

Cambios geomorfológicos ocasionados por el evento sísmico del 27 de febrero 2010 en el centro-sur de Chile

Geomorphologic changes caused by the 27 February 2010 seismic event in the centre-south of Chile

Fecha de entrega: 28 de septiembre 2010

Fecha de aceptación: 17 de noviembre 2010

Jorge Quezada¹, Edilia Jaque², Arturo Belmonte³, Alfonso Fernández², Daniela Vásquez² y Carolina Martínez²

¹Departamento de Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias Químicas, Universidad de Concepción, Casilla 160-C, Concepción, Chile, jquezad@udec.cl

²Departamento de Geografía, Facultad de Arquitectura, Urbanismo y Geografía, Universidad de Concepción, Casilla 160-C, Concepción, Chile, edjaque@udec.cl, alfernandez@udec.cl, carolmartinez@udec.cl

³Departamento de Geofísica, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Concepción, Casilla 160-C, Concepción, Chile, abelmonte@dgeo.udec.cl

El terremoto de Maule de magnitud momento $M_w = 8.8$ del 27 de Febrero del 2010 corresponde a un terremoto de subducción en la zona de contacto entre la placa de Nazca y la placa Sudamericana. La zona de ruptura comprendió entre los paralelos de latitud sur 33°S y $38,6^\circ\text{S}$ con un movimiento de las placas cercano a 10 m. El terremoto está compuesto por dos asperezas que definen dos segmentos de ruptura. El segmento sur se rompió primero de norte a sur entre las latitudes $35,8^\circ\text{S}$ y $38,6^\circ\text{S}$, mientras que el segmento norte lo fue aproximadamente un minuto más tarde de sur a norte entre los paralelos $35,5^\circ\text{S}$ y 33°S . Este sismo llenó una brecha sísmica definida aproximadamente entre las latitudes 34°S y 37°S . La longitud de ruptura fue mucho mayor a lo esperado indicando la gran energía acumulada e incluyó segmentos afectados por terremotos recientes. Se generaron dos tsunamis cada uno asociado a los segmentos de ruptura. El patrón de movimientos cosísmicos verticales sigue la tendencia de los terremotos de subducción con alzamiento cerca de la fosa y hundimiento hacia el interior. La distancia entre la fosa y la zona donde se localiza la transición entre alzamiento y subsidencia es mayor en el segmento sur que en el segmento norte, indicando que la aspereza del segmento norte es más superficial que la del segmento sur. Una falla cortical se reactivó en la zona de Pichilemu ($34,19^\circ\text{S}$) donde el 11 de marzo 2010 se produjo un nuevo terremoto que ha presentado numerosas réplicas, separadas claramente de las del evento principal.

The 27th February 2010 moment magnitude $M_w = 8.8$ Maule earthquake was a subduction earthquake in the border between the Nazca and South American plates. The rupture zone was between latitudes 33°S and $38,6^\circ\text{S}$ with plate movements close to 10 m. The earthquake is divided in two segments each one associated with one asperity. The southern segment broke first from north to south between latitudes $35,8^\circ\text{S}$ and $38,6^\circ\text{S}$ and the northern segment broke approximately one minute later from south to north between latitudes $35,5^\circ\text{S}$ and 33°S . This earthquake filled a seismic gap between latitudes 34°S and 37°S . The rupture length was much bigger than expected indicating the great energy accumulated and included segments affected by recent earthquakes. Two tsunamis were generated each one corresponding to the rupture segments. The co-seismic vertical movements are typical for subduction earthquakes with uplift close to the trench and subsidence towards the inland. The distance between the trench and the transition zone between uplift and subsidence is bigger in the southern segment than in the northern one, evidencing the shallower position of the northern asperity. A crustal fault was reactivated in Pichilemu ($34,19^\circ\text{S}$) generating another earthquake in March 11th 2010 with many aftershocks, clearly separated from the main shock.

Keywords: Nazca plate, subduction, rupture zone, seismic gap, uplift, subsidence

Palabras clave: placa de Nazca, subducción, zona de ruptura, brecha sísmica, alzamiento, subsidencia

Antecedentes y características de ruptura del terremoto

En la madrugada del 27 de febrero 2010, a las 3:34 am hora local, se produjo un terremoto de magnitud

momento $M_w = 8.8$ que afectó la zona centro-sur de Chile. La mayor intensidad se produjo en las regiones de Maule y Bío Bío y por ello se conoce como

“Terremoto de Maule”. El área de ruptura comprendió entre la ciudad de Valparaíso (33°S) y el sur de la Isla Mocha (38,6°S), con una extensión superior a 610 km. Según el NEIC (National Earthquake Information Center, dependiente del Servicio Geológico de Estados Unidos, USGS), el hipocentro se localizó en la latitud 35,85°S, longitud 72,72°W y a 35 km de profundidad. Mientras que el DGF (Servicio Sismológico de la Universidad de Chile dependiente del Departamento de Geofísica) localizó el hipocentro en la latitud 36,21°S, longitud 72,96°W y a 47 km de profundidad (ver Figura 1). El mecanismo focal de este sismo es de tipo inverso, es decir, corresponde a un terremoto de subducción producto del hundimiento de la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana. El NEIC determinó un rumbo para el plano de falla de N14°E y un manteo de 19°E. Resultados preliminares indican un desplazamiento cercano a los 10 m en el contacto interplaca (Sladen *et al.*, 2010; Vigny *et al.*, 2010; Madariaga *et al.*, 2010; Comte y Beck, 2010). Además la ruptura se puede subdividir en dos segmentos: un segmento norte entre Valparaíso y Constitución (33°S a 35,5°S) y un segmento sur entre Chanco y el sur de la Isla Mocha (35,8°S a 38,6°S). La ruptura comenzó en el borde norte del segmento sur y se propagó hacia el sur. Aproximadamente un minuto más tarde, comenzó la ruptura del segmento norte que se inició en Constitución y se propagó al norte hasta Valparaíso (Figura 1). De este modo el terremoto puede subdividirse en dos subterremotos de 300 km de longitud de ruptura cada uno. Las evidencias de un terremoto “doble” se basan en la inversión de ondas sísmicas y la diferencia en el tiempo de inicio del desplazamiento cosísmico detectado mediante equipos GPS. Por otra parte, mediciones de Interferometría de Radar o INSAR evidencian también los dos segmentos de ruptura (ver GEO 2010). Esta técnica es muy precisa en la determinación de los movimientos cosísmicos verticales y se basa en la repetición de mediciones de distancia efectuadas entre un satélite y la superficie terrestre antes y después del terremoto. Estas observaciones muestran un patrón de alzamiento en la zona litoral cercana a la fosa como la Península de Arauco y subsidencia hacia el interior en dirección a la Cordillera de Los Andes, variaciones verticales que son características para un terremoto de subducción. Sin embargo, estos interferogramas muestran una deformación difusa entre Constitución y la desembocadura del río Itata que corresponden a la zona epicentral y de frontera entre ambos segmentos de ruptura.

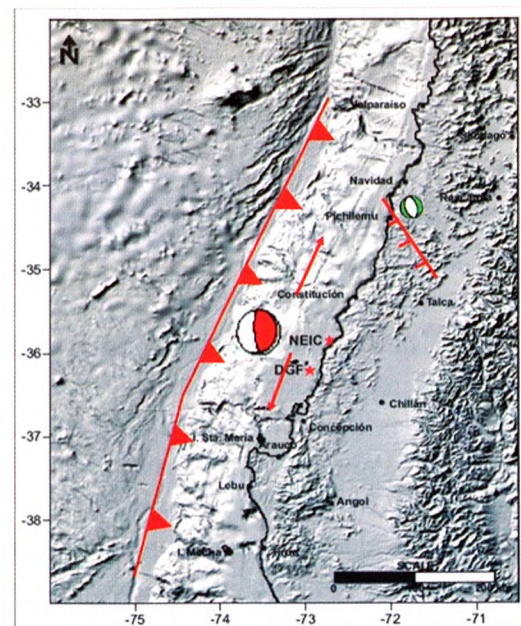


Figura 1: Extensión del área de ruptura terremoto 27 febrero 2010, se indica el epicentro con una estrella según NEIC y DGF. Las flechas rojas apuntando hacia abajo y arriba indican propagación de la ruptura en los dos segmentos y la longitud total de la ruptura es representada en línea roja con triángulos correspondiente a la falla inversa (plano Wadatti-Benioff cuya traza está en la fosa). También se muestra epicentro y falla normal cortical del terremoto de Pichilemu del 11 de marzo de 2010.

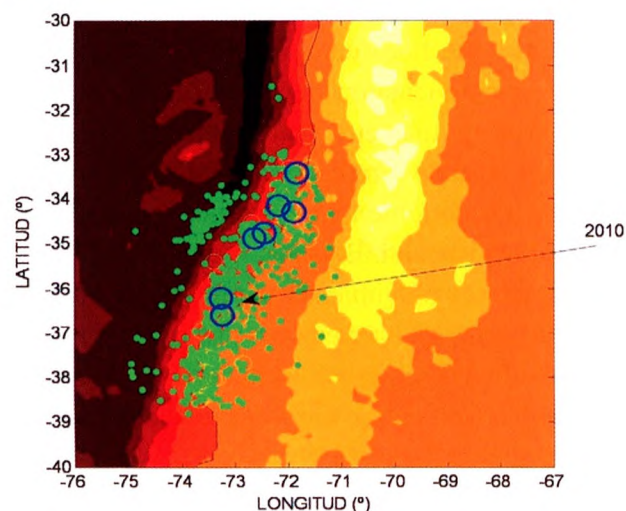


Figura 2: Réplicas durante los primeros 3 días post-sismo, en círculos verdes réplicas menores a 5.3, en círculos amarillos réplicas con magnitud entre 5.3 y 6.3, mientras que en círculo azul, réplicas con magnitud mayor a 6.3. La distribución de las réplicas muestra la longitud de la zona de ruptura entre las latitudes 33°S y 38,6°S y entre las longitudes 75°W y 71°W, se indica con flecha el epicentro principal.

Después del terremoto del 27 de febrero, ocurrieron varias réplicas a lo largo de toda el área de ruptura, con magnitudes hasta 6.9 concentradas principalmente en el segmento sur y en el segmento norte se concentran en Constitución (Figura 2). En la mañana del 11 de marzo 2010 a las 11:39 am, se generó un nuevo sismo en

Pichilemu (34,19°S / 71,95°W) a 10 km de profundidad de magnitud Richter $M = 6.9$ seguido minutos después por varias réplicas, la mayor $M = 6.7$ que han continuado en esa zona por lo menos después de siete meses. Este sismo no puede considerarse una réplica propiamente tal del terremoto del 27 de febrero ya que su mecanismo focal es normal, totalmente opuesto al generado por terremotos de subducción, ha tenido sus propias réplicas y su baja profundidad, indica que se trató de una ruptura cortical. La orientación aproximada del plano de ruptura es NW-SE; los planos nodales determinados por el NEIC son: N23°W/37°SE y N54°W/57°SW (ver Figura 1).

El terremoto del 27 de febrero generó un tsunami destructor en toda la zona centro-sur de Chile y con efectos visibles entre Coquimbo y Corral, propagándose además por el Océano Pacífico con efectos visibles aunque no destructores en Islas Galápagos, México, Hawaii, Nueva Zelanda y Japón. En el litoral de Chile, la zona más afectada comprendió el litoral de las regiones del Maule y Bío Bío y las ciudades y localidades más dañadas fueron Talcahuano, Constitución, Dichato, Tubul y Llico. Otras localidades con daños significativos fueron Tirúa, Coliumo, Vegas del Itata, Chanco e Iloca entre otras muchas localidades costeras que experimentaron algún daño. Bloques de rocas de hasta 1.5 m de diámetro fueron transportados por el tsunami hasta más de 3 m de altura respecto al nivel del mar en el sector norte de la Isla Mocha, evidenciando la gran energía del tsunami. El tsunami es una consecuencia de los importantes movimientos verticales de la corteza terrestre que generó el terremoto. Las horas de llegada de las olas difieren según las localidades. En las bahías de Concepción, Coliumo y Golfo de Arauco la dirección del tsunami fue de norte a sur y la tercera ola observada entre las 7:30am y las 8:30am fue la más destructiva. Mientras que en Tirúa e Isla Mocha, la primera ola fue la más destructiva, alrededor de las 4am, también con propagación de norte a sur, mientras que entre Constitución e Iloca, el tsunami vino desde el oeste con dos olas durante la madrugada desde el sur y una tercera bien grande al amanecer desde el noroeste NW. Más al norte en Lillole, Ritoque y Coquimbo aproximadamente durante la salida del sol, 7am, ocurrió la ola más grande que vino desde el sur. Los distintos tiempos de arribo de las olas de tsunami más destructoras, evidencian la complejidad del proceso de ruptura del terremoto que puede estar asociada a sus dos segmentos, cada uno de ellos generando su propio tsunami.

Características de los terremotos de subducción

A continuación se explican las características principales de los terremotos de subducción con el fin de comprender la naturaleza de los cambios verticales en el relieve, sean estos alzamientos o subsidencias. Los terremotos de subducción ocurren en una zona de convergencia de placas donde una placa se hunde bajo otra placa. Este proceso es generador de importantes relieves como lo son la fosa oceánica, la cual demarca la depresión que da inicio a la subducción, luego prosigue el plano de Wadatti-Benioff donde se ponen en contacto ambas placas y en mayor profundidad surge el arco magmático que es un relieve formado por la compresión entre las placas, el cual presenta importante volcanismo. Este arco puede estar incluido en un relieve emergido continuo llamado Cadena Volcánica como es el caso de la Cordillera de Los Andes en Sudamérica o Cascadia en Norteamérica, o un arco de islas volcánicas como es el caso de Japón, las Antillas menores o las Marianas. Los terremotos de subducción ocurren principalmente en el borde del Océano Pacífico conocido como Cinturón o Anillo de Fuego del Pacífico puesto que en esta zona, se presentan varias zonas de subducción generando terremotos y volcanismo. Chile forma parte de esta zona con la subducción de la Placa de Nazca (oceánica) bajo la Sudamericana (continental) entre Arica y la Península de Taitao (18,5°S a 47°S) con la presencia del imponente macizo andino que presenta importantes volcanes.

Durante el período intersísmico, es decir, entre terremotos, ambas placas están acopladas, se mueven juntas y puede considerarse que se encuentran “pegadas o adheridas”. En este proceso, la placa superior experimenta una flexura antiformal, es decir, presenta un arqueamiento o combadura cóncava hacia abajo y horizontalmente el movimiento es en dirección al arco magmático experimentando una compresión, como lo muestra la Figura 3. Por el contrario, durante el período cosísmico, es decir, durante la ocurrencia del terremoto, ambas placas se desacoplan moviéndose en sentido inverso, la placa oceánica (Nazca) continúa hundiéndose, mientras que la placa superior (Continental) experimenta una extensión de la flexura antiformal intersísmica en dirección hacia la fosa oceánica. En este proceso, se genera una zona de alzamiento cerca de la fosa y una zona de subsidencia hacia el interior en

dirección al arco, como aparece esquematizado en la Figura 3. La zona de alzamiento se localiza principalmente costa afuera, es decir, en el piso oceánico. Este levantamiento es el que genera los tsunamis ya que al ascender el fondo oceánico, la masa de agua sobre yacente es desplazada. Las zonas litorales son las que mayormente evidencian los movimientos cosísmicos verticales al tener el nivel del mar como referencia fija, por lo tanto, los cambios aparentes del nivel del mar se deben a movimientos de la corteza terrestre. Si la zona litoral está cerca de la fosa, experimenta un alzamiento, si la zona litoral está más distanciada de la fosa puede experimentar subsidencia en vez de alzamiento. Esto fue notorio para el terremoto de 1960 en que el litoral occidental de la Península de Arauco y la isla Mocha (por el lado norte de la zona de ruptura) y las islas Guamblin y Guafo (por el lado sur de la zona de ruptura) experimentaron un importante alzamiento. El alzamiento fue claramente evidenciado por la emersión de la plataforma de abrasión marina con mortandad de algas marinas, lo cual ocurrió debido a que estas islas están situadas próximas a la fosa. En cambio, el litoral entre Tirúa y Chiloé experimentó una importante subsidencia al estar situado más distanciada de la fosa, en la zona de subsidencia cosísmica. Particularmente notorio fue en la zona de Valdivia (15 km de la costa) donde la subsidencia superó los 2 m y el río Calle Calle anegó e inutilizó vastas zonas, además muchos muelles quedaron sumergidos, por el contrario, el muelle de Lebu quedó seco al retirarse el mar producto del alzamiento litoral superior a 1 m.

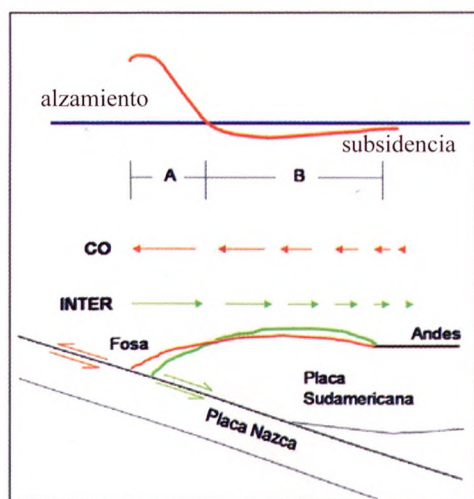


Figura 3: Esquema de movimientos cosísmicos e intersísmicos. Durante movimientos cosísmicos (rojo) las placas se desacoplan, la placa Sudamericana se mueve hacia la fosa generándose una zona de alzamiento más cerca de la fosa y una zona de subsidencia en dirección hacia la cordillera de los Andes, como ilustra la curva superior correspondiente a los movimientos cosísmicos verticales. Durante movimientos intersísmicos se forma la flexura antiforme (verde), ambas placas están acopladas y se mueven hacia la Cordillera de los Andes.

El advenimiento de técnicas geodésicas avanzadas usando equipos GPS ha permitido determinar movimientos horizontales antes y después de un evento sísmico. De esta manera, es posible determinar el desplazamiento intersísmico que presenta la zona de antearco, entre el litoral y la cadena volcánica, en zonas de subducción en dirección al arco, así como el desplazamiento inverso cosísmico, que ocurre durante el terremoto en dirección a la fosa. Los desplazamientos horizontales medidos resultan ser mayores en el litoral que en la depresión intermedia y en la Cordillera de los Andes. En el área de ocurrencia del terremoto del 27 de febrero 2010, Ruegg *et al.* (2009) habían determinado mediante mediciones con GPS un desplazamiento del litoral hacia el NE en dirección hacia la Cordillera de los Andes de 4 cm/año, valor muy elevado, ya que la tendencia usual equivale a la mitad de ese valor. Ruegg *et al.* (2009) concluyen que existe una energía de deformación muy grande en esa área, la cual estaba próxima a liberarse siendo el peor escenario que toda el área entre Pichilemu y Concepción se rompiera en un solo evento sísmico el cual sería de magnitud máxima 8.5. Las conclusiones de Ruegg *et al.* (2009) abren un gran espacio a la posibilidad de establecer zonas con altas probabilidades de ocurrencia de eventos sísmicos mediante estudios con equipos GPS.

Durante el terremoto del 27 de febrero, la estación GPS del observatorio TIGO emplazado en la Universidad de Concepción, evidenció un desplazamiento de 3 m en dirección a la fosa (hacia el SW) y una subsidencia de 4 cm. La deformación intersísmica acumulada progresivamente desde los últimos terremotos que afectaron la zona de ruptura del terremoto del 27 de febrero 2010 se recuperó casi en su totalidad durante este evento al extenderse la flexura intersísmica antiforme de la placa Sudamericana.

Cambios verticales del terreno

En esta sección se presentan evidencias de observaciones en el litoral donde se pueden determinar variaciones relativas respecto al nivel del mar así como cambios del nivel de agua de ríos y lagos. Testimonios de lugareños fueron fundamentales para comprender los procesos asociados a estas variaciones verticales del terreno. El estudio comprendió un recorrido por el litoral en la mayor parte del área de ruptura desde Cartagena por el norte (33,6°S) hasta Tirúa por el sur (38,3°S) incluyendo la isla Santa María.

Se consideró además variaciones del nivel de agua de los ríos Bío Bío, Maule e Itata, así como de los lagos Vichuquén, Lanalhue y Lleulleu. Se realizaron observaciones aéreas en el litoral de la Península de Arauco, Isla Santa María y litoral de la región del Maule. Resulta de especial relevancia poder determinar la distancia perpendicular a la fosa de transición entre alzamiento y subsidencia ya que permite determinar parámetros de ruptura como inclinación del plano de Wadatti-Benioff y profundidades de acoplamiento interplaca. Evidencia del alzamiento cosísmico la constituye una importante emersión de la plataforma de abrasión marina con la mortandad de biota marina como Luche (*Ulva lactuca*), Picorocos (*Balanus*), Choritos (*Perumytilus*) y *Lithothamnium*. Las zonas que tuvieron un importante alzamiento cosísmico en la Península de Arauco e isla Santa María, experimentaron posteriormente una subsidencia postsísmica durante el período de réplicas. Esta subsidencia se evidencia principalmente por la presencia de *Lithothamnium* blanco sumergido y la recolonización de algas marinas en los roqueríos litorales. La determinación de la subsidencia es mucho más subjetiva debido a la dificultad de obtener un nivel de referencia antiguo.

La Figura 4 muestra curvas de movimiento cosísmico determinadas a partir de mediciones e interpretación de fotos. La Figura 4 indica evidencias claras de un alzamiento litoral entre Cocholgüe y Tirúa (36,6°S a 38,3°S) incluyendo las islas Santa María y Mocha, una subsidencia litoral entre Pichilemu y Constitución (34,4°S a 35,3°S), así como en la localidad de Cartagena (33,5°S). Tanto en las franjas Navidad y Pichilemu (33,9°S a 34,4°S) como Chanco y Dichato (35,7°S a 36,5°S), no fue posible determinar con claridad evidencias de variaciones verticales del terreno. Destaca el alzamiento superior a 2 m en el borde occidental de la Península de Arauco que incluye las localidades de Llico, Caleta Piures, Lebu, punta Morguilla, y la isla Santa María situada al norte de la península. El cambio morfológico principal del relieve en la Península de Arauco es la emersión de la plataforma de abrasión marina fosilizando las costas acantiladas que presenta esta zona y el aumento del ancho de las playas, como lo muestran las Figuras 5 y 6. El descenso del nivel del mar provocó el secamiento parcial de los ríos Lebu, Tubul y Tirúa cerca de su desembocadura dificultando

la navegación (ver Figuras 7 y 8). Además los humedales de Raqui-Tubul, Arauco y Lenga sufrieron desecamiento parcial.

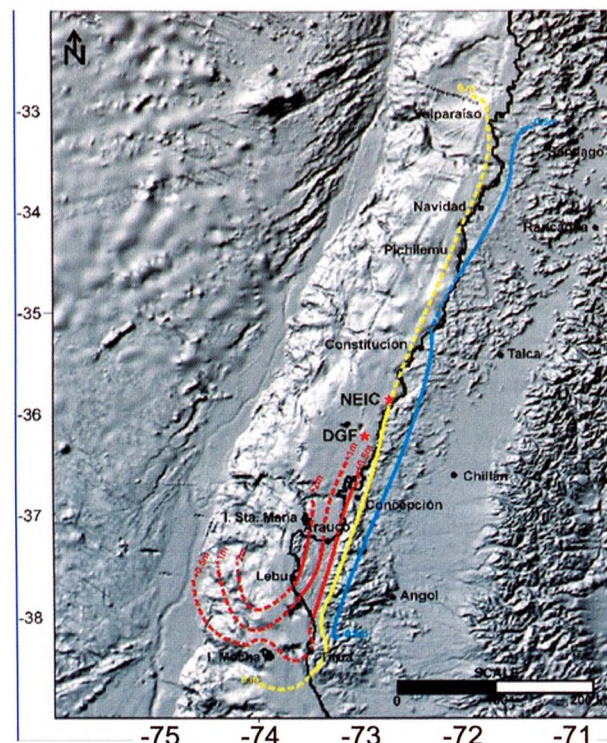


Figura 4: Distribución de los alzamientos y hundimientos verticales determinados sobre la base de cambios relativos del nivel de agua marina y continental. La línea amarilla indica sin movimiento, azul descenso de 0.5 m y líneas rojas levantamiento de 0.5 m, 1 m y 2 m en dirección de la fosa



Figura 5: Descenso del mar 2 m en Lebu evidenciado por espesor de biota intermareal muerta



Figura 6: Alzamiento de 2 m de la plataforma de abrasión marina en Puerto Norte, Isla Santa María

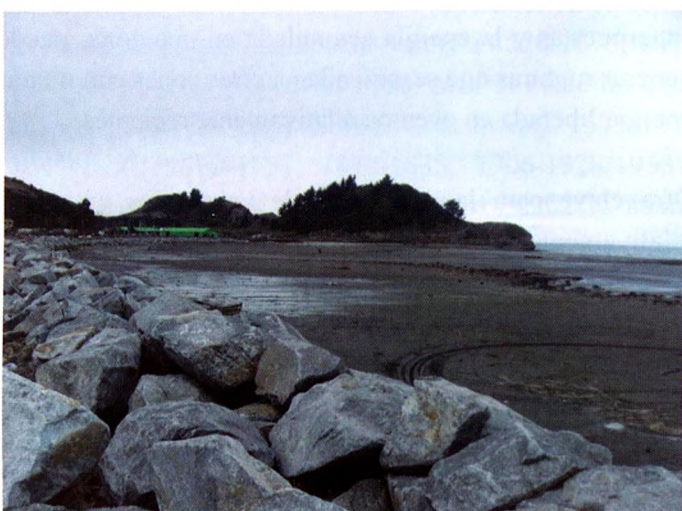


Figura 7: Retroceso del mar por alzamiento de 1,4 m en Tubul abandonando el rompeolas



Figura 8: Río seco en Lebu por alzamiento cercano a 2 m impide la navegación

Por otro lado, una subsidencia moderada ocurrió en la zona litoral entre Constitución y Bucalemu. También se experimentó subsidencia a lo largo de la Cordillera de la Costa y Depresión Intermedia en toda la zona de ruptura,

como lo muestra la línea azul de la Figura 4. La Figura 9 muestra la Isla Orrego en Constitución, donde los árboles Eucaliptos (*Eucalyptus*) tienen la parte inferior de los troncos sumergidos por las aguas del río Maule. En esta zona las aguas del río Maule se encuentran en contacto con agua de mar. De acuerdo a la información entregada por lugareños, la navegación en este río se facilitó ya que la barrera arenosa litoral es posible atravesarla actualmente incluso con marea baja. Se estima una subsidencia de $0,4 \pm 0,2$ m. Más al norte, la subsidencia se hace más evidente entre las localidades de Bucalemu y La Trinchera ($34,6^{\circ}\text{S}$ a $35,1^{\circ}\text{S}$). En la Trinchera, la subsidencia litoral generó un pequeño estuario asociado al río Huenchullami, el cual anegó más zonas incluyendo secciones de la ruta costera, evidenciado por la inundación de pinos y eucaliptos en marea alta, los cuales se secaron al quedar expuestos a concentraciones altas de sal.

En el sector de la desembocadura del río Mataquito, existía una importante barrera litoral en dirección al norte que tenía una extensión de 8,5 km desde el cambio de dirección del río de E-W a N-S hasta Iloca. La subsidencia litoral significó que la mayor parte de la barrera litoral quedara sumergida. La antigua ribera oriental del río se transformó en litoral marino expuesto al oleaje en marea alta y el agua salada del mar inunda la antigua vegetación ribereña constituida principalmente por vegetación herbácea y algunos árboles, los cuales se secaron al no poder resistir aguas salobres. En el borde oriental de la Cordillera de la Costa, también existen evidencias de subsidencias mediante cambios en el lecho de los ríos Bío Bío, Laja e Itata donde se produjeron aumentos relativos del nivel del agua inundando vegetación ribereña. La Figura 10 muestra el mayor nivel de las aguas del río Laja antes del comienzo de las lluvias.



Figure 9: Eucaliptos dañados por agua salina en Isla Orrego, sector río Maule en Constitución, debido a 40 cm de hundimiento del terreno



Figura 10: Vegetación sumergida en el río Laja, 4 de abril 2010 antes de lluvias importantes

Discusión y conclusiones

La subducción abrupta de la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana desencadenó el terremoto del 27 de febrero 2010 con una magnitud momento $M_w = 8.8$ con un deslizamiento estimado cercano a 10 m. Se han definido dos segmentos de ruptura, el segmento norte que comprendió las regiones de Valparaíso, O'Higgins y Maule (33°S a $35,3^\circ\text{S}$) y un segmento sur que abarcó la totalidad del litoral de la región del Bío Bío ($35,8^\circ\text{S}$ a $38,6^\circ\text{S}$). Este gran evento sísmico generó el patrón de alzamientos y subsidencias característicos para un sismo de esta naturaleza, con un alzamiento significativo en zonas cercanas a la fosa y hundimientos hacia el interior. Este terremoto llenó la brecha sísmica conocida como Constitución-Concepción (35°S a 37°S) o Pichilemu - Concepción (34°S a 37°S), la cual ya había sido establecida por Ruegg *et al.* (2009). Desde el año 1835 que en esta zona no ocurrían terremotos de esta magnitud, aunque sí otros relativamente menores como el de Talca 1928, Concepción 1953 y 1960. Este último se propagó desde Arauco hacia el sur, no correspondiendo por lo tanto a la misma zona de ruptura. La zona de ruptura del terremoto de Maule del 27 de febrero 2010 abarcó desde la latitud 33°S hasta la $38,6^\circ\text{S}$ y desde la longitud 75°W hasta la 71°W , como se puede observar en la distribución de las réplicas mostrada en la Figura 2.

El inicio de la zona de ruptura sísmica se encuentra próxima a la latitud 36°S , donde está el límite de las zonas de ruptura de los terremotos de 1928 y 1953, correspondiente a la zona donde se estaba acumulando más energía desde 1835. Es notable destacar que el

segmento sur se rompió en dos eventos relativamente recientes como el del 6 de mayo de 1953 ($M_s = 7.6$) y el del 21 de mayo de 1960 ($M_w = 8.3$). En este último terremoto, la ciudad de Lebu se levantó 1,3 m quedando el río Lebu seco. Sin embargo, este alzamiento fue recuperado durante los siguientes 50 años para luego quedar nuevamente seco con el alzamiento de 2 m asociado al terremoto del 27 de febrero 2010. Por otra parte en el segmento norte de la zona de ruptura, se incluye la totalidad del segmento de ruptura asociado al terremoto del 1 de diciembre de Talca de 1928 y la mayor parte del terremoto del 3 de marzo de 1985 de Chile Central. Esto debe llevar a una reflexión en la definición de los segmentos de rupturas tradicionalmente definidos ya que los terremotos tienen longitud de rupturas superpuestas y la energía acumulada en una zona, puede generar rupturas que se extiendan a otras zonas con menor energía liberada en eventos relativamente recientes.

Otra clave para la ocurrencia de terremotos en zonas relativamente recientes, son los fenómenos de alzamientos y subsidencias. Para el terremoto del 21 de mayo de 1960 y el del 27 de febrero 2010 (segmento sur), ésta es similar, pero en el segmento norte, presenta algunas diferencias. Así Putú, localidad de la Región del Maule ($35,2^\circ\text{S}$), experimentó un alzamiento importante durante el terremoto de 1928 (Lomnitz, 2004), mientras que durante el terremoto del 27 de febrero, experimentó una subsidencia cercana a 50 cm. Del mismo modo la ciudad puerto de San Antonio experimentó un alzamiento de 50 cm durante el terremoto del 3 de Marzo de 1985 (Barrientos, 1997), en cambio durante el terremoto del 27 de febrero, ocurrió una subsidencia cercana a 40 cm. Considerando que todos son terremotos de subducción en el contacto interplaca, la única explicación posible es que rompieron asperezas diferentes. Una aspereza es una zona del contacto interplaca donde se acumula energía y existe más roce, es decir, donde las dos placas están más acopladas o pegadas. En el caso de los terremotos de 1928 y 1985, la aspereza estaba situada en una posición más profunda del contacto interplaca que la aspereza ligada al segmento norte de ruptura del terremoto del 27 de febrero. Esto explica el traslape en las zonas de rupturas de estos terremotos considerando la latitudes que comprendieron sus rupturas, pero las profundidades de esta zona es diferente. Caso contrario en el segmento sur del terremoto del 27 de febrero, donde los patrones de alzamiento similares a los del terremoto del 21 de mayo de 1960, indican que fue una aspereza similar y que luego de la ruptura de 1960, las placas se acoplaron rápidamente



acumulándose en un tiempo de 50 años gran energía de deformación que se liberó nuevamente el 27 de febrero.

El terremoto del 27 de febrero 2010 tuvo una magnitud y longitud de ruptura mucho mayores a la esperada para la brecha sísmica Pichilemu - Concepción, la ruptura de la aspereza del segmento sur cambió el estado de esfuerzos gatillando la ruptura del segmento norte en un lapso cercano a un minuto. Esto es un hecho notable aunque se ha repetido en terremotos anteriores, por ejemplo la ruptura del terremoto del 21 de mayo de 1960 al sur de Concepción, gatilló la ruptura del segmento sur adyacente en Valdivia el 22 de mayo de 1960 y anteriormente en esa zona también pero en eventos más separados en el tiempo teniendo los pares Concepción-Valdivia 1570-1575, 1657-1737, 1835 y 1837 y 1960-1960. Más al norte de Chile existen pares similares Central-Concepción: 1575-1570, 1647-1657, 1730-1751, 1822-1835, 1906-1928/1953 y considerando que el último terremoto en Chile central ocurrió en 1985, era esperable que ocurriera la ruptura en el segmento adyacente al segmento sur. Sin embargo, esto no ocurrió tan así ya que la ruptura del terremoto del 27 de Febrero se inició en el segmento sur aproximadamente a los 36°S mientras que la ruptura sur del terremoto de 1985 ocurrió aproximadamente a los 34°S. Es frecuente que los terremotos en Chile se rompan de norte a sur y una vez ocurrida la ruptura en una zona, el segmento adyacente sur se rompa tiempo después. En ese aspecto, la ruptura del segmento sur cumplió esta regla, pero no la del segmento norte que rompió de sur a norte. Esto pudo ocurrir también en los terremotos de 1570 en Concepción y 1575 en Santiago.

En síntesis, el terremoto de Maule del 27 de febrero 2010 fue de una magnitud más grande a lo esperado para esa zona, presentó dos segmentos de ruptura cada uno asociado a un tsunami, ambos segmentos de ruptura incluyeron zonas que se rompieron en terremotos de menor magnitud durante el siglo XX y se reactivó una falla cortical en Pichilemu.

Agradecimientos

Este trabajo fue financiado parcialmente por la Dirección de Investigación de la Universidad de Concepción a través de los proyectos DIUC N° 207025036-1.0 y N° 209.603.010-1 así como con recursos propios de los autores.

Referencias

- Barrientos, S. (1997). Central Chile: An example of quasi-static crustal behaviour. *The Island Arc* **6**, 281-287
- Comte, D. and Beck, S. (2010). The 2010 Chile earthquake-variations in the rupture mode. *American Geophysical Union Chapman Conference on Giant Earthquakes and their tsunamis*, Valparaíso, Viña del Mar y Valdivia. 16-24 May 2010, 20
- GEO Group on Earth Observations (2010). <http://supersites.unavco.org/chile.php>
- Lomnitz, C. (2004). Major earthquakes of Chile: a historical survey, 1535-1960. *Seismological Research Letters* **75**, N°3, 368-378
- Madariaga, R., Vigny, C., Ruiz, S., Buforn, E., Pro, C., Lancieri, M., Ruegg, J-C., Fuenzalida, A., Peyrat, S., Campos, J., and Socquet, A. (2010). The Maule Mw 8.8 earthquake: Modelling using 1 Hz cGPS and seismic data. *American Geophysical Union Chapman Conference on Giant Earthquakes and their tsunamis*, Valparaíso, Viña del Mar y Valdivia. 16-24 May 2010, 31
- Ruegg, J-C., Rudloff, A., Vigny, C., Madariaga, R, de Chabaliér, J., Campos, J., Kausel, E., Barrientos, S. and Dimitrov, D. (2009). Interseismic strain accumulation measured by GPS in the seismic gap between Constitución and Concepción in Chile. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* **175**, 78-85
- Sladen, A.; Mark, S., Bevis, M., Brooks, B., Foster, J., Smalley, R., Lin, Y., Fielding, E., Ortega, F., Owen, S., Helmberger, D., Wei, S., Parra, H. and Baez, J. (2010). A coseismic distributed slip model for the 2010 Mw 8.8 Maule (Chile) earthquake. *American Geophysical Union Chapman Conference on Giant Earthquakes and their tsunamis*, Valparaíso, Viña del Mar y Valdivia. 16-24 May 2010, 47
- Vigny, C., Socquet, A., Campos, J., Carrizo, D., Ruegg, J-C., Métois, M., Morvan, S., Aranda, C.(2010) The Maule Mw 8.8 earthquake monitored by continuous survey mode GPS. *American Geophysical Union Chapman Conference on Giant Earthquakes and their tsunamis*, Valparaíso, Viña del Mar y Valdivia. 16-24 May 2010, 51-52