

## RESONANCIA DE TSUNAMIS EN EL GOLFO DE ARAUCO, CHILE

*Roberto Guzmán<sup>1</sup>, Rafael Aránguiz<sup>2</sup>*

### RESUMEN:

Eventos de tsunami que han arribado a las costas del Golfo de Arauco muestran comportamientos muy diferentes para localidades cercanas. Investigaciones demostraron que tanto la Isla Santa María como el cañón del Biobío inducen un desvío del frente de tsunami impactando directamente la costa sur (Arauco, Tubul y Llico). Adicional a esto, los tsunamis pueden aumentar considerablemente su impacto al acoplarse con los modos naturales de oscilar de puertos y bahías generando arribo tardío de ondas destructivas. Es por eso que en el presente trabajo se calcularon numéricamente los modos naturales de oscilar del Golfo de Arauco mediante análisis modal y los resultados fueron comparados con espectros de fondo provenientes de mediciones del nivel del mar en Tubul, Isla Santa María y puerto de Coronel. Además, se realizó un análisis espectral a los resultados de la simulación del tsunami del 2010 para determinar la relación entre el comportamiento de este tsunami y los modos naturales.

Se encontraron modos estacionarios y progresivos con periodos de hasta 115 min oscilando a escala tanto continental como local, los cuales afectan principalmente la entrada sur. Además, los modos naturales de oscilar entregan una explicación para las grandes alturas de inundación observadas durante el evento del 2010 en zonas como Tubul y Llico. La bahía de Coronel, debido a su forma rectangular, se comporta como un sistema oscilatorio independiente del Golfo aunque sus modos locales no fueron relevantes durante el evento del 2010. Finalmente, los periodos fundamentales tanto para el Golfo como para la Bahía de Coronel son de 115 y 28 min respectivamente.

**PALABRAS CLAVE:** *Tsunami, Resonancia, Golfo de Arauco.*

### ABSTRACT:

Events of tsunami that have arrived at the coast of the Gulf of Arauco show very different behaviors for nearby localities. Investigations showed that both Santa Maria Island and Biobío canyon lead to a diversion of the tsunami front directly impacting the south coast (Arauco, Tubul and Llico). In addition, tsunamis can dramatically increase their impact when coupled with natural oscillating modes from ports and bays, leading to the late arrival of destructive waves. That is why in the present work the natural ways of oscillating in the Gulf of Arauco were calculated numerically by means of modal analysis and the results were compared with background spectra from sea level measurements in Tubul, Santa Maria Island and Coronel port. In addition, a spectral analysis was performed on the results of the 2010 tsunami simulation to determine the relationship between the behavior of this tsunami and the natural modes.

Stationary and progressive modes were found with periods of up to 115 min ranging on both continental and local scale, which mainly affect the southern entrance. In addition, the natural modes of oscillation provide an explanation for the large flood heights observed during the 2010 event in areas such as Tubul and Llico. Coronel Bay, due to its rectangular shape, behaves as an independent oscillatory system of the Gulf although its local modes were not relevant during the event of 2010. Finally, the fundamental periods for both the Gulf and the Bay of Coronel are 115 and 28 min respectively.

**KEYWORDS:** *Tsunami, Resonance, Arauco Gulf.*

---

<sup>1</sup>Estudiante, Carrera de Ingeniería Civil, Universidad Católica de la Santísima Concepción, CHILE, [rguzman@ing.ucsc.cl](mailto:rguzman@ing.ucsc.cl).

<sup>2</sup>Profesor Asistente, Departamento de Ingeniería Civil, Universidad Católica de la Santísima Concepción, CHILE, Investigador Asociado, Centro de Investigación para la Gestión Integrada del Riesgo de Desastres (CIGIDEN). [raranguiz@ucsc.cl](mailto:raranguiz@ucsc.cl)

## 1. INTRODUCCIÓN

El 27 de febrero de 2010 (6:34 UTC) un terremoto de magnitud  $M_w=8.8$  ocurrió en la costa de la región del Maule, en Chile, al norte de Concepción (*Lay et al., 2010; Delouis et al., 2010*). El impacto de este tsunami dentro del Golfo de Arauco (Lat 37S) tuvo consecuencias devastadoras principalmente en las pequeñas localidades de Tubul y Llico, en donde estudios de campo registraron runup de 8,4 y 18 m respectivamente (*Fritz et al., 2010; Mikami et al., 2011*). Sin embargo, no se registró inundación en el río Biobío, ubicado en frente del cañón del Biobío, el cual tiene 2 km de ancho y a lo largo de San Pedro de la Paz se registraron alturas de inundación menores a 2m (*Fritz et al., 2010; Mikami et al., 2011*). Además, registros de otros tsunamis tales como el de Tohoku 2011 y Valdivia 1960 se comportaron de manera similar sobre el río Biobío (*Aránguiz, 2011*). Investigaciones posteriores al evento del 2010 (*Aránguiz, 2013*) basados en simulación numérica demostraron que los tsunamis al ingresar al Golfo de Arauco son fuertemente influenciados por procesos de refracción, difracción y transmisión debido a la presencia del cañón del Biobío y la isla Santa María. En este sentido, el frente de tsunami tendería a desviarse hacia el lado sur del Golfo con impacto directo en las localidades de Arauco, Tubul y Llico (*Martínez et al., 2012*).

Por otro lado, en costas de todo el mundo se ha reportado que ondas persistentes y destructivas arriban muchas horas después de ocurrido algún evento tsunamigénico. Respecto al tsunami del 2010, en Talcahuano se reportó que la onda más destructiva arribó 3 horas después de ocurrido el terremoto (*Larrañaga Martin, 2010*). Simulaciones numéricas del evento muestran que en la Isla Santa María y Tubul arribaron ondas con altura superior a los 2 metros aun 5 horas después de ocurrido el terremoto y que en Llico la cuarta onda fue la más devastadora con una altura mayor a los 5 metros, observada 4 horas después de ocurrido al terremoto (*Salamanca, 2015*). *Yamazaki & Cheung [2011]* estudiaron la propagación de este tsunami por medio de simulación numérica con el código NEOWAVE (Non-hydrostatic Evolution of Ocean WAVES). Sus resultados muestran que la prolongada actividad de ondas principalmente entre Valparaíso y Valdivia fue inducida por el fenómeno de resonancia a nivel de plataforma continental. Ellos encontraron modos resonantes con periodos entre 35 y 129 minutos los cuales explican gran parte de la energía liberada por este tsunami y el arribo de ondas desde diferentes direcciones en diferentes tiempos tal como reporta *Morton et al. [2010]*. Sus resultados también muestran que el Golfo de Arauco se vio afectado por todos los modos de oscilar encontrados.

El arribo tardío de ondas de gran altura también ha sido reportado para los eventos de Pisagua 2014 ( $M_w=8.2$ ) e Illapel 2015 ( $M_w=8.3$ ). Por ejemplo para el evento del 2015 mareógrafos ubicados en Huasco, Constitución, Chañaral, Coquimbo y Valparaíso mostraron que en general la segunda o la tercera onda fue la de mayor altura, además de mostrar una prolongada actividad de ondas durante varias horas (*Aránguiz et al., 2016*). En el caso del evento del 2014, en Arica se reportó que la onda de mayor altura arribó 90 min luego de ocurrido el terremoto (*Catalán et al., 2015*). Estudios de resonancia realizados por *Aránguiz [2014]*, *Cisterna [2014]*, *Cortés & Catalán [2016]* y *Cortés et al. [2017]* han determinado numéricamente los modos naturales de oscilar de varias bahías a lo largo del norte de Chile y Chile central, mediante métodos tales como Funciones Empíricas Ortogonales (*Tolkova & Power, 2011*) y análisis modal (*Belloti et al., 2012*). Sus principales hallazgos muestran que los modos naturales han sido responsables de las grandes amplificaciones registradas en tsunamis pasados y que dos categorías de modos coexisten y eventualmente se acoplan. La primera categoría son modos generados por las características geométricas de la línea de costa (modos locales) y la segunda categoría son modos oscilando a gran escala en la plataforma continental, abarcando sistemas de varias bahías.

El presente trabajo tiene el propósito de generar conocimiento acerca de los modos naturales de oscilar y su forma espacial en la cuenca del Golfo de Arauco la cual posee una morfología inusual que modifica la propagación de tsunamis afectando ciertas localidades costeras, además, la resonancia puede agravar aún más la situación, haciendo necesario un estudio de este fenómeno. En esta ocasión, se aplicó la combinación de análisis modal propuesto por *Belloti et al. [2012]* con análisis de espectros de fondo (*Rabinovich, 1997*) provenientes de mediciones en terreno. Esta combinación permite reconstruir la estructura espacial de modos naturales de oscilar. Además, un análisis espectral aplicado a los resultados de la simulación del evento el 2010 (*Salamanca, 2015*) permite determinar si el evento excitó los modos naturales del Golfo. En la siguiente sección se explica con más detalle la metodología aplicada y las diferentes herramientas necesarias para llevar a cabo este trabajo. Luego, se presentan los resultados y las principales observaciones. Además, una breve discusión es expuesta en la sección siguiente y finalmente se presentan las conclusiones y recomendaciones.

## 2. MATERIALES Y MÉTODOS

Los modos naturales de oscilar fueron calculados numéricamente mediante análisis modal. Además, se calculó la fase asociada a cada modo lo que permite analizar con mayor detalle la naturaleza de las ondas, a saber, ondas estacionarias y ondas de orilla, ambas de gran relevancia en la propagación y persistencia de ondas de tsunami. Luego, los resultados fueron comparados con espectros de energía provenientes de mediciones del nivel del mar durante eventos de tsunami y durante la ausencia de ellos, con el fin de identificar la importancia de los modos tanto en la propagación de tsunamis como en la propagación de oleaje. Las series de tiempo del nivel del mar provienen de un mareógrafo ubicado en Coronel perteneciente al SHOA, dos sensores de presión instalados en Isla Santa María y Caleta Tubul y de resultados de la simulación numérica del tsunami del 2010 realizada por *Salamanca* [2015].

### 2.1 Análisis modal

En la metodología propuesta por *Belloti et al.* [2012], los modos naturales de oscilar son representados por valores propios (periodo resonante) y vectores propios (forma espacial). La técnica resuelve las ecuaciones homogéneas lineales de aguas someras en dos dimensiones (continuidad de flujo y de momentum) sobre una porción semi circular de océano mediante elementos finitos con dos tipos de condiciones de borde. Para el borde costero se aplica una condición de reflexión total de las ondas y para el borde abierto al mar se aplica una condición de radiación aproximada, que da la ventaja de describir el flujo en términos de ondas estacionarias y ondas de orilla. Además, el esquema planteado no toma en cuenta fenómenos de turbulencia y fricción de fondo.

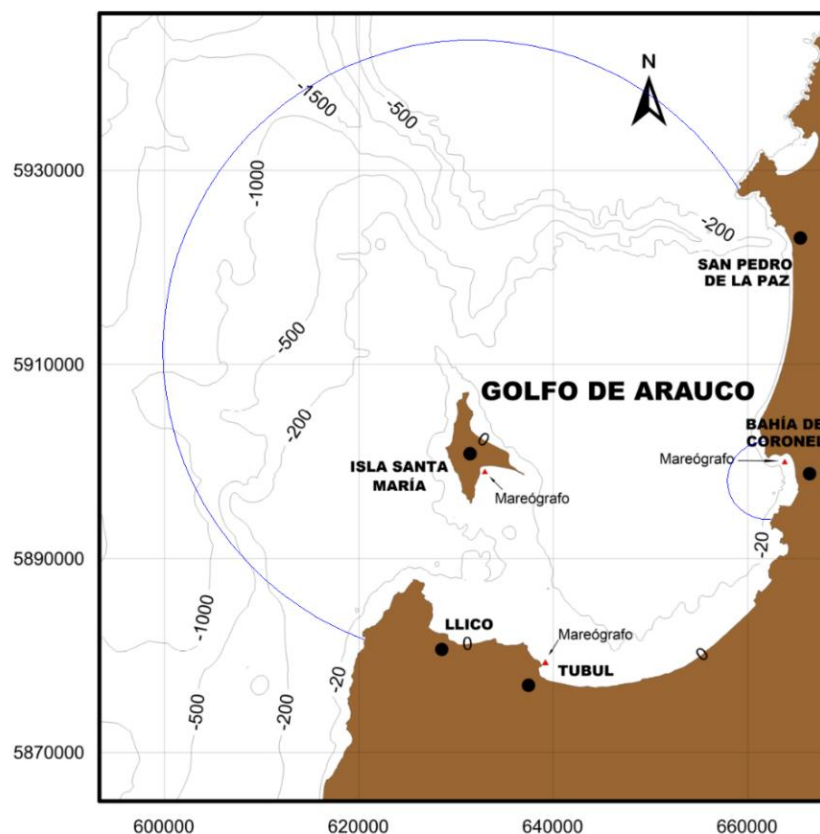


Figura 1. Golfo de Arauco (Chile). Las circunferencias azules indican los dominios de cálculo y los triángulos rojos indican la ubicación de los sensores. Las coordenadas están en UTM.

La figura 1 muestra la batimetría de la zona de estudio y los dominios de cálculo utilizados. Se utilizó un dominio de cálculo principal que cubre toda la cuenca del Golfo de Arauco incluyendo tanto la Isla Santa María como el cañón del Biobío y la plataforma continental. Además, se utilizó un dominio de detalle que cubre solamente la bahía de Coronel. Éste último se escogió debido a la geometría rectangular de su línea de costa, por lo que se espera que esta zona se comporte como un sistema resonante independiente del resto del Golfo.

La grilla creada, que corresponde al único dato de entrada al modelo, tiene una resolución de 50 m (~1.6''). La información topo-batimétrica para la creación de esta grilla fue una combinación de bases de datos provenientes del General Bathymetric Chart of the Ocean (GEBCO) y cartas náuticas del SHOA. Dado que las cartas náuticas se encuentran referidas al NRS, estas fueron corregidas y llevadas al NMM.

## 2.2 Mediciones del nivel del mar

Se llevó a cabo un trabajo de campo entre los meses de enero y marzo del 2017 que tuvo como objetivo registrar la variación del nivel del mar (sin eventos de tsunami) en zonas características del Golfo de Arauco. *Aravena* [2016] determinó que con series de tiempo de hasta dos semanas de duración es posible realizar un análisis espectral estadísticamente representativo. Por otro lado, los puntos escogidos para instalar los mareógrafos deben ser capaces de registrar la mayor actividad resonante posible, además de ser representativos de toda la zona de estudio. Del conocimiento previo, se sabe que los modos de vibrar poseen nodos en donde las amplificaciones por resonancia son nulas, lo que hace necesario conocer a priori las zonas donde se esperan tales nodos para no cometer el error de ubicar allí los instrumentos. Para esto, resultados como los de *Yamazaki & Cheung* [2011] fueron de utilidad al momento de definir los puntos de interés. Además, fue necesario calcular previamente algunos modos de oscilar con dominios de menor resolución para tener mayor seguridad al momento de instalar los sensores.

La figura 1 muestra la ubicación de las zonas de control. Se escogió la Isla Santa María (37°02'42.2"S 73°30'19.5"W) y caleta Tubul (37°13'37.2"S 73°26'04.6"W) como puntos de interés para captar el nivel del mar. En estas coordenadas se ubicaron sensores de presión (Keller, DCX-22) en el fondo marino que fueron registrando cada 1 min la presión total (columna de agua y atmósfera). Además, la presión atmosférica debe ser removida de las mediciones para así obtener solamente la presión de la columna de agua y transformarla en superficie libre de elevación. Por tal motivo se instalaron sensores en tierra que fueron registrando en paralelo la presión de la atmósfera con intervalos de medición de 5 min que posteriormente se interpolaron cada 1 min. Los registros cubren desde el 7 de enero del 2017 (00:01:00) hasta el 26 de marzo (03:23:00). Por otro lado, se descargaron registros del nivel del mar cada 1 min en el puerto de Coronel (37°01'43.0"S 73°09'06.2"W) provenientes de un sensor de presión (GE, PTX-1830) administrado por el Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de la Armada de Chile asociado a UNESCO (<http://www.ioc-sealevelmonitoring.org/>). Los registros cubren aproximadamente el mismo periodo que los sensores propios de este proyecto.

Para la construcción de los espectros de fondo se aplicó la siguiente metodología (*Rabinovich*, 1997): Primero, se divide la serie de tiempo en ventanas de 24 horas. Luego, un límite de variabilidad permite remover ventanas anómalas. Tercero, se aplica un filtro a cada ventana de mediciones para sustraer la marea astronómica la cual no tiene relación alguna con las oscilaciones de fondo. Cuarto, se aplica una Transformada Rápida de Fourier (FFT, por sus siglas en inglés) con lo cual ya se tiene un espectro de fondo para cada ventana individual y finalmente se promedian todas las ventanas de mediciones y se suaviza el espectro resultante. Para construir espectros de tsunami, se aplica la misma metodología, con la excepción de que se utiliza solamente una ventana de 24 horas, bajo el supuesto de que las ondas de tsunami actúan aproximadamente en este rango de tiempo (en algunos casos no es así, ver *Bai et al.*, 2015).

## 2.3 Simulación numérica del tsunami del 2010

Se utilizaron los resultados de la simulación numérica del tsunami del 2010 realizada por *Salamanca* [2015] mediante el cogido NEOWAVE (*Yamazaki et al.*, 2009, 2011) que resuelve las ecuaciones no lineales de aguas someras y toma en cuenta fenómenos tales como la deformación dinámica del fondo marino (terremoto),

dispersión de la onda, rotura de la ola y fricción de fondo para reproducir runup y alturas de inundación. De la simulación fueron extraídas series de tiempo cada 1 min de las ondas de tsunami en mareógrafos sintéticos cercanos a los mareógrafos físicos utilizados en este trabajo y además se escogió un punto representativo en Llico para estudiar el comportamiento del tsunami en esa localidad. Luego, se realizó análisis espectral a las series de tiempo para estudiar los mecanismos resonantes que fueron responsables de la densidad energética (en el dominio de las frecuencias) sobre los puntos de interés.

Para la simulación se utilizaron cuatro grillas anidadas de diferente resolución espacial (2', 30'', 6'' y 1'') y un tiempo de cálculo de 24 horas. La Figura 2 muestra las grillas utilizadas para la simulación. La información topo-batimétrica es similar a la utilizada en este trabajo la cual es descrita en la sub sección 2.1. La fuente sísmica para esta simulación fue estimada por el Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS, por sus siglas en inglés) quien analizó el terremoto (Hayes, 2010) usando el algoritmo de falla finita de *Ji et al.* [2002] y estimó los parámetros de falla y la secuencia de ruptura sobre 540 km por 200 km con 180 sub fallas de 30 km por 20 km cada una. Si bien la fuente de ruptura no fue validada en este trabajo, *Yamazaki & Cheung* [2011] la validaron regionalmente utilizando registros del tsunami en boyas DART 32412, 51406, 32411 y 43412. *Martínez et al.* [2012] también validaron esta fuente a nivel local mediante información de terreno recogida por los autores en las diferentes localidades afectadas de la región (*Quezada et al.*, 2010; *Aránguiz*, 2010; *Martínez et al.*, 2011; *Fritz et al.*, 2011). Ambos encontraron buena concordancia entre la simulación numérica y los registros de terreno.

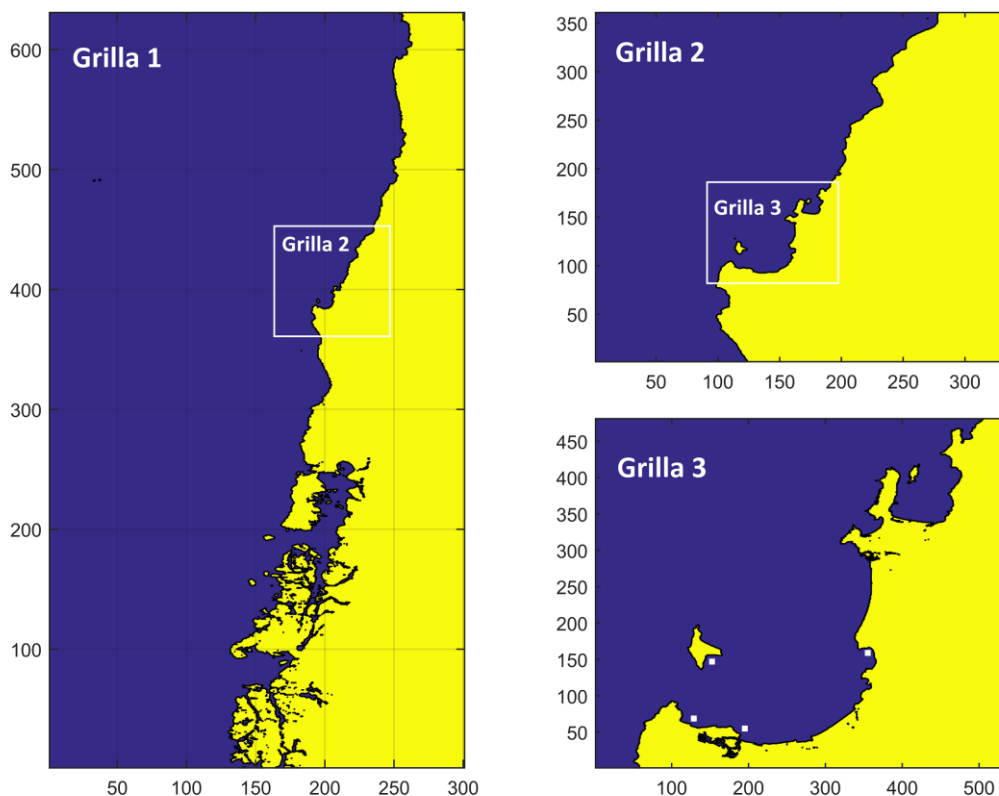


Figura 2. Grillas anidadas utilizadas en la simulación del tsunami del 2010. Los puntos blancos en la grilla 3 indican la ubicación de los mareógrafos sintéticos.

### 3. RESULTADOS

#### 3.1 Espectros de fondo

La figura 3 muestra los espectros de fondo de los tres mareógrafos considerados. Las líneas color gris muestran los espectros individuales calculados a partir de ventanas con una duración de 24 horas y las líneas color rojo muestran el espectro de fondo promedio.

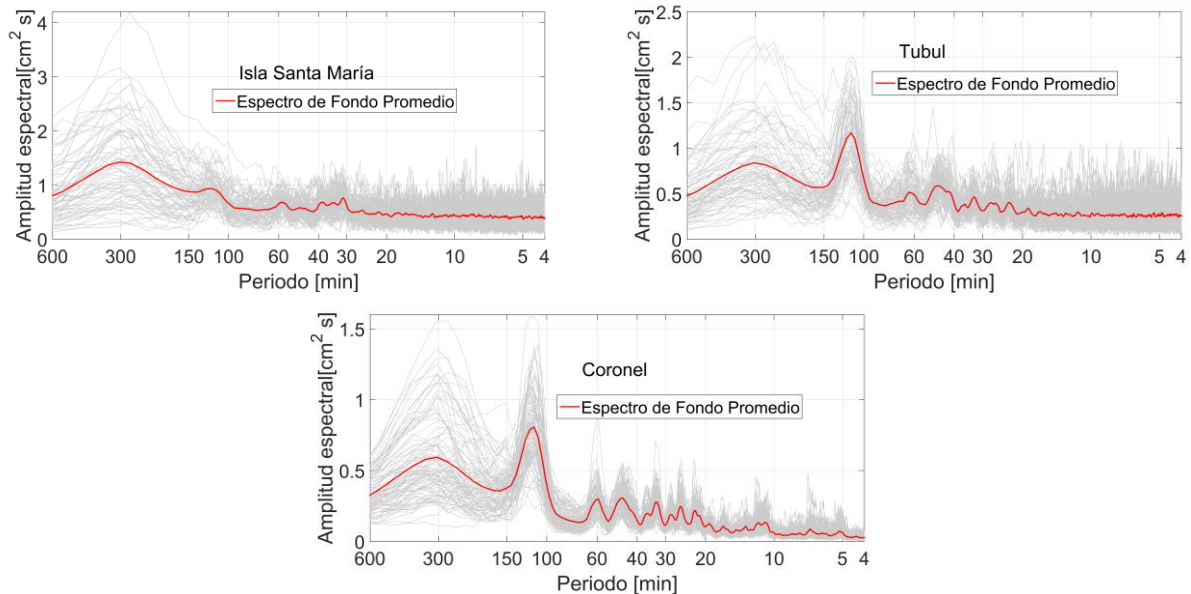


Figura 3. Espectros de fondo promedio (línea roja) para los mareógrafos de Tubul, Isla Santa María y Coronel.

En general, se puede observar que los tres espectros tienen una forma similar en términos de sus amplificaciones energéticas y ancho de banda. Por ejemplo, todas las localidades amplifican considerablemente la energía en torno a una componente periódica centrada en los 115 min, siendo esta la componente dominante tanto para Coronel como Tubul. Un gran ancho de banda entre 180 y 500 min centrado en 300 min da luces de un modo oscilando a escala oceánica, siendo responsable de una gran porción de energía en el espectro completo de las tres localidades y siendo además la componente periódica dominante en la Isla Santa María. Entre los 20 y 70 min, varias componentes periódicas se observan para las tres localidades, mostrando mucha similitud entre Coronel y Tubul, pero ciertas discrepancias en la Isla Santa María. Finalmente, para periodos inferiores a 17 min, tanto la Isla Santa María como Tubul muestran muchas componentes periódicas cercanas y muy similares en términos de su energía espectral, lo que hace difícil distinguir algún modo representativo, sin embargo Coronel muestra componentes singulares en centradas cerca de los 11, 7 y 5 min.

#### 3.2 Análisis modal

En esta sub sección, se presentan los vectores propios calculados mediante análisis modal para los dos dominios utilizados (Golfo de Arauco y Bahía de Coronel). Además, se explica brevemente cada uno de los vectores y su contraste con los espectros de fondo. La figura 4 compara los espectros de fondo de las tres localidades analizadas contra los resultados del análisis modal para el dominio extenso (izquierda) y el espectro de fondo de Coronel contra los resultados del análisis modal para el dominio pequeño (derecha).

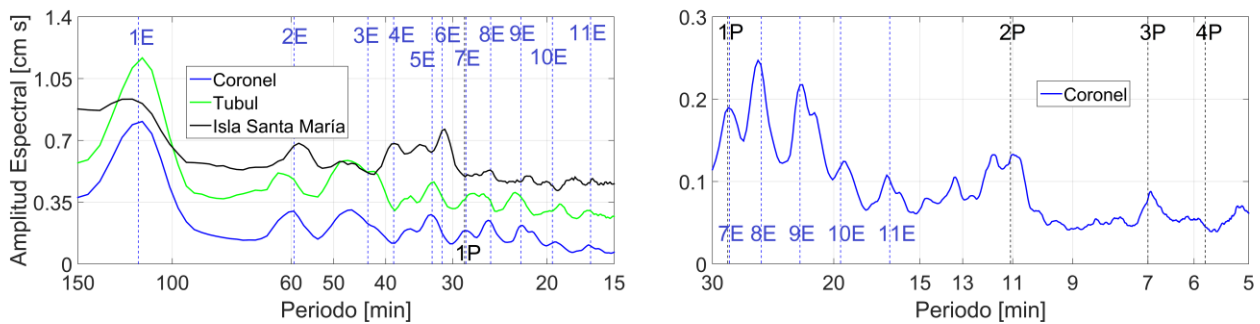


Figura 4. Espectros de fondo en Tubul, Isla Santa María y Coronel (Izquierda) y Coronel (Derecha). Las líneas verticales indican los resultados del análisis modal para el dominio extenso (E) y dominio pequeño (P).

### 3.2.1 Dominio extenso

La figura 5 muestra los resultados del análisis modal para 11 vectores propios representativos de resonancia, los cuales se escogieron por dos grandes razones. Por un lado, la forma de estos vectores y su fase tienen coherencia con un modo físico. Además, su periodo calculado debe representar alguna componente energética en los espectros de fondo.

El vector propio 1E ( $T \approx 115$  min) amplifica la energía sobre una gran porción de océano en la entrada sur del Golfo de Arauco con máximos en Tubul. El gráfico de fase muestra que las oscilaciones de este vector propio se extienden más allá del dominio de cálculo, lo que sugiere un extenso modo continental. Además, su periodo está muy bien representado en los espectros de fondo por un gran ancho de banda entre 90-150 min centrado en 115 min.

El vector propio 2E ( $T \approx 59$  min) es coherente con una banda energética entre 53 y 65 min observada en los espectros de fondo de todas las localidades analizadas. El gráfico de fase muestra un nodo bien definido cerca de la desembocadura del río Carampangue en dirección ortogonal a la costa lo que sugiere la presencia de una onda estacionaria que oscila entre la entrada sur y las cercanías de la Bahía de Coronel. Además, la energía máxima se concentra en Caleta Llico.

El vector propio 3E ( $T \approx 43$  min) es un sistema de ondas estacionarias al sur y progresivas al norte del Golfo tal como sugiere el gráfico de fase. Además, se esperan amplificaciones energéticas en Tubul, Isla Santa María y Coronel tal como se observa en los espectros de fondo, los cuales representan a esta onda con un gran ancho de banda entre 42-53 min centrado en 46 min.

El vector propio 4E ( $T \approx 38$  min) muestra una onda estacionaria oscilando entre Caleta Llico y la Isla Santa María con un nodo bien definido entre estas localidades tal como se observa en el gráfico de fase. Según la forma espacial de este vector, en la Bahía de Coronel y Tubul no se deberían presentar amplificaciones considerables, hecho que es corroborado con los espectros de fondo ubicados en estas localidades.

El vector propio 5E ( $T \approx 34$  min) es un sistema de ondas estacionarias y progresivas con amplificaciones energéticas considerables en el lado sur del Golfo de Arauco incluyendo la Bahía de Coronel. Los espectros de fondo en Tubul y Bahía de Coronel muestran una componente energética entre 35-30 min centrada en 33 min lo que es coherente con la estructura de este vector.

El vector propio 6E ( $T \approx 31$  min) presenta máximos energéticos sobre la Isla Santa María y en menor magnitud sobre la Bahía Coronel y Tubul, lo que es corroborado en los espectros de fondo analizados.

El vector propio 7E ( $T \approx 28$  min) sugiere que la energía es amplificada sobre Tubul y Bahía de Coronel, y en menor medida sobre la Isla Santa María, tal como se observa en los espectros de fondo analizados. También se observa que la concentración de energía es máxima sobre Llico.

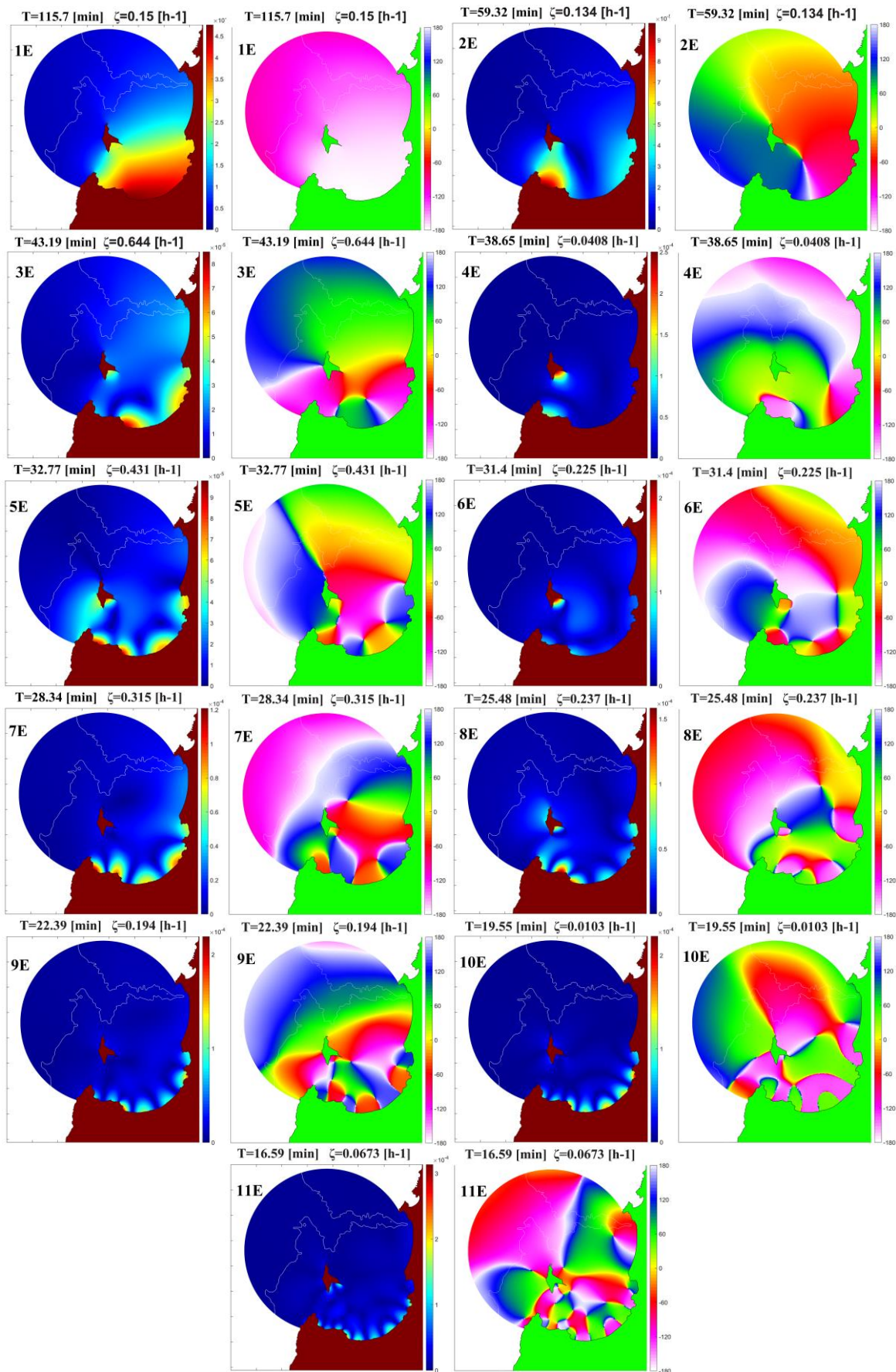


Figura 5. Amplitud absoluta y coseno de la fase de los vectores propios calculados con el dominio extenso.

El vector propio 8E ( $T \approx 26$  min) tiene una estructura espacial compleja mostrando líneas nodales en diferentes direcciones y amplificaciones inusuales alrededor de toda la isla Santa María. Respecto a las máximas amplitudes, estas ocurren en la costa sureste de la isla Santa María y también en Tubul. Todos los espectros de fondo analizados muestran componentes energéticas en torno a este periodo.

Finalmente, los vectores propios 9E ( $T \approx 22$  min), 10E ( $T \approx 19$  min) y 11E ( $T \approx 16$  min) tienen estructuras espaciales muy similares y focalizadas en el borde costero entre Coronel y Llico. Los espectros de fondo corroboran la presencia de estos modos resonantes mostrando bandas energéticas centradas en 22, 19 y 17 min para Bahía de Coronel, 23, 19 y 17 min para Tubul y 21, 20 y 16 min para la Isla Santa María.

### 3.2.2 Dominio pequeño

La Figura 6 muestra los resultados del análisis modal sobre la Bahía de Coronel para los 4 primeros vectores propios.

El vector propio 1P ( $T \approx 28$  min) amplifica toda la Bahía de Coronel y su fase da luces de una onda estacionaria oscilando más allá del dominio de cálculo, a una escala mayor. Su periodo resonante tiene mucha similitud con el vector propio 8E, además su forma espacial sugiere que podría tratarse de la misma onda oscilatoria.

El vector propio 2P ( $T \approx 11$  min) oscila a lo largo de la costa amplificando las zonas del puerto de Coronel y Lota. El gráfico de fase muestra un nodo bien definido sugiriendo una onda estacionaria que además presenta sus máximas amplitudes energéticas sobre la playa de Lota. En el espectro de fondo de Coronel se puede observar una banda energética centrada en 11 min.

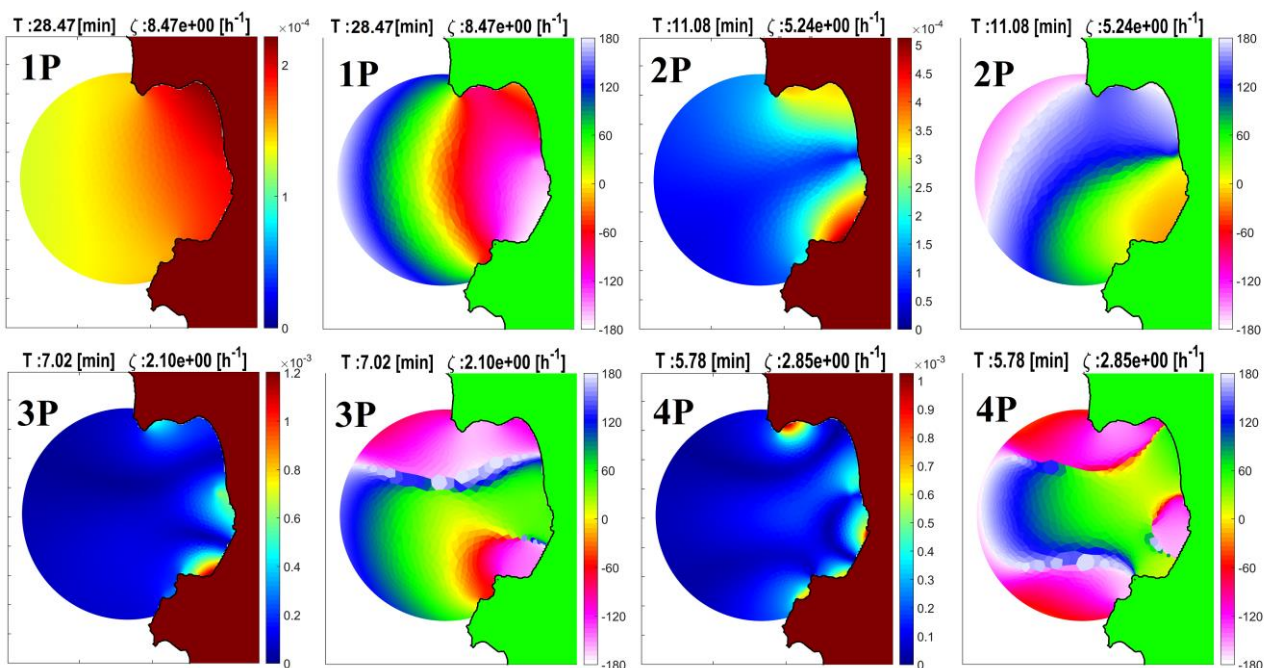


Figura 6. Amplitud absoluta y coseno de la fase de los vectores propios calculados con el dominio pequeño.

El vector propio 3P ( $T \approx 7$  min) sugiere ser un sistema de ondas estacionarias con oscilaciones a lo largo de la costa, amplificando playa Negra, Lota y puerto de Coronel. El espectro de fondo muestra claramente una componente resonante centrada en 7 min.

El vector propio 4P ( $T \approx 5.8$  min) y 3P tienen similares características, aunque según la forma espacial de este vector el espectro de fondo de Coronel no debería captar esta onda, debido a que sobre la ubicación del sensor se observa un nodo bien definido. El espectro de fondo es coherente con esta observación.

### 3.3 Resonancia inducida por el tsunami del 2010

La figura 7 resume los resultados extraídos de la simulación del tsunami del 2010. Se muestran las ondas de tsunami para las primeras 15 horas de simulación sobre 4 localidades de interés (Izquierda) y sus respectivos espectros de energía (Derecha).

Se puede observar que todas las localidades amplifican considerablemente una componente espectral entre 90-150 min centrada en torno a los 110-120 min, aunque en Tubul la amplitud de esta componente supera en gran medida a las otras localidades analizadas. Luego, en Coronel y Tubul se observa un ancho de banda entre 40-65 min que posee picos de 60, 50 y 44 min. Además, una importante componente energética con un estrecho ancho de banda se observa en Coronel en torno a los 28 min la cual supera en magnitud la energía espectral de la componente 40-67 min, mientras que en Tubul la componente de 28 min también se observa pero con una magnitud mucho menor. En la Isla Santa María se observan componentes periódicas de similar energía centradas en 60, 50, 45, 40, 33 y 28 min. En el caso de Llico, la componente energética principal se centra en los 60 min con un estrecho ancho de banda entre 50-65 min. Además, también se observa una componente periódica centrada en los 43 min.

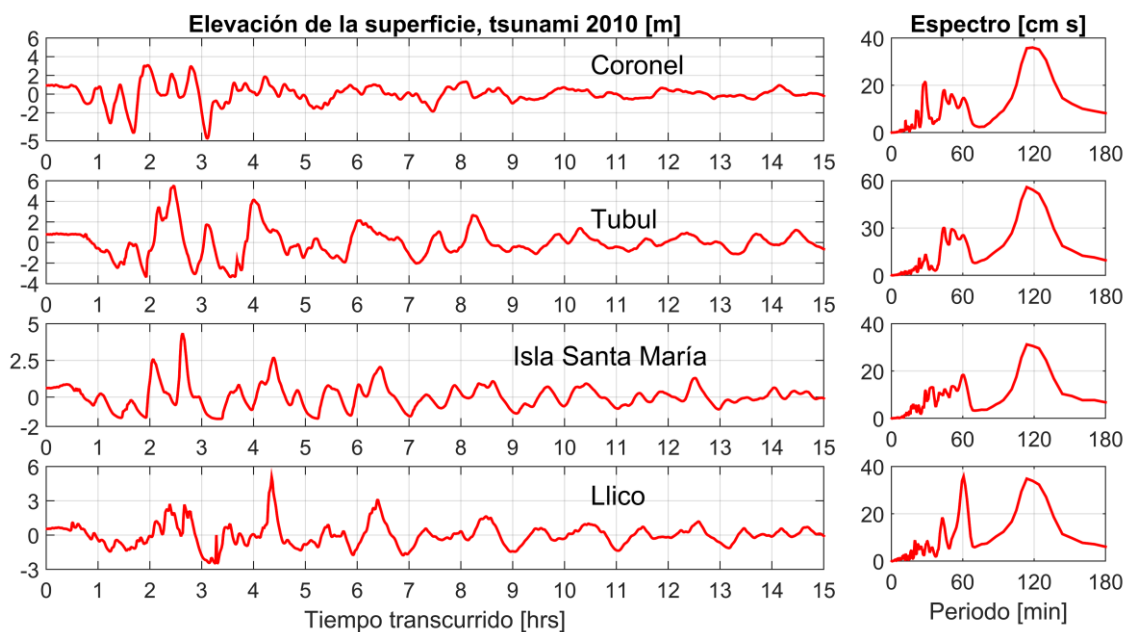


Figura 7. Ondas de tsunami y energía espectral provenientes de la simulación del tsunami del 2010.

## 4. DISCUSIÓN

El vector propio 1E ( $T \approx 2$ hrs) corresponde a una onda estacionaria oscilando a escala continental que fue significativamente amplificada para el evento del 2010 y se representa en los espectros de fondo por una componente periódica con un gran ancho de banda entre 90-150 min centrada en 115 min. Esta componente también ha sido observada en espectros de fondo de las Bahías de Coliumo, San Vicente y Concepción (Aravena, 2016). Además, es coherente con un modo continental calculado por Yamazaki & Cheung [2011] de 129 min excitado para el tsunami del 2010 que se extendió por 500km entre Corral y Constitución. Los registros de las ondas de tsunami simuladas (Figura 7) muestran que la localidad de Tubul se vio severamente afectada por la excitación de este modo, aun cuando transcurrieron 8 horas del terremoto arribó una onda con altura de 3.5m a causa de esta oscilación. Al contrastar estas observaciones con la forma espacial del modo calculado, se puede notar que Tubul corresponde a la zona de máximas amplificaciones.

El vector propio 2E ( $T \approx 1$ hr) corresponde a una onda estacionaria que también fue excitada para el evento del 2010. Yamazaki & Cheung [2011] encontraron un periodo resonante similar a este ( $T = 64$  min) que fue migrando de sur a norte en forma de ondas de orilla mostrando sus máximas amplificaciones cerca de

Constitución. En el caso de Llico, los resultados de simulación numérica (Figura 7) muestran que una onda con altura superior a los 5m arribó 4 horas después de ocurrido el terremoto. Una posible explicación a esto, es la excitación y acoplamiento de los modos 1E y 2E, los cuales son representados en el espectro de tsunami de Llico por una estrecha banda energética centrada en los 60min y la gran componente resonante centrada en 115 min observada en todos los puntos de interés. Ambas con energía muy similar y muy superior a las otras bandas energéticas observadas.

Los vectores propios 3E ( $T \approx 43$  min) y 5E ( $T \approx 34$  min) tienen similitud en forma espacial y periodo con modos resonantes encontrados por Yamazaki & Cheung [2011] (46 y 35 min). Lo que sugiere que estos modos son ondas continentales progresivas. Para el tsunami del 2010, el modo 5E solo fue relevante en la Isla Santa María, en cambio el modo 3E se amplificó en todos los punto de interés.

El vector propio 7E es una onda estacionaria con nodos bien definidos que oscila entre punta Lavapie y Coronel. Además, su periodo y forma son coherentes con el modo fundamental de la Bahía de Coronel (1E) el cual fue excitado dentro de la Bahía para el tsunami del 2010. Respecto a los demás vectores propios, estos en general representan ondas estacionarias con nodos bien definidos los cuales oscilan entre la costa de punta Lavapie y Coronel interactuando en algunos casos con la Isla Santa María.

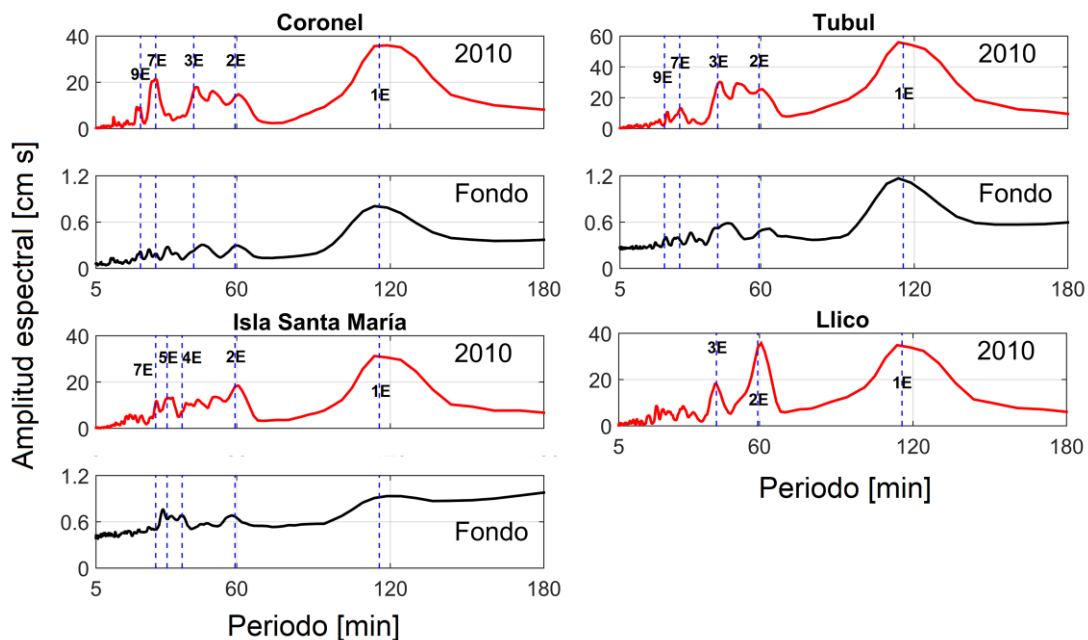


Figura 8. Espectros de fondo (líneas negras) y espectros de la simulación del tsunami del 2010 (líneas rojas) sobre los puntos de interés.

La figura 8 contrasta los espectros de fondo y los espectros de las ondas de tsunami simuladas. Se puede observar como otros modos también fueron excitados para el evento, aunque con menor relevancia en comparación con los modos 1E y 2E. Para el caso de la Isla Santa María, los modos 2E, 4E, 5E y 7E muestran energía similar pero mucho menor en comparación con el modo 1E. En Coronel se observa que el modo 7E fue relevante en la energía del tsunami, lo cual coincide con el modo fundamental de la Bahía de Coronel (modo 1P). En el caso de Tubul y Llico, la energía se concentra en los 3 primeros modos. Además, se puede notar en los espectros de tsunami una componente resonante en centrada en 54 min, la cual no se observa en ningún espectro de fondo. Este mismo periodo fue encontrado por Yamazaki & Cheung [2011] el cual sugiere ser una onda de orilla, que mostró sus máximas amplificaciones energéticas entre Pelluhue y San Antonio, sin embargo, tanto en Coronel como en Tubul este periodo fue energéticamente similar a los modos 2E y 3E.

## 5. CONCLUSIONES

Se ha llevado a cabo un análisis acerca de los mecanismos resonantes que pueden influenciar en la propagación y persistencia de las ondas de tsunami en las costas del Golfo de Arauco. El análisis modal permite tener una mejor comprensión acerca de la extensión y forma espacial de los modos naturales de oscilar lo cual puede ser aplicado directamente en la evaluación del riesgo por tsunami en localidades costeras. En general, los 11 vectores propios del dominio extenso y los 4 vectores propios del dominio pequeño representan de buena manera las componentes energéticas observadas en los espectros de fondo, por lo que es posible afirmar que estos corresponden a modos naturales de oscilar del Golfo de Arauco.

El periodo fundamental del Golfo es de aproximadamente 115 min, el cual amplifica gran parte de la cuenca y concentra su máxima energía en las cercanías de Tubul. Además, la Bahía de Coronel posee su propio periodo fundamental el cual es de aproximadamente 28 min que interactúa con el resto del Golfo. Los modos naturales de oscilar fueron excitados durante el evento del 2010 lo que permite explicar el arribo de ondas tardías en localidades como Tubul y Llico. Dentro de la bahía de Coronel se acoplan modos locales y continentales, lo que es explicado por la geometría rectangular de su línea de costa. Los modos de oscilar muestran que Lota es la zona que podría recibir las mayores amplificaciones por resonancia.

## 6. AGRADECIMIENTOS

Se agradece el financiamiento entregado por el Proyecto FONDECYT 11140424 y el Centro Nacional de Investigación para la Gestión Integrada de Desastres Naturales (CIGIDEN) CONICYT/FONDAP 15110017. Además, el autor quisiera agradecer a Pablo Cortés por facilitar el código Matlab con las ecuaciones del análisis modal.

## 7. REFERENCIAS

- **Aránguiz, R. (2011)**, "Preliminary study on the effect of Biobio Canyon on tsunami propagation", XXth Congress on Hydraulic Engineering, Santiago, Chile, October 2011 (in Spanish).
- **Aránguiz, R., González G., González J., Catalán P.A., Cienfuegos R., Yagi Y., Okuwaki R., Urra L, Contreras K., Del Rio I, Rojas C. (2016)**, "The 16 September 2015 Chile Tsunami from the Post-Tsunami Survey and Numerical Modeling Perspectives", *Pure and Applied Geophysics*, 173(2), doi:333-348, 10.1007/s00024-015-1225-4.
- **Aránguiz, R., Shibayama, T. (2013)**, "Effect of Submarine Canyons on tsunamis propagation: Case study of Biobio Canyon", *Coast. Eng. J*(55):22.DOI:10.1142/S0578563413500162.
- **Aránguiz, R., Villagrán, M., Esteban, M., Shibayama, T., (2014)**, "Tsunami Resonance in The Bay of Concepción", Chile. XXXIV International Conference on Coastal Engineering, Seoul, Corea.15 al 20 June, 2014.
- **Aravena, E. (2016)**, "Análisis de marea y espectros de fondo en las bahías de Coliumo, Concepción y San Vicente. Universidad Católica de la Sma. Concepción".
- **Bellotti, G., R. Briganti, G. M. Beltrami, and F. Leopoldo (2012a)**, "Modal analysis of semi-enclosed basins", *Coastal Engineering*, 64 (0), 16-25.
- **Bellotti, G., R. Briganti, and G. M. Beltrami (2012b)**, "The combined role of bay and shelf modes in tsunami amplification along the coast", *Journal of Geophysical Research*, 117 (C8), C08027.
- **Cisterna, N. (2014)**, "Resonancia de Tsunami en la Bahía de Coliumo, Región de Biobío, Chile", doi:10.1017/CBO9781107415324.004.
- **Delouis, B., Nocquet, J.-M., and Valle'e, N. (2010)**, "Slip distribution of the February 27, 2010 Mw = 8.8 Maule Earthquake, central Chile, from static and high-rate GPS, InSAR, and broadband teleseismic data", *Geophys. Res. Lett.*, 37, L17305, doi:10.1029/2010GL043899.
- **Fritz, H. M., Petroff, C. M., Catalán, P. A., Cienfuegos, R., Winckler, P., Kalligeris, N., Weiss, R., Bariantos, S., Meneses, G., Valderas, C., Ebeling, C., Papadopoulos, A., Contreras, M., Almar, R., Dominguez, J. C., & Synondakis, C. E., (2011)**, "Field Survey on the 27 February 2010 Chilean Tsunami", *Pure and Applied Geophysics*, 2011, N° 168, p. 1989-2010.
- **Hayes, G. (2010)**, "Finite fault model, updated result of the feb 27, 2010 Mw 8,8 Maule Chile Earthquake", National Earthquake Information Center (NEIC) of United States Geological Survey 2010.

- **Larrañaga Martin, E. (2010)**, “Análisis del Proceso de Toma de Decisiones, Fiscal de la Investigación Técnica, Armada de Chile, Valparaíso, Chile”.
- **Lay, L., Ammon, C.J., Kanamori, H., Koper, K.D., Sufri, O., and Hutko, A.R. (2010)**, “Teleseismic inversion for rupture process of the 27 February 2010 Chile (Mw 8.8) earthquake”, *Geophys. Res. Lett.*, 37, L13301, doi:10.1029/2010GL043379.
- **Martínez, C., Rojas, O., Aránguiz R., Belmonte, A., Altamirano, A., Flores, P., (2012)**. “Riesgo de tsunami en caleta Tubul, Región del Biobío: escenarios extremos y transformaciones territoriales posterremoto1  
Tsunami risk in Caleta Tubul, Biobio Region: Extreme scenarios and territorial transformation post-earthquake”. *Revista de Geografía Norte Grande*, 53: 85-106
- **Mikami, T., Shibayama, T., Takewaka, S., Esteban, M., Ohira, K., Aranguiz, R., Villagran, M., Ayala, A., (2011)**, “Field survey of the tsunami disaster in Chile 2010”, *Journal of Japan Society of Civil Engineers, Ser. B3 (Ocean Engineering)*, 67(2), I\_529-I\_534. (In Japanese with English abstract).
- **Rabinovich, A. B. (1997)**, “Spectral analysis of tsunami waves: Separation of source and topography effects”, *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 102 (C6), 12663–12676.
- **Tolkova, E., Power, W., (2011)**, “Obtaining natural oscillatory modes of bays and harbors via Empirical Orthogonal Function analysis of tsunami wave fields”, *Ocean Dynamics* 61:731-751.
- **Yamazaki, Y., and Cheung, K. F. (2011)**, “Shelf Resonance and Impact of Near-field Tsunami generated by the 2010 Chile Earthquake”, *Geophysical Research Letters*, 38(12), L12605, doi: 10.1029/2011GL047508.
- **Yamazaki, Y., Kowalik, Z., & Cheung, K. F. (2011)**, “Depth-integrated, non-hydrostatic model with grid nesting for tsunami generation, propagation and runup”, *Internacional Journal for Numerical Methods in Fluids*, 67(12), 2081-2107.
- **Yamazaki, Y., Kowalik, Z., and Cheung, K. F. (2009)**, “Depth-integrated, non-hydrostatic model for wave breaking and runup”, *Int. J. Numer. Methods Fluids*, 61(5) , 473-497.