

SOCIEDAD CHILENA DE INGENIERIA HIDRÁULICA

XX CONGRESO CHILENO DE HIDRÁULICA

ANÁLISIS ESPECTRAL APLICADO A LOS RESULTADOS DE UN MODELO NUMÉRICO DEL TSUNAMI DEL 27 DE FEBRERO DE 2010

**LUIS BURGOS G.¹
PATRICIO CATALÁN M.²
RODRIGO CIENFUEGOS C.³**

RESUMEN

El comportamiento del tsunami del 27 de Febrero de 2010 en las costas de Chile generó una serie de interrogantes, particularmente respecto al arribo de olas tardías en localidades como Talcahuano y Dichato. El presente trabajo busca responder algunas de esas interrogantes y mejorar la comprensión de la hidrodinámica de los tsunamis en la costa chilena, a través de la modelación numérica. El modelado numérico fue realizado mediante un código que resuelve las ecuaciones lineales y no lineales de aguas someras. Se consideraron tres escenarios distintos para la condición inicial, una deformación homogénea con el modelo de Okada (1985), y dos deformaciones heterogéneas. Los resultados evidencian que parte de la energía queda atrapada en la plataforma continental, generando ondas de orilla que se propagan tanto hacia el norte como hacia el sur, desde la zona central de impacto. Además, el análisis espectral de las series de tiempo de la superficie libre modelada confirma no sólo la presencia de ondas de orilla, sino además la presencia de ondas estacionarias sobre la plataforma continental. La combinación de ambos tipos de ondas secundarias permite explicar observaciones tales como el arribo tardío de ondas, efectos de resonancia en la bahía de Concepción y otras.

¹Memorista de Ingeniería Civil, Departamento de Obras Civiles, Universidad Técnica Federico Santa María - mail: luis.burgos@alumnos.usm.cl

²Profesor Titular Auxiliar, Departamento de Obras Civiles, Universidad Técnica Federico Santa María – mail: patricio.catalan@usm.cl

³Profesor Titular Asistente, Departamento de Ingeniería Hidráulica y Ambiental, Pontificia Universidad Católica de Chile – mail: racienfu@ing.puc.cl

1. INTRODUCCIÓN

El día 27 de Febrero de 2010, a las 3:34 de la madrugada hora local, se produjo un terremoto de magnitud de momento $8,8^{\circ}$ [Mw] (Lay et al., 2010) en la zona centro-sur de Chile, cuyo epicentro se ubicó a $36,290^{\circ}$ de latitud sur y a $73,239^{\circ}$ longitud oeste, al suroeste de Curanipe, VII región. La causa fue el desplazamiento súbito de una falla, de alrededor de 450[Km] de longitud y 150[Km] de ancho (Servicio Sismológico de la Universidad de Chile, 2010), de la placa de Nazca por debajo de la placa Sudamericana, el que, además generó un tsunami destructivo que atacó las costas chilenas pocos minutos después del terremoto y cuyos efectos pudieron observarse por horas.

Precisamente la larga duración del evento y la ocurrencia de oleaje tardío con un alto poder destructivo causaron, en primera instancia, un cierto grado de perplejidad en lo referente a los procesos hidrodinámicos responsables de los efectos observados. Por otra parte, si bien existen datos de terreno respecto de algunos parámetros hidrodinámicos (Fritz et al., 2011), éstos sólo ilustran valores máximos alcanzadas respecto de las profundidades de flujo y las cotas de inundación, enmascarando su variabilidad temporal.

El presente trabajo describe, a través de una modelación numérica del tsunami del 27 de Febrero de 2010, la evolución espacio-temporal del evento a lo largo de la costa centro-sur de Chile. Para ello se consideran tres deformaciones iniciales de la superficie libre, como una manera de evaluar la influencia que tienen estas definiciones en los resultados modelados y dar luces acerca de los errores que se inducen al asumir situaciones simplificadas, que son consideradas habitualmente en los estudios de amenaza de tsunami. El estudio de los resultados se lleva a cabo utilizando un análisis espectral en las salidas del modelo (series de tiempo de la superficie libre), el cual permite identificar la distribución en frecuencia (períodos) de la energía, y la presencia de ondas secundarias. Esto es considerado esencial en el objetivo de mejorar nuestra comprensión respecto de la hidrodinámica del evento y la definición del modelo de falla a considerar para la confección de mapas de riesgos.

2. MODELO NUMÉRICO

COMCOT (Cornell Multi-grid Coupled Tsunami model) (Wang, 2009) es un modelo de diferencias finitas capaz de reproducir todas las etapas de un tsunami, desde su generación, hasta la inundación y runup en la costa. Para ello resuelve las ecuaciones lineales de aguas someras mediante un algoritmo numérico tipo leap-frog pudiendo considerar hasta 12 niveles de grillas anidadas de resolución cada vez más fina, con el objeto de mejorar los tiempos de cálculo. Además permite utilizar ecuaciones lineales en grillas que representan zonas de aguas profundas, mientras que en zonas de aguas someras, donde la altura de la ola es comparable a la profundidad del fondo, permite el uso de ecuaciones no lineales.

Los parámetros de entrada del modelo son la información batimétrica y topográfica en grillas ortogonales de paso constante y una condición inicial a elegir entre distintas opciones que el modelo incorpora, pudiendo eventualmente modelar tsunamis de otro origen, como por ejemplo debidos a deslizamientos en masa. Además está la posibilidad de

incluir un coeficiente de rugosidad de fondo a partir del parámetro de Manning, para cada grilla. Se considera que el principal mecanismo de disipación es la fricción de fondo, no considerando efectos de disipación de energía por rompimiento.

Las condiciones de borde del modelo corresponden a una frontera agua-agua abierta, mientras que la condición de borde tierra-agua corresponde a una frontera móvil, lo que permite obtener áreas de inundación. Para más detalles sobre el modelo referirse a Wang (2009).

3. IMPLEMENTACIÓN DEL MODELO NUMÉRICO

El presente trabajo describe a escala regional el tsunami del 27 de Febrero de 2010 en la zona central de Chile. Se adopta como zona de modelación aquella comprendida entre las latitudes $38,5^{\circ}\text{S}$ y $32,5^{\circ}\text{S}$ y las longitudes $79,5^{\circ}\text{W}$ y $71,0^{\circ}\text{W}$, dado que es lo suficientemente grande como para abarcar la zona de mayor impacto y lo suficientemente pequeña como para optimizar los recursos computacionales. Comprende el territorio costero ubicado entre las localidades de Papudo, al norte de la Región de Valparaíso, y Tirúa, al sur de la Región del Biobío y por el oeste, extendiéndose hasta alcanzar la Isla de Robinson Crusoe, en el archipiélago de Juan Fernández, como se observa en la Figura 1.

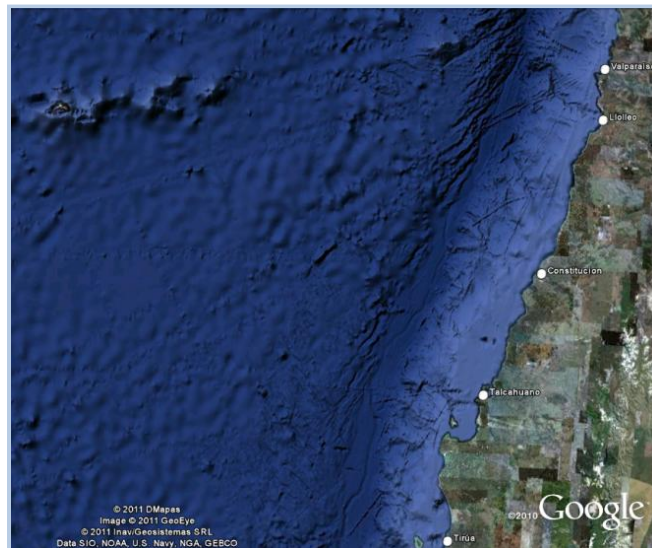


Figura 1. Zona de modelación (Fuente: Google Earth).

Para la condición inicial se determinaron tres deformaciones distintas, con el fin de sensibilizar respecto al efecto de la forma de la perturbación inicial sobre las ondas generadas, para una región determinada. En primer lugar, se utilizó un modelo de deformación homogéneo (Okada, 1985), el cual a partir de parámetros característicos de la falla correspondiente a un determinado evento sísmico, estima la deformación del suelo. Los parámetros de entrada son enumerados en la Tabla 1, junto a los valores asignados para la estimación de la deformación instantánea homogénea.

Los parámetros de la Tabla 1 son producto de la recopilación de datos de distintas fuentes. La profundidad focal, largo y ancho del plano de falla se refieren al Informe Técnico

presentado por el Servicio Sismológico de la Universidad de Chile (2010). Cabe mencionar que Lay et al. (2010) se refieren a una falla de más de 500[Km] de longitud, sin embargo estas longitudes fueron descartadas para el modelo de deformación homogéneo, debido a que abarcan zonas con desplazamientos horizontales pequeños, que no generan desplazamientos verticales importantes, pero que generarían una deformación exageradamente grande en los extremos de la falla si fueran utilizados como parámetros de entrada para el uso del modelo de Okada. Una alternativa es restringir la longitud de ruptura definiendo un valor umbral de dislocación, para lo cual sería necesario adoptar antes una distribución de dislocación como guía. Finalmente se adopta la longitud de falla de 450 [Km] (Servicio Sismológico de la Universidad de Chile, 2010), que restringe de mejor manera la zona de deformaciones considerables. Los ángulos de manteo, rumbo y deslizamiento y la ubicación del centroide fueron obtenidos de la solución Global Centroid Moment Tensor (Lay et al., 2010). La dislocación se obtiene a partir del momento sísmico del terremoto, que corresponde al producto del área de falla por la rigidez de la corteza terrestre y el desplazamiento medio (Ward, 2010). Considerando una rigidez de 40[GPa] (Tong et al., 2010), que la magnitud del sismo es de $1,84 \cdot 10^{22}$ [Nm] y que las dimensiones de la falla son 450[Km]x150[Km], el desplazamiento medio de la misma resulta de 6,81[m]. Nótese que considerar un plano de falla de mayor tamaño llevaría a un desplazamiento medio menor. Carrión et al. (2010) informan que el desplazamiento medio considerando toda la región de falla estimada por el United States Geological Survey (USGS) es de 3,9[m], aunque no usan este valor en su modelación, debido a que utilizan una deformación heterogénea. Por otro lado, autores que utilizaron fallas homogéneas (Koshimura e Imamura, 2010; Fujii y Satake, 2010; Tsunami Research Team of the University of Bologna, 2010), consideraron dislocaciones medias de entre 10 y 18 [m]. El valor utilizado corresponde, por tanto, a un valor intermedio.

Parámetro	Valor
Centroide (Latitud y Longitud)	-35.95° y -73.15°
Profundidad Focal (<i>d</i>)	30100[m]
Largo de la falla (<i>L</i>)	450000[m]
Ancho de la falla (<i>W</i>)	150000[m]
Dislocación	6,06[m]
Manteo (<i>δ</i>)	18°
Rumbo (<i>θ</i>)	18°
Ángulo de deslizamiento (<i>λ</i>)	112°

Tabla 1. Parámetros para estimación de la deformación vertical mediante el modelo de Okada.

Los otros dos escenarios corresponden a deformaciones heterogéneas de la corteza, consistentes con la deformación real obtenida mediante métodos de inversión telesísmicos. Luego, se aplica una superposición de un conjunto de subfallas, cada una con parámetros propios, donde la dislocación individual se obtiene de la distribución de dislocación o *slip* informados por Sladen (2010) de Caltech y USGS (2010). Las tres deformaciones en esta modelación se observan en la Figura 2, donde es posible observar a modo de ejemplo, que el modelo Okada entrega un uplift de 60 [cm] en Talcahuano, USGS 76 [cm] y Sladen 30[cm], este último el más lejano a los 70[cm] estimados en campañas post-tsunami (Fritz et al. 2011). En Isla Santa María, en el golfo de Arauco, Okada entrega un uplift de 120 [cm], USGS 85 [cm] y Sladen 170 [cm], mientras las mismas campañas post-tsunami estimaron 2[m] de uplift. Esto demuestra la incertidumbre asociada a este parámetro, que resulta ser finalmente el más influyente en los resultados para una determinada región.

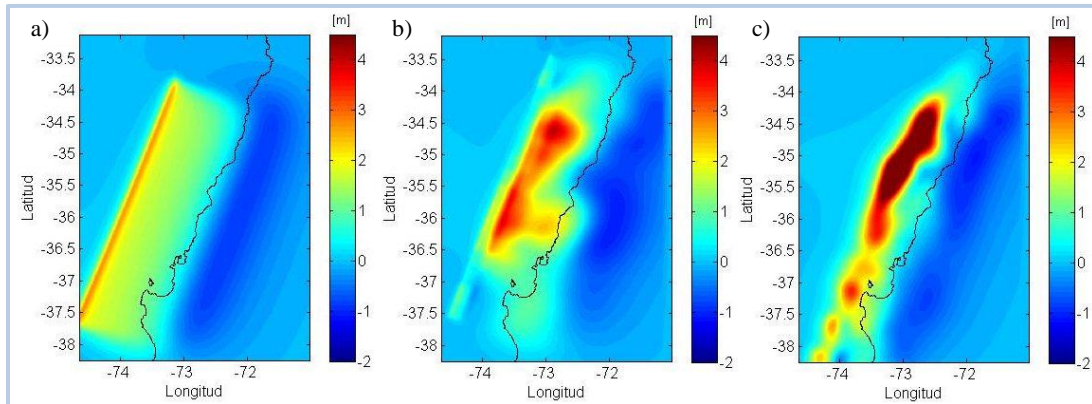


Figura 2. Deformaciones iniciales consideradas en el modelo: a) Okada (Homogéneo) b) USGS c) Sladen et al.

Se utilizaron dos niveles de grillas. Una grilla de 30 segundos de arco de resolución que cubre toda el área de modelación y grillas anidadas de 3 segundos de arco de resolución, cubriendo tres zonas de interés: Valparaíso, Talcahuano y Juan Fernández, debido a que en ellas se ubican los únicos mareógrafos que registraron, al menos, parte de la onda de tsunami. La grilla más gruesa se obtiene de la base de datos GEBCO (General Bathymetric Chart of the Oceans), correspondiente a la grilla GEBCO_08 versión 20091120. Se trata de un modelo continuo de la tierra, con una resolución espacial de 30 segundos de arco, generado mayormente por datos de sondajes realizados por embarcaciones e interpolación guiada por datos satelitales. De esta base de datos se extrae la zona correspondiente a la observada en la Figura 1. Los datos topográficos se obtuvieron de esta misma fuente.

Para las zonas de interés (bahía de Concepción, bahía de Valparaíso y bahía Cumberland) se utilizaron cartas de navegación del SHOA N° 5111, 6110 y 5411. Se considera como referencia el NRS, dado que GEBCO utiliza datos del SHOA, entre muchas otras fuentes. El error cometido al asumir que GEBCO y las cartas del SHOA usan la misma referencia podría no ser menor aunque limitado puesto que en la zona centro-sur de Chile, el rango de mareas es micro-mareal (<2m).

En las grillas anidadas, luego de un proceso de calibración, se determina utilizar un parámetro de Manning $n = 0,030[\frac{s}{\sqrt{m}}]$, coincidente con recomendaciones para este tipo de modelaciones (Japan Society of Civil Engineers, 2002; Winckler, 2002).

4. RESULTADOS DE LA MODELACION

Para las tres deformaciones, se validan los resultados mediante la comparación de las series de tiempo modeladas en Valparaíso, Juan Fernández y Talcahuano, con los registros de los mareógrafos en estas localidades.

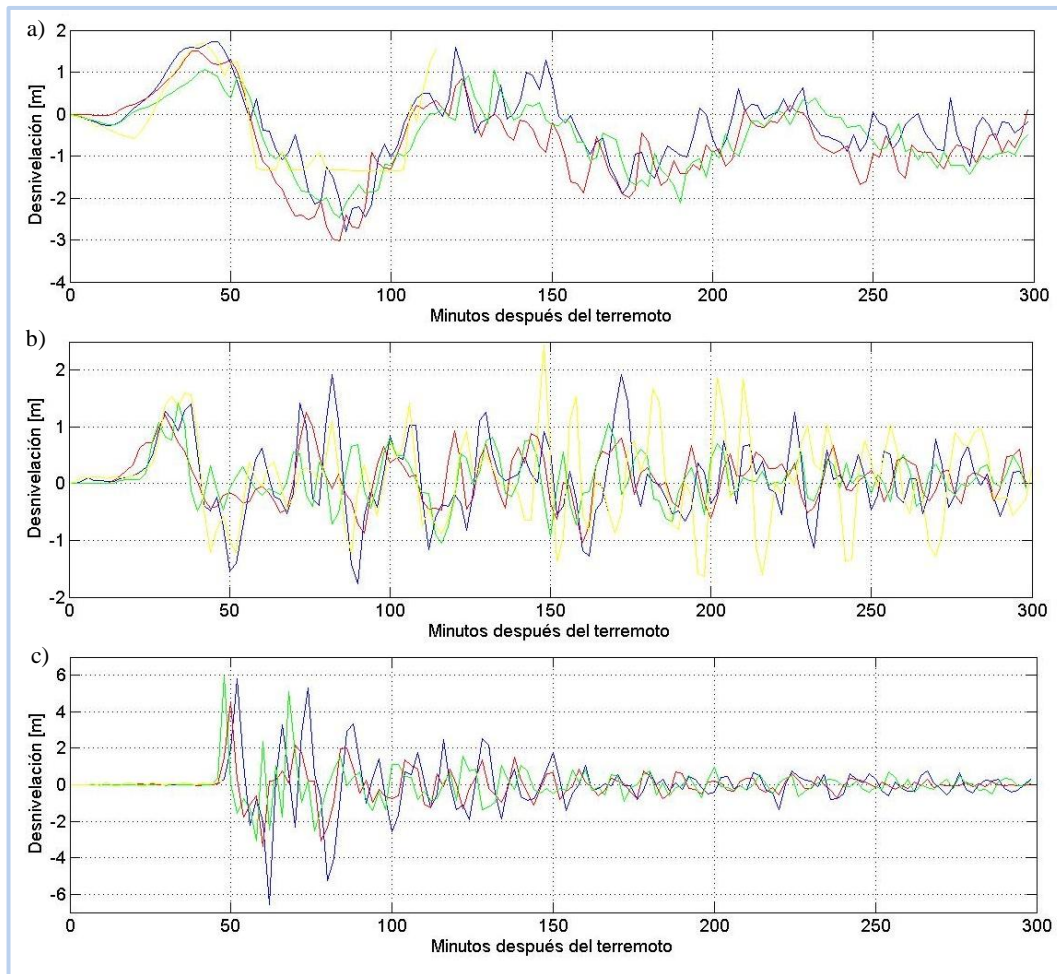


Figura 3. Comparación del modelo con los registros mareográficos. a) Talcahuano, b) Valparaíso y c) Juan Fernández. Series de tiempo del mareógrafo (amarillo), Okada (verde), Sladen (azul), USGS (rojo)

La Figura 3-a) representa las series de tiempo en la bahía de Concepción. A los 20[min] comienza a entrar la primera ola, la cual es bien reproducida por las tres deformaciones, aunque Okada aparece 50[cm] por debajo del resto. La segunda ola resulta, sin embargo, menor al registro del mareógrafo (minuto 100), que dejó de registrar cerca del minuto 120. Campañas post-tsunami indicaron por su parte, que esta ola es la que produjo los mayores daños, alcanzando una altura de alrededor de 6[m] en la costa en el sector de La Poza. Los tiempos de llegada se corresponden bien con lo registrado por el mareógrafo y lo registrado en entrevistas post-tsunami (Catalán et al., 2010; Fritz et al., 2011).

En la Figura 3-b) se presentan las salidas en la bahía de Valparaíso. Los mareogramas coinciden aproximadamente bien en la magnitud y tiempo de llegada de la primera ola, aunque sólo Sladen logra mantener una buena correlación con el mareógrafo hasta los 120[min]. Ninguna deformación logra reproducir adecuadamente la ola más grande, registrada casi dos horas y media después de ocurrido el terremoto (minuto 150).

La Figura 3-c) representa las salidas del modelo en Bahía Cumberland. El mareógrafo ahí ubicado sólo registra la hora de llegada de la primera ola alrededor del minuto 45, dado que luego deja de funcionar. Ésta corresponde bien con lo modelado para las 3 deformaciones,

aunque Okada se adelanta alrededor de 2[*min*]. Por otro lado, la magnitud de la primera ola entregada por Okada y Sladen coincide mejor que aquella de la deformación de la USGS. Estas ondas, sin embargo, pueden ser algo bajas, considerando que se midieron profundidades de escurrimiento del orden de los 10[m] en campañas post-tsunami (Fritz et al., 2011).

En la Figura 4 se presentan la distribución espacial de la superficie libre, $\eta(x,t)$, para $t=2, 18, 34, 50, 66$ y 82 minutos, para los tres escenarios estudiados. Para $t>34$, se observa gran variabilidad, particularmente en una porción de costa central de la región de modelación, que parece generarse debido a errores en la batimetría. GEBCO presenta información poco confiable dentro de la franja de 30[Km] desde la línea de costas hacia afuera, particularmente entre Santo Domingo y Pichilemu, y entre el río Mataquito y Curanipe, observándose zonas bajas de hasta 2[m] de profundidad varios kilómetros costa afuera. Estas anomalías influyen en los resultados, particularmente a nivel local, aunque también podría influir en lo que se observa en la bahía de Concepción debido a que, como se verá a continuación, es en esta zona donde se generan las ondas de orilla que llegan luego a Talcahuano.

Desde el punto de vista de la onda, la Figura 4 muestra que, mientras una parte de la energía se refleja en la costa hacia el océano, una gran cantidad queda atrapada en la plataforma costera dentro del veril 500[m] en forma de ondas de orilla o *edge waves*, es decir, ondas que se propagan a velocidad relativamente baja, en dirección paralela a la costa y con un decaimiento temporal relativamente lento en esa dirección (Rabinovich et al. 2006). Estas ondas pueden ser identificadas para los tres escenarios planteados y su magnitud relativa está asociada a la magnitud relativa de las dislocaciones.

En la bahía de Concepción la primera ola comienza a entrar en el minuto 18 y llega a su cresta en el minuto 34, para luego retirarse. Luego, la segunda ola, cuya entrada alcanza a registrar el mareógrafo y cuya magnitud el modelo no logra reproducir (Figura 3-a), se debe a la entrada de distintas ondas de orilla generadas entre las latitudes $35,0^{\circ}\text{S}$ y $35,8^{\circ}\text{S}$ (entre el río Mataquito y Pelluhue). Se puede observar que desde Pelluhue hacia el sur estas ondas se trasladan únicamente con dirección sur y desde punta de Lobos hacia el norte éstas se trasladan con dirección norte, mientras que entre ambos lugares (entre las latitudes $34,5^{\circ}\text{S}$ y $35,8^{\circ}\text{S}$ aproximadamente) el fenómeno es confuso, lo que se condice claramente con los testimonios recogidos en campañas post tsunami (Catalán et al., 2010). Es el tipo de ondas entonces, el que explicaría cómo Talcahuano, ubicado a alrededor de 100[Km] del epicentro, recibió el mayor impacto aproximadamente dos horas después de la ocurrencia del terremoto.

Desde la latitud $34,5^{\circ}\text{S}$ hacia el norte el modelo muestra que las ondas provinieron exclusivamente desde el sur, lo que se ve confirmado por los testimonios obtenidos de las campañas post-tsunami, donde sólo en Pichilemu se informa que la primera onda habría venido desde el norte. Esta onda corresponde a la onda inicial, la que ingresó desde el oeste y puede haber dado la sensación de entrar desde el norte producto del estero que se encuentra inmediatamente al norte de la ciudad y que debe haber posibilitado la entrada del tsunami antes que en la parte sur, protegida por una playa y dunas.

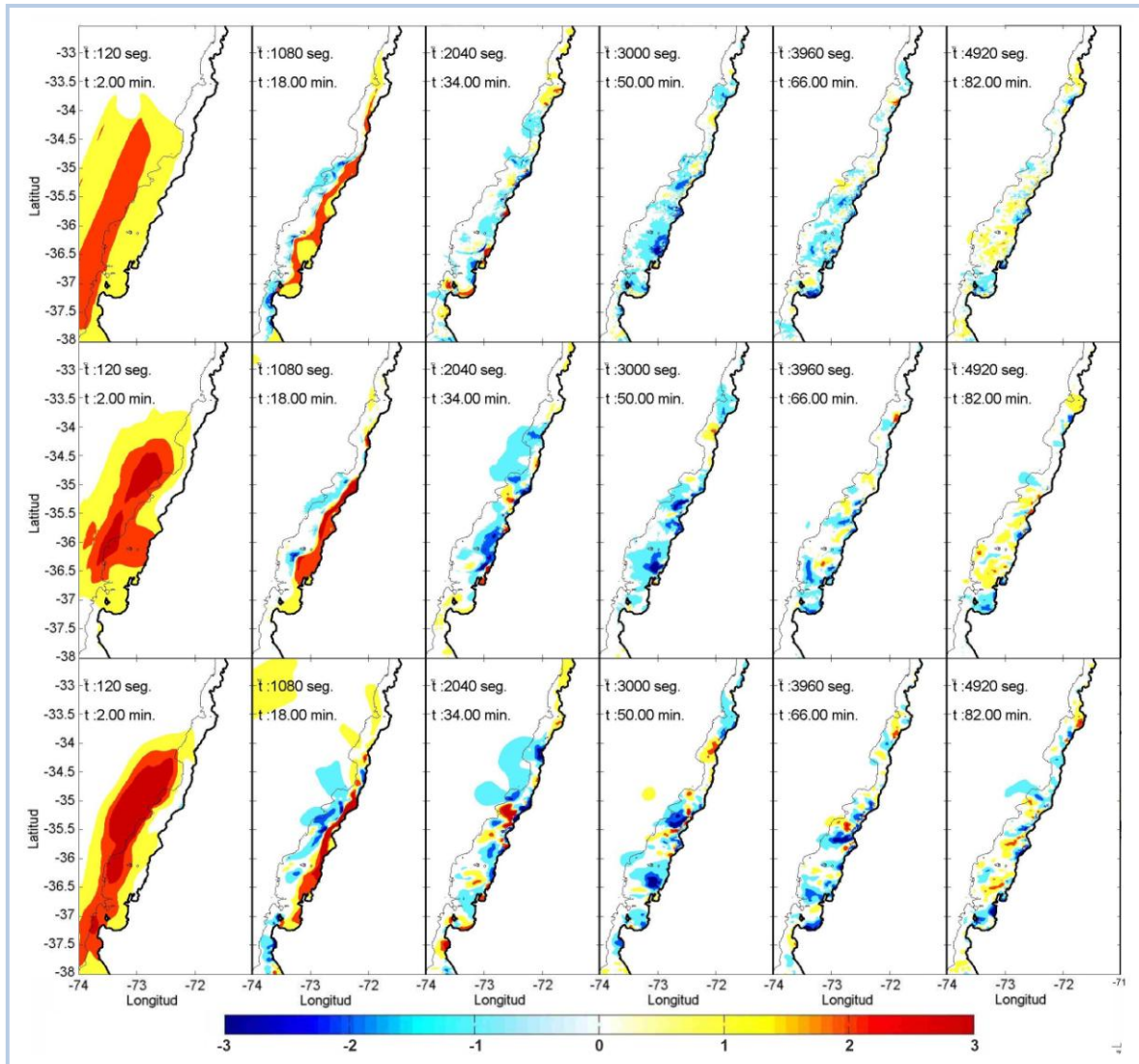


Figura 4. Salidas del modelo para las tres deformaciones. La primera fila corresponde a las salidas de la deformación homogénea de Okada, la segunda fila corresponde a las salidas de la deformación de la USGS y la tercera fila corresponde a la deformación de Sladen.

En San Antonio, la primera onda producto del frente principal llega 23[min] después del terremoto, mientras que la segunda ola, la más destructiva, llega 1 hora y 15 minutos después del terremoto, la que también es debido a energía atrapada en la plataforma continental. Esta última, además, es muy similar a los tiempos informados por las entrevistas a testigos, aunque el modelo no reproduce la primera onda informada por la Armada 16 minutos después del sismo (Larrañaga, 2010). Un poco más al norte, en la bahía de Valparaíso, la comparación de la Figura 3 y la Figura 4 permite concluir que la primera onda registrada por los mareógrafos entre los minutos 25 y 50 corresponde al frente principal, mientras que las ondas que lo siguen corresponden a energía atrapada en forma de ondas de borde que se propagan desde el sur.

En términos generales, las ondas generadas por las 3 deformaciones presentan un comportamiento similar, mientras que Sladen tiene una magnitud ligeramente mayor que la

USGS y considerablemente mayor que Okada, tal como se aprecia en la Figura 2, lo que en el último caso podría deberse al método utilizado para la estimación de la dislocación media de la falla. Para lograr una mejor aproximación con el modelo homogéneo de Okada, las dimensiones de la falla podrían restringirse utilizando un valor umbral de desplazamiento horizontal, es decir, considerando una falla de menor tamaño, para lo que habría que basarse en las distribuciones de desplazamiento publicadas por Sladen o por la USGS. Sin embargo, esto no tiene mucho sentido para este análisis, pues significaría validar a priori una deformación sobre la otra.

5. ANÁLISIS ESPECTRAL

Se presenta a continuación el análisis espectral de las series de $\eta(x,t)$, con el fin de estudiar el comportamiento de las olas en el dominio de las frecuencias. Esto permite identificar por separado el comportamiento de ondas primarias y secundarias en su interacción con la costa. Este análisis ha sido presentado con anterioridad por Roeber et al.(2010) y Yamazaki y Cheung (2011), para el tsunami de Samoa en 2009 y Chile 2010 respectivamente.

El análisis considera en primer lugar el estudio de la densidad de energía espectral asociada al autoespectro de la serie de tiempo en cada punto, lo que significa descartar información respecto de la fase de las ondas. Por otro lado, si se elige un punto de referencia dentro del dominio, se pueden generar funciones de densidad espectral cruzadas entre éste y los registros de otros puntos de la grilla, pudiéndose establecer el desfase de uno de éstos respecto del punto de referencia para cada frecuencia (Roeber et. al, 2010; Yamazaki y Cheung, 2011). Esto permite observar cómo cambia la fase para cada onda, lo que facilita el estudio del desplazamiento de las mismas y la discriminación entre la presencia de ondas estacionarias, semi-estacionarias o progresivas.

Este análisis puede validarse mediante la comparación del espectro de la serie de tiempo registrada por el mareógrafo y del espectro de la serie de tiempo de la salida del modelo en ese punto, como se observa en la Figura 5. Puede observarse que los resultados para las tres deformaciones son similares en forma, con algunas diferencias en magnitud, particularmente en el caso de la deformación uniforme de Okada, cuyas posibles causas fueron discutidas en la sección anterior. En el caso de Talcahuano, el mareógrafo alcanzó a registrar sólo los primeros 114[*min*] del tsunami, no alcanzando a registrarse la segunda onda, por lo que sólo se estudió el registro de Valparaíso. Se observa que los dos peaks energéticos que ahí aparecen, no son bien reproducidos por el modelo. Aquél cercano a los 9[*min*] de período no es reproducido en lo absoluto, por lo que podría tratarse de resonancia dentro de la dársena del puerto de Valparaíso, morfología que no alcanza a ser representada por la batimetría utilizada, sin embargo, esta hipótesis debe ser corroborada. Por otro lado, el peak cercano a los 25[*min*] de período debiese corresponder a la onda más energética en el registro del mareógrafo a las 2 horas y media de la ocurrencia del terremoto, onda que no logra ser reproducida por el modelo.

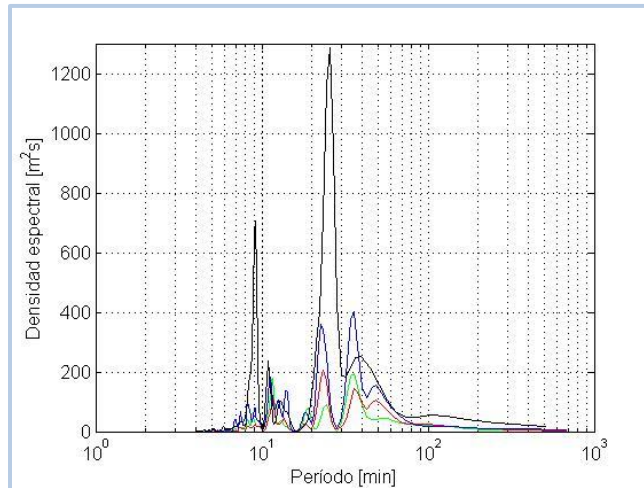


Figura 5. Análisis espectral de los registros mareográficos y salidas del modelo en Valparaíso. Resultados para el registro del mareógrafo (negro), salida con Okada (verde), salida con Sladen (azul) y salida con USGS (rojo)

En las Figura 6, Figura 7 y Figura 8 se presentan las densidades espectrales de energía para períodos característicos resultantes del análisis espectral de las salidas del modelo arriba y sus respectivas fases abajo. El análisis considera que ondas estacionarias poseen la misma fase en un antinodo y un desfase de 180° con el antinodo adyacente, mientras que ondas que se propagan, como las ondas de orilla, tienen un cambio gradual en la fase. Los períodos obtenidos del análisis son múltiplos de $1/N$, donde N representa la duración de la modelación. De éstos períodos, se escogieron aquellos que mostraron amplificación importante en las

En el caso de la deformación de Sladen, la Figura 6 para el período 98[min] muestra el primer modo de resonancia, con una onda de baja energía más allá de la fosa con nodos al norte de Pichilemu y en el golfo de Arauco, además de un segundo modo que muestra amplificación en la bahía de Concepción y en el golfo de Arauco. Se observa además amplificación importante frente a la costa de la séptima región. Para el período de 76[min] la descripción es similar a la anterior, aunque sin efectos importantes en el golfo de Arauco, observándose ahora amplificación de importancia en la bahía de Concepción con un desfase de 180° con el primer modo, evidenciando una onda estacionaria. Para los 62 minutos de período, nuevamente se observa una onda estacionaria en la bahía de Concepción con un desfase, ahora, de 180° respecto a las oscilaciones sobre la plataforma continental, mientras que el golfo de Arauco presenta resonancia respecto al primer modo, aunque ambas son de poca energía. A los 53 minutos el primer modo se acorta, mientras continúa observándose amplificación sobre la plataforma continental y resonancia de poca energía en la bahía de Concepción. Llama la atención la energía atrapada en zonas bajas frente a Constitución. En el minuto 40 aparecen nodos offshore actuando como onda estacionaria frente a las costas de Constitución y a Dichato, mientras aparecen ondas de orilla en el golfo de Arauco y frente a la quinta región. A los 31 minutos se observan ondas de orilla en prácticamente toda la longitud de costa, sin embargo sigue observándose un inusual fenómeno frente a Constitución, con nodos offshore actuando como onda estacionaria con la onda amplificada frente a la costa. La observación de ondas de orilla de período más largo primero hacia el sur y de período más corto hacia el norte, puede explicarse por la presencia de una plataforma más ancha hacia el sur.

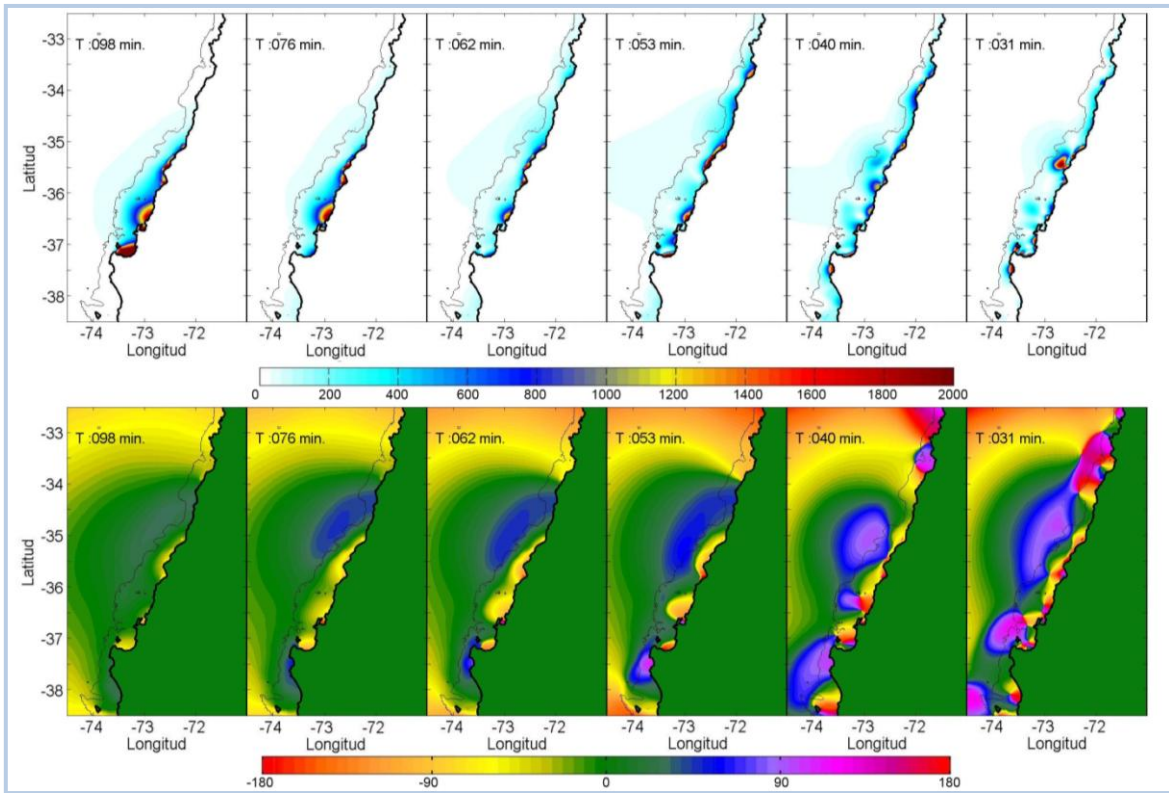


Figura 6. Análisis espectral de las salidas del modelo para la deformación de Sladen. Componentes de energía en $[m^2s]$ arriba y diagrama de fases en grados abajo.

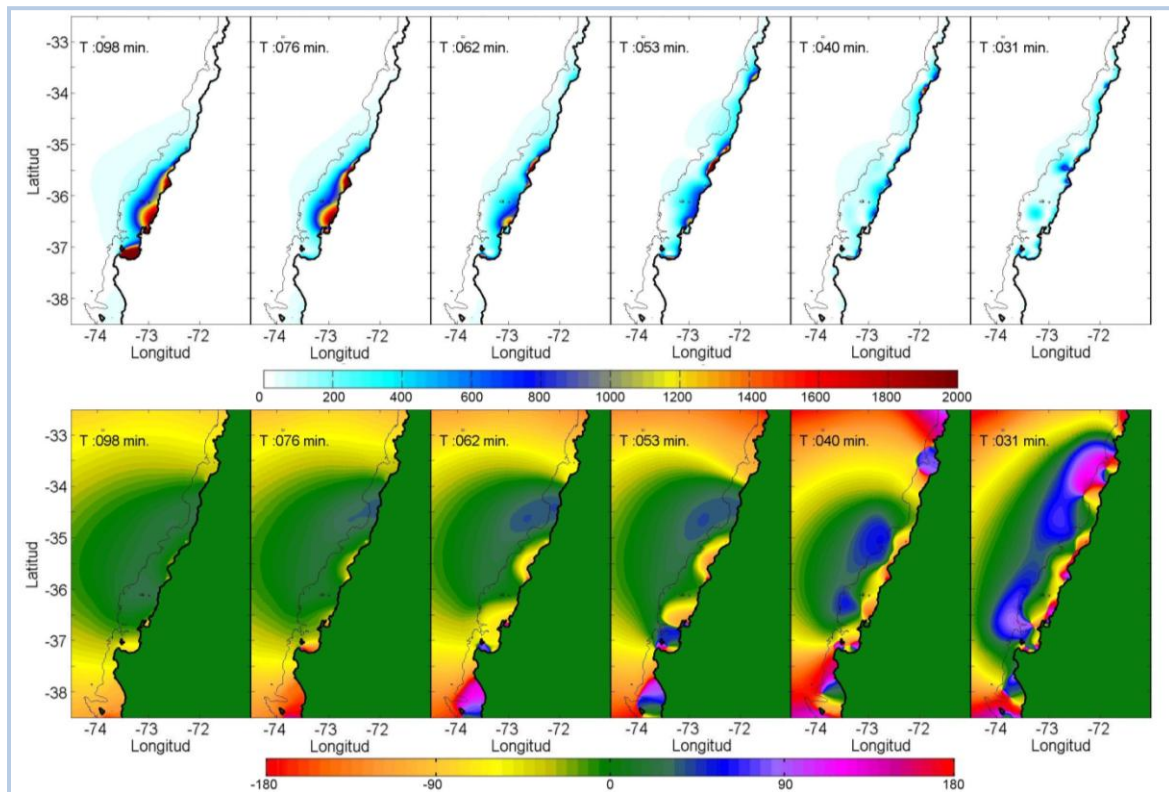


Figura 7. Análisis espectral de las salidas del modelo para la deformación de USGS en $[m^2s]$ arriba y diagrama de fases en grados abajo.

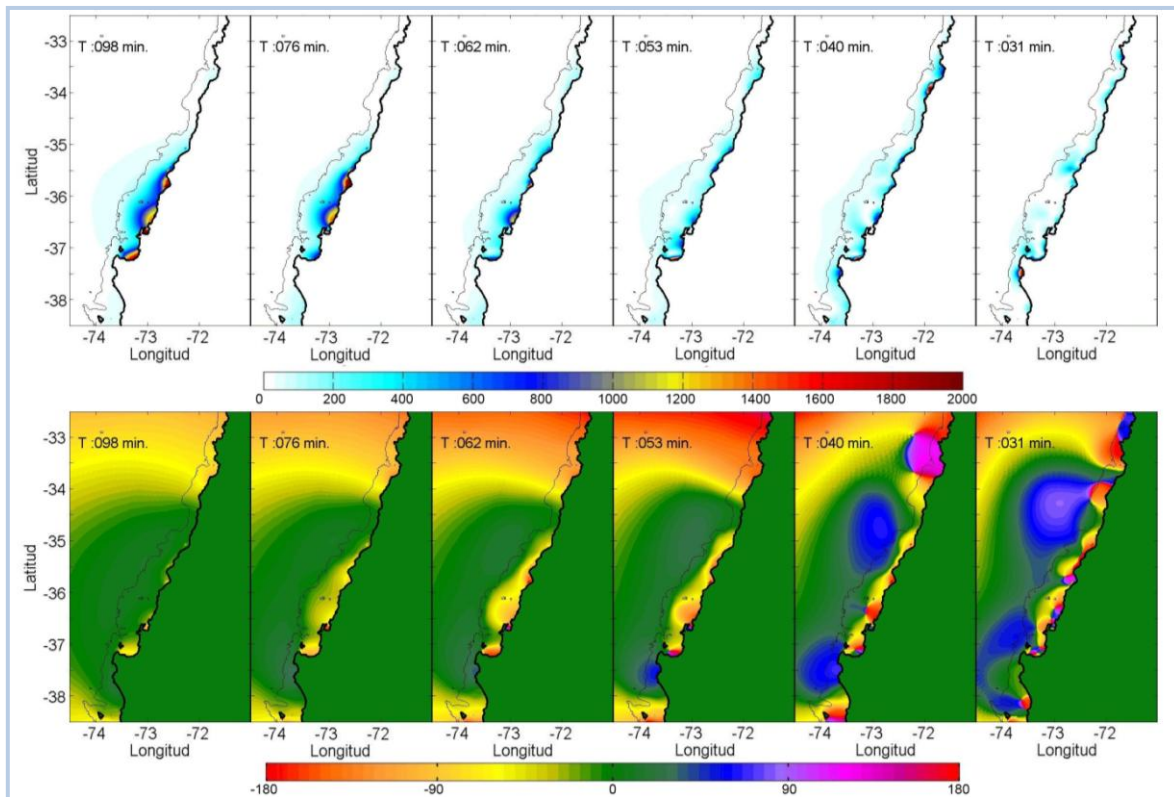


Figura 8. Análisis espectral de las salidas del modelo para la deformación de Okada en $[m^2/s]$. Componentes de energía en $[m^2/s]$ arriba y diagrama de fases en grados abajo.

El análisis de las otras dos deformaciones es similar al realizado para Sladen y no presentan grandes diferencias entre ellos. Particularmente éstas radican en que Okada es menos energético, debido a que la deformación inicial es de menor magnitud que las otras dos, sin embargo presenta resultados muy similares a la deformación de Sladen. La deformación de la USGS, por otro lado es de magnitud similar a la de Sladen, pero presenta algunas diferencias en el comportamiento, concentrando más energía que esta última en los períodos largos, pero menos energía en los períodos cortos, lo que obedece probablemente a la morfología inicial. Sladen es una deformación inicial más angosta que aquella de la USGS, consecuentemente genera un tsunami de menor longitud de onda y período más corto, lo que explicaría que concentre más energía en períodos bajos.

El comportamiento observado frente a las costas de Constitución puede ser explicado debido a la mala calidad de la batimetría usada para la formación de la grilla N°1, particularmente en la zona inmediatamente adyacente a la costa. Se constata la presencia de bajos de 2[m] de profundidad varios kilómetros mar adentro, lo que permite explicar la inusual concentración de energía frente a ésta zona. Esto puede influir en los resultados obtenidos en otros lugares.

6. CONCLUSIONES

De las tres deformaciones probadas, aquellas basadas en modelos heterogéneos de deslizamiento, es decir, Sladen y la USGS, mostraron resultados similares y concordantes

con los registros del día 27 de febrero de 2010. El modelo de Okada reproduce un tsunami concordante en el comportamiento, pero de menor magnitud. Este resultado debe observarse con detención, pues es este modelo el que permite reproducir eventos históricos de los que no se conoce la distribución de deslizamiento de la falla y sólo se conocen los parámetros que la describen a escala macro. Se comprueba que el desplazamiento medio determinado en este trabajo fue pequeño, resultado de la división del momento sísmico por el área de falla. Para este evento entonces se obtendrían mejores resultados restringiendo el área de falla a la zona con deslizamientos horizontales más importantes, lo que entregaría un desplazamiento medio mayor y, por lo tanto, un tsunami más corto, pero de mayor altura.

En el análisis posterior a la ocurrencia del tsunami del 27 de febrero de 2010, su comportamiento fue calificado por algunos de impredecible y anómalo (Larrañaga, 2010). Si bien gran parte de la población costera supo luego del terremoto que podía ocurrir un tsunami, muchos se vieron sorprendidos por la llegada de ondas varias horas después de ocurrido el sismo (Catalán et al. 2010; Fritz et al. 2011). La modelación numérica, a pesar de los inconvenientes en los resultados, es capaz de reproducir el comportamiento general de la onda de tsunami y permite confirmar la existencia de energía atrapada en la plataforma costera, que explica la ocurrencia de ondas tardías en la región afectada, factor que deberá tenerse en consideración en eventos futuros, pues obedecen a la configuración batimétrica de la región, más que a condiciones particulares de la generación. De hecho, las tres deformaciones iniciales probadas generaron ondas secundarias en la zona primaria de impacto y sólo se observaron diferencias en la distribución de energía en el campo de las frecuencias.

REFERENCIAS

Carrión, B., R. Almar, R. Cienfuegos, L. Burgos y P. Catalán. 2010. Modelado numérico de la propagación del tsunami del 27 de febrero de 2010: Análisis preliminar del comportamiento hidrodinámico del evento., Revista de la Sociedad Chilena de Ingeniería Hidráulica.

Catalán, P., L. Burgos, R. Cienfuegos, H. Fritz, C. Petroff, P. Winckler. 2010. Efectos del tsunami del 27 de febrero en las costas de Chile: Parámetros Hidrodinámicos Medidos por el ITST-Chile, Revista de la Sociedad Chilena de Ingeniería Hidráulica.

Fritz, H., C. Petroff, P. Catalán, R. Cienfuegos, P. Winckler, N. Kalligeris, R. Weiss, G. Meneses, C. Ebeling, A. Papadopoulos, M. Contreras, R. Almar, J. Domínguez, S. Barrientos, C. Synolakis. 2011. Field Survey of the 27 February 2010 Chile Tsunami. DOI: 10.1007/s00024-011-0283-5. Pure and Applied Geophysics.

Fujii, Y. y K. Satake. 2010. Chile Tsunami on Feb. 27, 2010. 2010. ERI, University of Tokyo.

Japan Society of Civil Engineers. 2002. Tsunami Assessment Method for Nuclear Power Plants in Japan.

Koshimura S. y F. Imamura. Modeling the Tsunami of 27 February 2010 in Chile, Preliminary Results. Disaster Control Research Center, Graduate School of Engineering. Tohoku University.

Larrañaga, E. (2010). Informe de la investigación efectuada al SHOA. Elaborado por el Sr. VA E. Larrañaga en su calidad de Fiscal de la Investigación Técnica.

Lay, T., C. Ammon, H. Kanamori, K. Koper, O. Sufri y A. Hutko. 2010. Teleseismic inversion for rupture process of the 27 February 2010 Chile (Mw 8.8) earthquake. *Geophysical Research Letters*, VOL. 37, L13301.

Okada, Y. 1985. Surface deformation due to shear and tensile faults in a half space. *Bull. Seismol. Soc. Amer.* Vol. 75, N°4, pp. 1135-1154.

Rabinovich, A., F. Stephenson y R. Thompson. 2006. The California Tsunami of 15 June 2005 along the Coast of North America. *Atmosphere-Ocean* 44 (4) 2006, 415–427.

Servicio Sismológico de la Universidad de Chile. 2010. Informe Técnico Terremoto Cauquenes 27 Febrero 2010. Departamento de Geofísica, Universidad de Chile, Santiago.

Sladen, A. 2011. Comunicación personal.

Tong, X, D. Sandwell, K Luttrell, B. Brooks, M Bevis, M. Shimada, J. Foster, R. Smalley Jr., H. Parra, J. C. Báez, M. Blanco, E. Kendrick, J. Genrich y D. Caccamise. 2010. The 2010 Maule Chile earthquake: Downdip rupture limit revealed by space geodesy. *Geophysical Research Letters*, Vol. 37, L24311.

Tsunami Research Team. The Chile Tsunami, February 27 2010: Preliminary Numerical Simulations. Department of Physics. University of Bologna.

U.S. Nuclear Regulatory Commission. 2009. Tsunami Hazard Assessment at Nuclear Power Plant Sites in the United States of America. Final Report. U.S. Nuclear Regulatory Commission, Report NUREG/CR-6966, March 2009.

USGS. 2010. Finite fault model. Updated Result of the Feb 27, 2010 Mw 8.8 Maule, Chile Earthquake. <http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eqinthenews/2010/us2010tfan/finite_fault.php> Fecha de acceso 14/12/2010.

Wang, X. 2009. User Manual for COMCOT version 1.7 (first draft). Cornell University, USA.

Ward, S. (2010). *Tsunami*. Encyclopedia of Solid Earth Geophysics, Springer Press 2010.

Winckler, P. 2002. Evaluación de riesgo de tsunami en Quintero, Chile. Memoria para optar al título de Ingeniero Civil. Universidad Técnica Federico Santa María. Valparaíso.