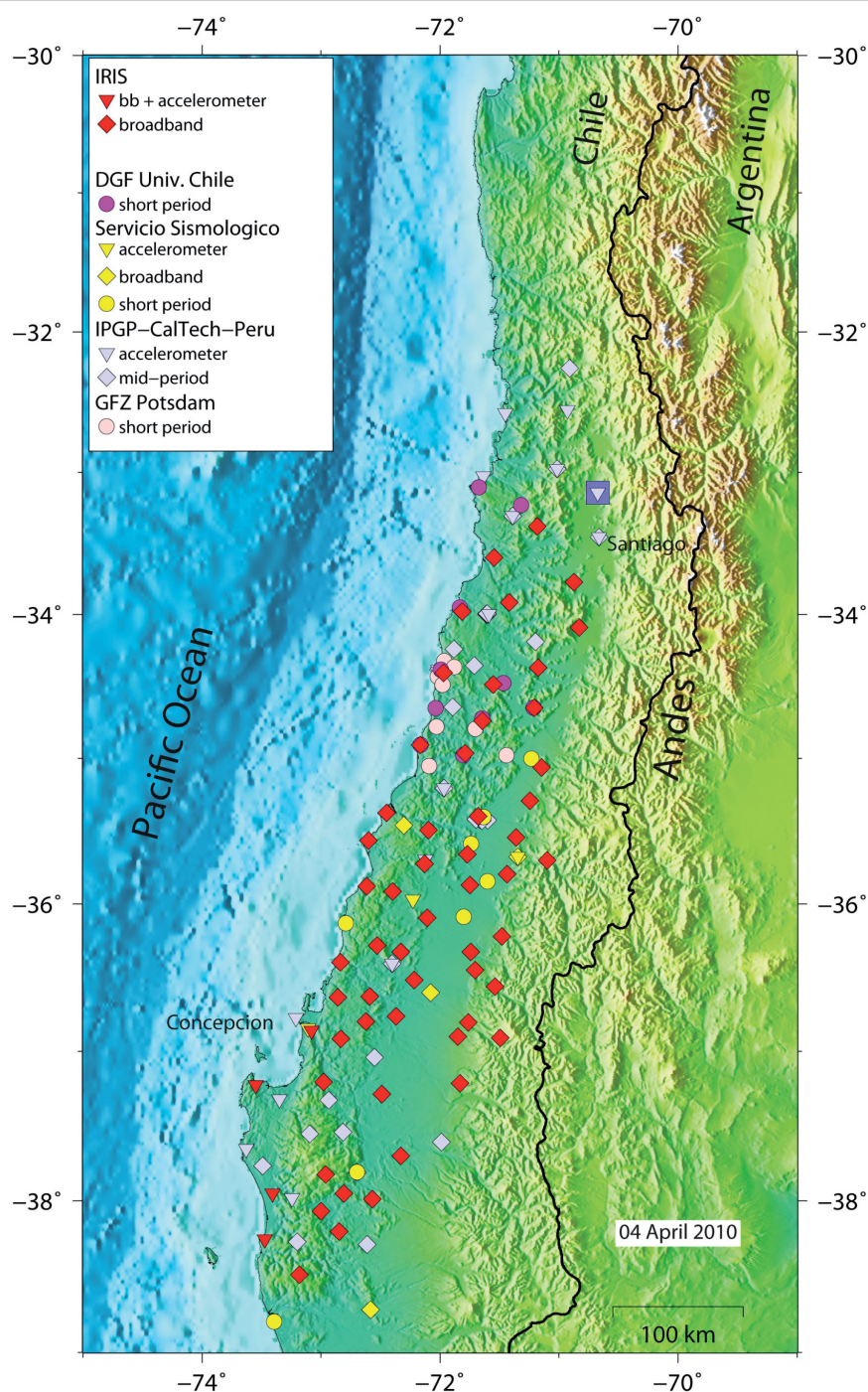


Figura 15: Ubicación de las estaciones sísmológicas establecidas en la región después del terremoto del 27 de febrero. Instituciones de Alemania, Gran Bretaña, Francia y Estados Unidos han colaborado con equipo sísmológico el cual ha sido instalado en la zona.

esperar, la llegada de la primera perturbación arriba a la costa unos pocos minutos después de iniciada la ruptura. En el caso de Talcahuano la primera llegada se manifiesta como un retroceso de las aguas, luego un ingreso de casi 2 m continuan-

do con un retiro del mar que deja el mareógrafo fuera de rango para posteriormente ser destruido por el segundo ingreso del agua. En la isla Juan Fernandez, la destrucción del mareógrafo ocurre con el arribo de la primera perturbación. El re-

gistro en esta estación muestra una fuerte señal precursora al arribo del maremoto, la que corresponde a la perturbación producida por el arribo de las ondas internas y superficiales producidas por el terremoto, y en mayor parte como resultado de las condiciones favorables para la transmisión de la fase "T", que corresponde a energía que se transmite en el océano principalmente en el canal SOFAR (*Sound Fixing And Ranging channel*, canal de baja velocidad muy eficiente para transmitir señales acústicas).

Los registros de mareas se extienden por más de 17 horas, en los cuales se puede apreciar el efecto de las mismas. La mayor parte de las estaciones mareográficas cercanas al epicentro muestra que el sismo se produce en los momentos en que la marea se encuentra descendiendo de manera que las oscilaciones—producto del mecanismo de generación del maremoto y de la respuesta de la bahía específica dada su batimetría— se superponen causando la ingresión máxima del mar en tierra varias horas más tarde, como se aprecia en Valparaíso cerca de 2 horas y media y 4 horas y media en Coquimbo después de haberse producido el terremoto.

ESTUDIOS POST-TERREMOTO

El Servicio Sismológico conjuntamente con académicos del Departamento de Geofísica de la Universidad de Chile se encuentra desplegando una red de observación post-terremoto conjuntamente con varias instituciones internacionales: el *GeoForschung Zentrum de Potsdam* (GFZ), Alemania, el Instituto de Física del Globo de París (IPGP), la Escuela Normal Superior (ENS), *Incorporated Research Institutions for Seismology* (IRIS), *United States Geological Survey* (USGS), *California Institute of Technology*, *Liverpool University*, *Cambridge University*, entre otros.

Este esfuerzo multinacional ha permitido establecer cerca de 140 estaciones sísmológicas (Fig. 12) a lo largo de la zona de ruptura con el objeto de estudiar las ré-

plicas que han ocurrido y seguirán ocurriendo en esta zona.

Estos datos permitirán conocer de mejor manera los procesos físicos involucrados en la subducción de la placa oceánica de Nazca bajo la continental de Sudamérica, caracterizar la distribución de esfuerzos y deformación y los terremotos asociados, mejorando de esta manera nuestro conocimiento sobre zonas sísmicas, modelos de peligro sísmico y, por consecuencia, normas de diseño sísmo-resistente.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Barrientos, S. 1988. Slip distribution of the 1985 Central Chile earthquake. *Tectonophysics*, 145: 225-241.
- Barrientos S. E. y Ward, S.N. 1990. The 1960 earthquake: Inversion from slip distribution from surface deformation, *Geophysical Journal International* 103: 589-598.
- Barrientos S.E., Plafker, G. y Lorca, E. 1992. Post-seismic coastal uplift in southern Chile. *Geophysical Research Letters* 19: 710-704.
- Beck, S.L., Barrientos, S., Kausel, E. y Reyes, M. 1998. Source characteristics of historic earthquakes along the central Chile subduction zone. *Journal of South American Earth Sciences* 11: 115-129.
- Brooks, B.A., Bevis, M., Smalley, R., Kendrick, E., Manceda, R., Lauria, E., Maturana R. y Araujo, M. 2003. Crustal motion in the Southern Andes (26°–36°S): Do the Andes behave like a microplate? *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* G3 4(10), doi:10.1029/2003GC000505.
- Díaz Naveas, J. 1992. Estudio de Fuentes de Tsunamis y de Terremotos: Aplicación en el Norte de Chile y Sur de Perú. Tesis para optar el título profesional de Oceanógrafo. Escuela de Ciencias del Mar, Facultad de Recursos naturales, Universidad Católica de Valparaíso, (inédita), 299 p., Valparaíso.
- Kanamori, H. y Cipar, J. 1974. Focal process of the great Chilean earthquake May 22, 1960. *Physics of Earth and Planetary Interiors* 9: 128-136.
- Kelleher, J. 1972. Rupture zones of large South American earthquakes and some predictions, *Journal of Geophysical Research* 77: 2087-2103.
- Lomnitz, C. 1970. Major Earthquakes and Tsunamis in Chile During the Period 1535 to 1953, *Geologische Rundschau* 59: 938-960.
- Lomnitz, C. 2004. Major earthquakes of Chile: A historical survey, 1535-1960. *Seismological Research Letters* 75: 368-378.
- Montessus de Ballore, F. 1911-1916. *Historia Sísmica de los Andes Meridionales al sur del paralelo XVI*. Imprenta Cervantes Barcelona, 345 p., Santiago.
- Ortlieb, L., Barrientos, S. y Guzman, N. 1996. Coastal uplift and coralline algae record in northern Chile: the 1995 Antofagasta earthquake case. *Quaternary Science Review* 15: 949-960.
- Papazachos B.C., Scordilis, E.M., Panagiotopoulos, D.G., Papazachos, C.B. y Karakaisis, G.F. 2004. Global relations between seismic fault parameters and moment magnitude of earthquakes, *Bulletin of the Geological Society of Greece* 34, *Proceedings 10th International Congress, Thessaloniki*.
- Plafker, G. 1972. Alaskan earthquake of 1964 and Chilean earthquakes of May 21 and 22, 1960: Implications for arc tectonics, *Journal of Geophysical Research* 77: 901-925.
- Plafker, G. y Savage, J.C. 1970. Mechanism of the Chilean earthquakes of May 21 and 22, 1960. *Geological Society of America, Bulletin* 81: 1001-1030.
- Soloviev, S. L. y Go, Ch.N. 1984. Catalogue of Tsunamis in the Eastern Shore of the Pacific Ocean. Canadian translation of Fisheries and Aquatic Sciences N 5078, 293 p., Ontario.
- Ward, S.N. 2010. Tsunamis, *Encyclopedia of Solid Earth Geophysics*, Springer Press.
- Willis, B. 1929. Studies in comparative seismology: Earthquake conditions in Chile. Carnegie Institution of Washington, Publication N 382, 178 p., Washington.

Recibido: 8 de junio, 2010

Aceptado: 10 de noviembre, 2010