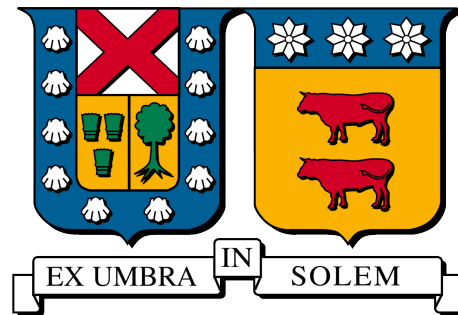


UNIVERSIDAD TECNICA FEDERICO SANTA MARIA
DEPARTAMENTO DE OBRAS CIVILES
VALPARAISO - CHILE



**ROL DE LA BATIMETRÍA EN LAS
PROPIEDADES RESONANTES DE LA COSTA
DE CHILE ANTE VARIACIONES EN LA
FUENTE TSUNAMIGÉNICA**

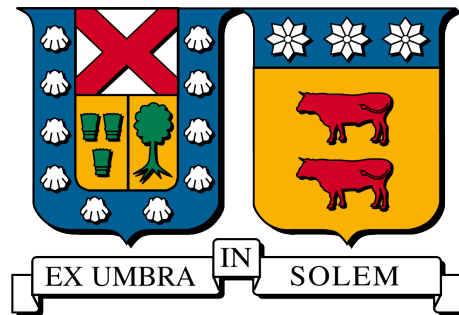
MAURICIO ANDRÉS DÍAZ ROJAS

Memoria para optar al Título de
Ingeniero Civil

Profesor Guía
Dr. Patricio Andrés Catalán Mondaca

diciembre de 2022

UNIVERSIDAD TECNICA FEDERICO SANTA MARIA
DEPARTAMENTO DE OBRAS CIVILES
VALPARAISO - CHILE



**ROL DE LA BATIMETRÍA EN LAS
PROPIEDADES RESONANTES DE LA COSTA
DE CHILE ANTE VARIACIONES EN LA
FUENTE TSUNAMIGÉNICA**

Memoria de titulación presentado por
MAURICIO ANDRÉS DÍAZ ROJAS

Como requisito parcial para optar al título de
Ingeniero Civil

Profesor Guía
Dr. Patricio Andrés Catalán Mondaca

diciembre de 2022

TÍTULO DE LA MEMORIA

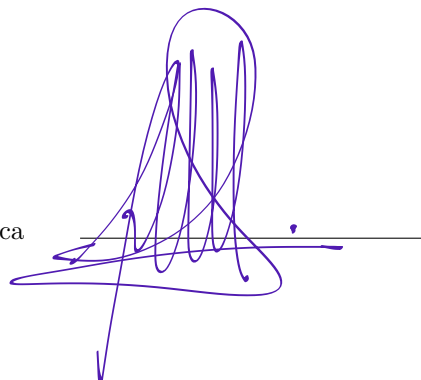
**ROL DE LA BATIMETRÍA EN LAS PROPIEDADES RESONANTES
DE LA COSTA DE CHILE ANTE VARIACIONES EN LA FUENTE
TSUNAMIGÉNICA**

AUTOR

MAURICIO ANDRÉS DÍAZ ROJAS

MEMORIA DE TITULO, presentada en cumplimiento parcial de los requisitos para el título de Ingeniero Civil de la Universidad Técnica Federico Santa María.

Dr. Patricio Catalán Mondaca

A handwritten signature in purple ink is written over a horizontal line. The signature is highly stylized and illegible, consisting of several overlapping loops and vertical strokes.

diciembre de 2022

Agradecimientos

A quienes fueron parte durante todas las etapas de este proceso, en particular a Alejandra Gubler por su aporte en la introducción de los aspectos técnicos y a todo el grupo “Tsunami HySea UTFSM” por el mutuo apoyo y disposición para el intercambio de conocimiento.

A Natalia Zamora, parte fundamental en la etapa inicial generando los datos para el análisis, como también en la etapa final, aportando en la madurez del documento final.

A Valentina Aguilera, compañera de estudio en múltiples reuniones semanales para explicarnos mutuamente con nuestras palabras papers que en un principio parecían inentendibles y por su gran ayuda en el desarrollo de códigos e interpretación de resultados. Sin su aporte este trabajo no hubiese sido posible.

Finalmente agradecer a mi profesor guía, Patricio Catalán por su contagioso entusiasmo y dedicación, permitirme el tiempo y espacio para expresar mi conocimiento en el presente trabajo y recalcar nuestro rol como ingenieros. ¡Muchas gracias!

A mis padres.

Resumen

Tradicionalmente, el estudio de la respuesta resonante de tsunamis en bahías se basa en el análisis de registros históricos, sin embargo, el acotado catálogo de eventos disponibles dificulta la generalización de patrones de comportamiento de las bahías, las cuales se ha observado que presentan distintas sensibilidades a las características de la fuente según su configuración topo-batimétrica. El presente trabajo estudia la influencia relativa entre la fuente del tsunami y los efectos topo-batimétricos en la respuesta resonante de la costa central de Chile desde el punto de vista de la transformación del espectro de frecuencias del tsunami entre la fuente y la costa. En vista del potencial tsunamigénico frente a las costas de la zona central Chile, se escoge esta área para la simulación numérica de tsunamis basada en múltiples escenarios sísmicos sintéticos de magnitudes entre M_w 8.6–9.2. Para cada evento y localidad se reconstruyó la función de admitancia topográfica calculando el cociente entre los espectros del tsunami en la fuente y la costa. El amplio catálogo de eventos simulados permitió observar la predominancia de los efectos topo-batimétricos en la transformación del tsunami y asociar la variabilidad en la costa a las características propias de la fuente que propician las oscilaciones a nivel de plataforma, siendo particularmente sensibles a la fuente las bahías de Quintero, Los Vilos, y San Antonio. A su vez, se observó el efecto modulador de la magnitud del terremoto en la función de admitancia. Finalmente, se evaluó la función de admitancia como elemento predictor de la respuesta resonante en las bahías al entregar los máximos resonantes asociados a la topo-batimetría local, como también su distribución energética ante un espectro incidente. Esta metodología al no requerir de la instrumentación de la bahía permite la rápida aplicación a otras localidades de interés.

Palabras clave: Resonancia en bahías, terremotos sintéticos, espectro en la fuente, espectro del tsunami en la costa, función de admitancia, análisis espectral

Abstract

Traditionally, the study of the resonant response of tsunamis in bays is based on the analysis of historical records, however, the limited catalog of available events makes it difficult to generalize behavior patterns of bays, which have been observed to present different sensitivities to the characteristics of the source according to its topo-bathymetric configuration. The present study explores the relative influence between the tsunami source and the topo-bathymetric effects on the resonant response of the central coast of Chile from the point of view of the transformation of the tsunami frequency spectrum between the source and the coast. Due to tsunamigenic potential off the coast of central Chile, this area is chosen for the numerical simulation of tsunamis based on multiple synthetic seismic scenarios of magnitudes between $M_w 8.6 - 9.2$. For each event and location, the topographic admittance function was reconstructed by calculating the ratio between the tsunami spectra at the source and the shoreline. The wide range of simulated events allowed us to observe the predominance of the topo-bathymetric effects in the transformation of the tsunami and to associate the variability on the coast with the characteristics of the source which favors oscillations at the platform, being particularly sensitive to the source the bays of Quintero, Los Vilos, and San Antonio. In turn, the modulating effect of earthquake magnitude on the admittance function was observed. Finally, the admittance function was evaluated as a predictor of the resonant response in the bays by providing the resonant maxima associated with the local topo-bathymetry, as well as their energy distribution in the face of an incident spectrum. This methodology, since it does not require the instrumentation of the bay, allows a quick application to other locations of interest.

Keywords: Bay resonance, synthetic earthquakes, source spectrum, observed spectrum, admittance function, spectral analysis

Glosario

α	Constante de proporcionalidad empírica para la componente global de la función de admitancia
ω	Frecuencia
$\varepsilon(t)$	Error instrumental del mareógrafo
ζ_b	Ruido de fondo en el mareógrafo
ζ_{obs}	Señal observada en la costa durante el tsunami
ζ_t	Señal pura del tsunami
$E(t)$	Señal del tsunami en la fuente
E_0	Constante asociada a las condiciones meteorológicas
FFT	Transformada rápida de Fourier (Fast Fourier Transform)
g	Aceleración de gravedad
h_1	Profundidad característica
L	Longitud característica
$P_b(\omega)$	Componente local de la función de admitancia del espectro de fondo (bahía)
$P_t(\omega)$	Componente local de la función de admitancia del tsunami (bahía)
$Q_b(\omega)$	Componente regional de la función de admitancia del espectro de fondo (plataforma continental)
$Q_t(\omega)$	Componente regional de la función de admitancia del tsunami (plataforma continental)
$R(\omega)$	Razón espectral
$S_0(\omega)$	Espectro de fondo en aguas profundas
$S_b(\omega)$	Espectro de fondo observado en la costa
$S_t(\omega)$	Espectro puro del tsunami observado en la costa
$S_z(\omega)$	Espectro observado del tsunami observado en la costa
T	Período
t	Tiempo
T_0	Período fundamental
$w(t)$	Función de respuesta topográfica
$W_t(\omega)$	Función de admitancia para la señal del tsunami
$Y_t(\omega)$	Componente global de la función de admitancia del tsunami (mar abierto)
$Z(\omega)$	Espectro del tsunami en la fuente

Contenido

Agradecimientos	I
Resumen	III
Abstract	V
Glosario	VII
1. Introducción	1
2. Estado del arte	3
2.1. Oscilaciones de onda larga en bahías	3
2.1.1. Respuesta libre de la bahía	3
2.1.2. Influencia de la batimetría en el tsunami	3
2.1.3. Influencia de la fuente en el tsunami	6
2.1.4. Balance entre la influencia de la fuente y características topo-batimétricas .	6
2.2. Metodologías de análisis	7
3. Objetivos	9
3.1. Objetivo General	9
3.2. Objetivos Específicos	9
4. Metodología	11
5. Resultados	15
5.1. Espectro de fondo	15
5.2. Espectro del tsunami en aguas profundas	16
5.3. Espectro del tsunami en aguas someras	21
5.4. Función de admitancia	26

6. Discusión y análisis de resultados	29
6.1. Sensibilidad de las bahías a las características de la fuente	29
6.2. Estimación del espectro en aguas someras	33
7. Conclusiones	37
A. Figuras Complementarias	39
A.1. Estimación del espectro en aguas someras	39
Referencias	43

Índice de figuras

4.1. Batimetrías y anidaciones utilizadas en el modelo numérico.	12
5.1. Espectros de fondo.	16
5.2. Espectrogramas del tsunami en aguas profundas.	18
5.3. Espectrogramas normalizados de tsunami en aguas profundas.	19
5.4. Espectrograma del tsunami en la fuente.	20
5.5. Espectrogramas del tsunami en la costa.	22
5.6. Espectrogramas normalizados del tsunami en la costa.	24
5.7. Función de admitancia para cada escenario.	27
6.1. Transformación espectral del tsunami en Quintero.	30
6.2. Vista en planta y corte bahía de Los Vilos.	31
6.3. Estimación de los modos fundamentales de la bahía y plataforma de Los Vilos.	32
6.4. Estimación modos intermedios de plataforma de Los Vilos.	32
6.5. Promedio de funciones de admitancia para cada localidad.	34
6.6. Comparación función de admitancia y espectro de fondo (normalizados).	35
A.1. Estimación de espectros en Coquimbo.	39
A.2. Estimación de espectros en Puerto Aldea.	39
A.3. Estimación de espectros en Los Vilos.	40
A.4. Estimación de espectros en Quintero.	40
A.5. Estimación de espectros en Concón.	40
A.6. Estimación de espectros en Valparaíso.	41
A.7. Estimación de espectros en San Antonio.	41

Índice de tablas

4.1. Mareógrafos y eventos disponibles para la obtención del espectro de fondo.	13
4.2. Boyas virtuales en aguas profundas.	14
4.3. Boyas virtuales en la costa.	14

Capítulo 1

Introducción

Chile, ubicado a lo largo del cinturón de fuego del Pacífico, posee un extenso historial de eventos sísmicos, producidos principalmente por la interacción de la Placa de Nazca y la Placa Sudamericana. Estos terremotos, dependiendo de su ubicación y magnitud, pueden ser de carácter tsunamigénicos. En este sentido, los daños y pérdidas humanas asociadas al tsunami generado por el terremoto en la región del Maule el año 2010 resaltan la urgencia de comprender el ciclo de vida del tsunami para la reducción de su impacto al llegar a las costas. Teniendo en cuenta que estos eventos sísmicos son de carácter cíclico, resulta de particular interés la zona de subducción frente a las costas de la zona central de Chile, considerada como zona de laguna sísmica, en donde no ha ocurrido un terremoto con una magnitud mayor a $M_w 8.0$ desde el evento de 1730, cuya evidencia histórica sugiere una magnitud de entre $M_w 9.1 - 9.3$ (Carvajal et al. 2017).

Actualmente, las principales costas del país se encuentran instrumentadas con mareógrafos, que además de aportar información de mareas y clima de oleaje, registran la llegada de tsunamis a las costas Chilenas, los cuales se presentan como una perturbación en las mediciones del mareógrafo. En la última década se ha registrado una serie de eventos producidos por terremotos de diversas magnitudes, destacando por su nivel de daño, los tsunamis de campo cercano generados por los eventos de Maule 2010 ($M_w 8.8$), Iquique 2014 ($M_w 8.2$) e Illapel 2015 ($M_w 8.3$). Como también grandes eventos de campo lejano como el terremoto de Tohoku, Japón en 2011 ($M_w 9.1$). Toda esta información disponible propicia el estudio de las ondas del tsunami para generar conocimiento que sirve de base para la generación de políticas de evacuación y planificación urbana de ciudades costeras.

Respecto a la señal del tsunami registrada por los mareógrafos, llama particularmente la atención la persistencia en el tiempo de las oscilaciones (y por tanto, energía) en ciertos puertos y bahías, en donde no necesariamente la primera ola es la más destructiva ni con mayor amplitud (Catalán et al. 2015), provocando que se extienda el estado de alerta de tsunami en estas localidades. Este fenómeno de atrapamiento energético no es únicamente producido por los tsunamis, sino que también se ha observado que el oleaje producto de condiciones climáticas en aguas profundas es capaz de reproducir este comportamiento que se traduce en marejadas con amplitudes mayores a las habituales dentro de bahías y puertos (Chuang et al. 1989; Rabinovich et al. 2004; Bellotti et al. 2011).

El fenómeno de resonancia es propio de los sistemas oscilantes, en donde, para el caso de las bahías, los modos de vibrar (o modos resonantes) dependerán únicamente de la profundidad y geometría de esta. Cuando las frecuencias del oleaje incidente, coinciden con las frecuencias resonantes de las bahías y puertos se produce el efecto de resonancia, amplificando las ondas en estos períodos, cuya energía se disipa principalmente por irradiación desde la bahía (Rabinovich 2009). En este sentido, se ha evidenciado la importancia de las características topo-batimétricas del lugar (Rabinovich 1997), como también la influencia del ángulo de incidencia de las ondas del tsunami (Power et al. 2013; Díaz 2019) y fenómenos complejos como atrapamiento de energía, transferencia energética y acoplamiento entre bahías cercanas (Catalán et al. 2015; Aránguiz et al.

2019). Asimismo, el estudio de la respuesta resonante de una misma bahía ante uno o varios eventos históricos han mostrado la importancia de la sintonía de la fuente del tsunami con la capacidad de amplificar que tienen las bahías, sugiriendo que no necesariamente la magnitud del tsunami esté directamente relacionada con la del terremoto que lo produjo (Cortés et al. 2017; Yamanaka et al. 2020). Este aspecto puede ser particularmente relevante en Chile, en donde la zona de generación de tsunamis está muy cercana al continente, por lo que es de esperar que las características de la fuente influyan en la respuesta resonante de las costas del país (Wang et al. 2021).

El presente trabajo busca determinar la relación que existe entre la distribución de deformaciones y magnitud del terremoto con la respuesta resonante de las principales bahías de la costa central de Chile, desde el punto de vista de la transformación del espectro en su propagación desde aguas profundas hacia la costa utilizando 350 escenarios de terremotos sintéticos de magnitudes entre $M_w 8.6 - 9.2$ generados dentro de la Zona 2 definida por Poulos et al. (2018) y propagados hacia la costa con el software de modelado de tsunamis HySea (Macías et al. 2017). Lo anterior permitirá conocer la importancia relativa de las componentes que constituyen la respuesta en la costa, potencialmente identificando bahías sensibles al espectro del tsunami incidente.

Capítulo 2

Estado del arte

2.1. Oscilaciones de onda larga en bahías

2.1.1. Respuesta libre de la bahía

Las oscilaciones estacionarias en los cuerpos de agua están determinadas por sus características topo-batimétricas, y comprenden un conjunto discreto de patrones oscilantes, con nodos, valles y máximos definidos en lugares específicos de la bahía según la forma que ésta tenga. Cada uno de estos patrones oscilantes se encuentran asociados a sus respectivas frecuencias (o períodos) resonantes. Estas oscilaciones consisten en las formas en que el sistema mantiene el equilibrio dinámico entre las fuerzas restauradoras que actúan sobre el sistema, que en este caso, corresponden a fuerzas de cuerpo generadas por el desnivel de la superficie libre y las fuerzas disipativas. De esta manera, los modos fundamentales y su estructura espacial son independientes de la perturbación que las produjo (Rabinovich 2009). La importancia de estos patrones (y sus frecuencias) modales radica en que la respuesta observada en las bahías corresponde a una combinación lineal de estos modos resonantes, por lo que, si el contenido de frecuencias de la señal incidente coincide con uno o mas frecuencias asociadas a los modos de vibrar de la bahía, se producirá una amplificación en estas frecuencias coincidentes. En el caso de los tsunamis, esto puede aumentar su peligrosidad.

De este conjunto de modos de vibrar que poseen los puertos y bahías abiertas al mar, sin duda, el mas relevante desde el punto de vista de la respuesta resonante corresponde al modo fundamental, que tiene la particularidad de poseer su única línea nodal en la boca de la bahía o puerto y las máximas amplitudes se producen a lo largo de la bahía, por lo que este modo tiene la capacidad de mover grandes masas de agua desde y hacia la bahía, lo que lo hace potencialmente peligroso para las ciudades y asentamientos costeros.

Una particularidad que tienen estos modos de vibrar en puertos y bahías abiertas al mar es que se manifiestan en distintas escalas espaciales, que Rabinovich (1997) clasifica como mar abierto, plataforma continental y bahía o puerto, resaltando la importancia de la elección del dominio de estudio para el entendimiento del fenómeno resonante que no solo dependerá de las características de la bahía por si sola, sino que también podría verse influenciado por resonancia a nivel de plataforma continental, o bien, interacción entre bahías que pertenezcan a una misma plataforma (Rabinovich 2009).

2.1.2. Influencia de la batimetría en el tsunami

Rabinovich (1997), plantea que la batimetría actúa como una función de transferencia lineal entre el espectro del tsunami en su fuente y el observado en la bahía. Por lo que la onda incidente, independiente de su naturaleza, sería transformada con el mismo filtro.

La señal medida por el mareógrafo ζ_{obs} en un evento de tsunami, posterior al filtrado de las mareas astronómicas se compone por la señal propia del tsunami ζ_t , ruido de fondo en el momento del tsunami ζ_b y error instrumental $\varepsilon(t)$ (el cual se requiere que sea muy pequeño respecto al ruido de fondo).

$$\zeta_{obs}(t) = \zeta_t(t) + \zeta_b(t) + \varepsilon(t) \quad (2.1)$$

De aquí, se plantea que la componente correspondiente al tsunami observado ζ_t en la costa es el resultado de la convolución entre la señal del tsunami en la fuente $E(t)$ y la función de respuesta topográfica $w(t)$.

$$\zeta_t(t) = \int_0^\infty w(\tau)E_\tau(t - \tau)d\tau \quad (2.2)$$

O bien, en el dominio de las frecuencias queda expresada en términos de la siguiente relación lineal.

$$S_t(\omega) = W_t(\omega)Z(\omega) \quad (2.3)$$

En donde ω representa la frecuencia, $S_t(\omega)$ el espectro del tsunami observado en la costa, $Z(\omega)$ el espectro del tsunami en la fuente y $W_t(\omega)$ la función de transferencia topográfica (función de admitancia). Esta última a su vez puede ser separada en tres componentes independientes según la escala espacial y profundidad.

$$W_t(\omega) = Y_t(\omega)Q_t(\omega)P_t(\omega) \quad (2.4)$$

En donde $Y_t(\omega)$, $Q_t(\omega)$ y $P_t(\omega)$ corresponden a las componentes globales (mar abierto), regionales (plataforma continental) y locales (bahía) de la influencia batimétrica respectivamente. Con esto se explica que bahías que son parte de la misma plataforma, compartan máximos espectrales asociados a oscilaciones a nivel regional (plataforma), pero posean picos espectrales distintos a nivel de bahía.

Análogamente, el espectro de la señal de fondo registrada en los mareógrafos $S_b(\omega)$ puede expresarse como

$$S_b(\omega) = S_0(\omega)Q_b(\omega)P_b(\omega) \quad (2.5)$$

En donde $S_0(\omega)$ corresponde al espectro de fondo en aguas profundas, el cual no posee picos característicos y se considera proporcional a ω^{-2} , mientras que $Q_b(\omega)$ y $P_b(\omega)$ son las funciones de transferencia topográfica a escala de plataforma y bahía respectivamente. Bajo esta hipótesis, se puede estudiar la transformación del ruido de fondo producido por efectos atmosféricos en aguas profundas, el cual, en su origen no posee picos distintivos, sin embargo, en su propagación hacia la costa, el espectro de fondo recoge los picos espectrales asociados a los modos de vibrar de la bahía y plataforma, entendiéndose estos como los períodos resonantes producidos por efectos topobatimétricos de la bahía en estudio. A su vez, Rabinovich (1997), al comparar este espectro de fondo con el espectro del tsunami en una misma ubicación observa que coinciden las frecuencias asociadas a los picos espectrales, con esto, asume que la batimetría afecta de la misma manera tanto al oleaje de fondo como también al tsunami, por tanto:

$$Q_b(\omega) = Q_t(\omega), P_b(\omega) = P_t(\omega) \quad (2.6)$$

Mientras que función de transferencia asociada a la propagación en escala global $Y_t(\omega)$ está asociada a dispersión lineal y decaimiento energético. Para el caso en que la fuente sea cercana

a la bahía en estudio, como es el caso de Chile, esta función puede considerarse constante. Con esto, es posible relacionar el espectro de fondo con el espectro del tsunami mediante la función de admitancia que actúa por igual en ambos casos.

$$\alpha \frac{S_t(\omega)}{S_b(\omega)} = \frac{Z(\omega)}{S_0(\omega)} \quad (2.7)$$

En donde α es un factor de proporcionalidad empírico. Esta expresión permite obtener el espectro del tsunami en su zona de generación $Z(\omega)$, en base a los espectros observados de tsunami $S_t(\omega)$, fondo $S_b(\omega)$ y espectro de fondo en aguas profundas $S_0(\omega)$, que puede ser descrito mediante la siguiente expresión.

$$S_0(\omega) = \frac{1}{2\pi} E_0 \omega^{-2} \quad (2.8)$$

Donde E_0 corresponde a una constante asociada a las condiciones meteorológicas.

Sin embargo, no se conoce a priori el espectro puro del tsunami $S_t(\omega)$ ni tampoco el espectro de fondo en el momento del tsunami $S_b(\omega)$, si no que se conoce el espectro observado del tsunami $S_z(\omega)$, el cual, mientras el error instrumental sea pequeño respecto a la señal de fondo, y la consideración de que el espectro de fondo es el mismo antes y durante el tsunami, el espectro observado queda expresado de la siguiente la forma.

$$S_z(\omega) = S_t(\omega) + S_b(\omega) \quad (2.9)$$

Con esto, es posible reescribir la ecuación 2.7 permitiendo estimar el espectro del tsunami en su fuente a partir de la señal medida del tsunami y el espectro de fondo asociado a la bahía.

$$Z(\omega) = \alpha \left(\frac{S_z(\omega)}{S_b(\omega)} - 1 \right) \cdot \frac{1}{2\pi} E_0 \omega^{-2} \quad (2.10)$$

De aquí, para una misma estación j el cociente entre el espectro observado del tsunami $S_z^j(\omega)$ y el espectro de fondo $S_b^j(\omega)$ se define como razón espectral $R_{zb}^j(\omega)$

$$R_{zb}^j(\omega) = \frac{S_z^j(\omega)}{S_b^j(\omega)} \quad (2.11)$$

Este parámetro **representa una característica invariante de la fuente**, al quitar la influencia topográfica del espectro observado, por lo que, bajo las hipótesis planteadas, debe ser similar entre varias estaciones para un mismo evento.

De manera análoga, es posible obtener la función de admitancia asociada a la bahía j , que describe la transformación lineal del espectro en su propagación hacia la costa reescribiendo la ecuación 2.3.

$$W_t^j(\omega) = \frac{S_t^j(\omega)}{Z(\omega)} \quad (2.12)$$

Esta función, similar a la razón espectral $R_{zb}^j(\omega)$, de acuerdo con las hipótesis de Rabinovich, **recoge las características invariantes del medio** donde ocurre la propagación en sus distintas escalas. De aquí, los picos (o valles) observados en esta función corresponden a aquellos períodos en donde el espectro incidente es amplificado (o de-amplificado) por efectos de la batimetría. Por lo que, si la bahía es resonante, al tener una fuerte influencia topográfica, produce que los espectros

de eventos distintos se observen similares en la misma bahía, mientras que para un mismo evento, los espectros en la costa poseen un comportamiento diferente en cada bahía.

El identificar y poder aislar la influencia topográfica del espectro supone un avance importante en el estudio de la resonancia, ya que los picos asociados al espectro de fondo representan los posibles máximos relacionados con las características topo-batimétricas que pueden activarse ante una perturbación externa. Un aspecto relevante que se desprende de lo propuesto por Rabinovich es que bajo esta hipótesis propone que la influencia batimétrica representada por las funciones de transformación, es independiente de las características de la señal incidente. Parte del presente trabajo es abordar la validez de esta hipótesis y estudiar el comportamiento que tiene la función de admitancia ante múltiples escenarios.

2.1.3. Influencia de la fuente en el tsunami

Por otra parte, es incierto el comportamiento resonante de aquellas bahías con una mayor exposición a mar abierto, ya que no es posible recurrir a la razón espectral (ecuación 2.11) para conocer el espectro del tsunami en la fuente, debido a que en estos casos la respuesta espectral de la bahía depende del evento estudiado, y no necesariamente es similar al espectro de fondo. Un ejemplo de lo anterior ocurre en la bahía de Arica, en donde se evidencia la importancia de la señal incidente del tsunami, que viene determinada por las características del terremoto que lo produjo (Cortés et al. 2017). En este sentido resulta de particular interés el tamaño, ubicación y distribución de deformaciones iniciales, y cómo la variabilidad de estas propiedades o características de la ruptura se transmiten a las bahías.

Durante el terremoto, la deformación del fondo marino se traduce en una perturbación inicial de la superficie libre del mar generando las oscilaciones en la zona de ruptura cuyo contenido de frecuencias dependerá principalmente de la profundidad y el área de ruptura, estas ondas en aguas someras interactúan con las bahías activando su respuesta oscilatoria. En este sentido, es posible estimar los períodos efectivos generados por el terremoto mediante la aplicación de la fórmula de Merian (Rabinovich 2009) para fallas homogéneas.

$$T_n = \frac{2L}{n\sqrt{gH}} \quad n = 1, 2, \dots \quad (2.13)$$

Donde T_n corresponde al período estimado, siendo $n = 1$ el modo fundamental, H y L profundidad media y longitud característica (largo o ancho) del área de generación respectivamente y g aceleración de gravedad. Por tanto, un sismo que posee un área de ruptura menor generará un conjunto de períodos más cortos, potencialmente activando bahías con una menor extensión y viceversa, rupturas mayores propician períodos más largos en la bahía. Sin embargo, en la realidad la distribución de deformaciones del terremoto no es uniforme y es difícil de conocer a priori; sin embargo, existen diversos modelos de inversión que generan distintos resultados, los cuales requieren de análisis adicional para su validación (Catalán et al. 2015; Aránguiz et al. 2019). Este aspecto, sumado a la escasa disponibilidad de eventos reales dificulta la obtención del espectro real del tsunami en su fuente y la determinación de su verdadero impacto en las bahías.

2.1.4. Balance entre la influencia de la fuente y características topo-batimétricas

La interacción de los factores descritos anteriormente generan la respuesta oscilatoria de las bahías, para esto, Cortés et al. (2017) introduce el concepto de grado de definición de las bahías, entendiéndose como el grado de exposición hacia mar abierto que posea, la cual dicta su comportamiento resonante. En este sentido, Rabinovich (1997) observa que la influencia topo-batimétrica disminuye en aquellas bahías cuyas propiedades resonantes son más débiles, evidenciando máximos espectrales atribuibles a las características de la fuente, lo que en la práctica resulta en bahías con un comportamiento que varía según el evento estudiado (Yamanaka et al. 2020), o bien, pueden

producirse eventos particularmente dañinos cuando las propiedades espectrales de la fuente se ven amplificadas por las características resonantes de la bahía (Hu et al. 2022). La distancia entre la zona de generación y las bahías juega un rol importante en este balance, en el caso de los tsunamis de campo lejano las características de la fuente se pierden ante los máximos resonantes propios de cada bahía (Wang et al. 2021), por ende, los efectos producidos por las características de la fuente pueden verse exacerbados en casos donde la zona de generación de tsunamis esté cerca de las costas como el caso de Chile .

Aguilera (2021), explora este balance mediante la comparación de la respuesta resonante de las costas de la zona central de Chile ante múltiples escenarios sísmicos sintéticos de campo cercano, encontrando que cada bahía posee una sensibilidad particular a las características propias de cada escenario sísmico, manifestándose como diferencias en los máximos espectrales asociados a cada escenario, por tanto, bahías que presentan una mayor variabilidad espectral ante los escenarios simulados, son aquellas más sensibles a la fuente tsunamigénica, como el caso de San Antonio. Mientras que aquellas bahías cuya respuesta es similar entre múltiples escenarios se consideran insensibles la fuente, dominando la influencia batimétrica por sobre la fuente, tal es el caso de bahías como Coquimbo y Puerto Aldea, que tienden a concentrar su energía en el modo principal de la plataforma, existiendo a su vez, bahías con comportamientos intermedios entre estos dos extremos, como los casos de Concón y Valparaíso. El presente trabajo busca complementar estos resultados al analizar la transformación del espectro de los mismos escenarios, lo que permite identificar el mecanismo de transferencia de las características de la fuente hacia las bahías de la costa central de Chile.

2.2. Metodologías de análisis

Actualmente, existen diversas metodologías de análisis que permiten, según el grado de precisión necesaria, y disponibilidad de datos, caracterizar el comportamiento resonante del cuerpo de agua en estudio mediante la obtención de sus modos resonantes, como también conocer la respuesta de la bahía ante una perturbación, en este caso producto de terremotos.

Cuerpos de agua con geometrías idealizadas, tales como canales largos y angostos, o bien, cuerpos con una geometría en planta rectangular o circular, con profundidad o pendiente de fondo constante, entre otros, admiten soluciones analíticas de expresiones que describen las oscilaciones estacionarias, lo que permite conocer la ubicación de las líneas nodales y frecuencias asociadas a estos modos, dando paso a las diversas formas de la fórmula de Merian (Rabinovich 2009). Útil en casos donde se requiera estimar rápidamente los períodos fundamentales de bahías o plataforma continental cuyas características topo-batimétricas se asemejen a estos casos idealizados de geometrías simples (Cortés et al. 2017; Hu et al. 2022).

Por otra parte, el análisis espectral de la señal de mareógrafos posee la ventaja de describir directamente las características resonantes del tsunami, como también, en ausencia de eventos, el espectro del ruido de fondo, útil para caracterizar el comportamiento resonante de bahías en ausencia de registros de tsunami (Rabinovich 2009). Esta metodología, si bien, en bahías correctamente instrumentadas permite incluso la reconstrucción del tsunami en su fuente (Rabinovich 1997; Aguilera 2021; Wang et al. 2022a), los resultados son sensibles a la cantidad de mareógrafos utilizados, como también a su ubicación dentro de la bahía en estudio, los cuales podrían quedar en líneas nodales de modos energéticos, distorsionando los resultados. Una forma de abordar este problema es el uso de múltiples estaciones para la disminuir la dependencia del tsunami reconstruido a la estación en donde fue medido (Zaytsev et al. 2016; Wang et al. 2022b), dado que en la práctica, para un mismo evento las razones espectrales (ecuación 2.11) no son idénticas sino que similares entre estaciones, por tanto, si se promedian las razones espectrales obtenidas en múltiples estaciones, se puede tener un mejor estimativo de las características espectrales del tsunami en la fuente.

Dado que el análisis espectral de mareógrafos depende de mediciones empíricas de los eventos de interés, por sí sola se encuentra limitada al catálogo de eventos que se hayan registrado. En el último tiempo, el aumento en la capacidad de cálculo y desarrollo de software especializado (Macías

et al. 2017) ha posibilitado la modelación numérica de escenarios para su análisis espectral a nivel global a diferencia de puntos específicos. Esto permite conocer el comportamiento resonante, como amplitudes espectrales y ángulos de fase en un dominio completo (Catalán et al. 2015; Aránguiz et al. 2019; Wang et al. 2021; Wang et al. 2022b). Sin embargo, para que los tiempos de cálculo y uso de almacenamiento sean manejables, se debe recurrir a técnicas de optimización, ya sea acotando la ventana de tiempo a ser simulada y su intervalo de muestreo, como también la correcta definición del dominio en estudio y el uso de mallas anidadas que permitan tener un nivel de detalle adecuado en las zonas de interés. Esta metodología también necesita como entrada las condiciones iniciales de las rupturas sísmicas que producen el tsunami, las cuales corresponden a estimaciones del fenómeno real, lo que enfatiza la importancia de conocer la sensibilidad de las bahías a estas condiciones iniciales. El presente trabajo aborda la sensibilidad de la bahía a la variabilidad propia de cada evento para mejorar el entendimiento en este ámbito.

Una forma de minimizar la dependencia de las simulaciones a la selección del dominio y las características del evento en particular, son las metodologías basadas en las "Funciones ortogonales empíricas" (Tolkova et al. 2011), cuya suma de estos componentes ortogonales intentan reconstruir la señal de múltiples fuentes sintéticas (como perturbaciones Gaussianas) en la costa, indicando los modos normales de oscilación. Si bien esta metodología es independiente de un evento en particular, el éxito en la aplicación de esta metodología requiere de la existencia de modos resonantes que se manifiesten durante las simulaciones, por lo que se debe conocer previamente el comportamiento resonante de la bahía de interés.

En el ámbito nacional, Cortés et al. (2017) propone una metodología que combina el análisis espectral del ruido medio de fondo en mareógrafos presentada por Rabinovich (1997), con el análisis de elementos finitos (Bellotti et al. 2012), permitiendo conocer tanto los períodos resonantes como también los patrones oscilantes asociados a estos, los cuales son independientes de la selección del dominio. A su vez, al ser una metodología semi empírica, permite descartar aquellos modos que no posean un significado físico en la resolución del problema de vectores y valores propios. En el mismo trabajo, se aplica esta metodología a las bahías de Arica e Iquique para comparar los modos resonantes a nivel de bahías y plataforma con los espectros de los tsunamis generados por los eventos de Maule 2010, Tohoku 2011 y Pisagua 2014 encontrando que efectivamente una gran parte de la energía del tsunami está asociada a los picos espectrales correspondientes a las características topo-batimétricas de la bahía y plataforma. Sin embargo, en ambas localidades se observan máximos que no son de origen topo-batimétrico, como también, que existe una cierta preferencia para la activación de estos modos según el evento estudiado, lo que hace suponer que el fenómeno no está completamente comprendido para dichas bahías.

Utilizando la metodología propuesta por Cortés et al. en el documento "Atlas de Resonancia de Tsunami" (Cortés et al. 2016) se describe el comportamiento resonante libre de las principales costas de la zona norte y centro del país, y en base a estos resultados se propone una clasificación de las bahías estudiadas según su extensión y grado de definición, identificando aquellas potencialmente peligrosas desde el punto de vista resonante, como también bahías y sistemas con un menor grado de definición cuya respuesta varía entre los eventos registrados.

El presente trabajo, continúa la línea investigativa de Cortés et al. (2017) y Aguilera (2021), en donde, mediante la aplicación de la metodología propuesta por Rabinovich (1997) a la señal de ruido de fondo y a los 350 escenarios sintéticos estudiados también por Aguilera (2021), permiten reducir la dependencia de los resultados a un evento en particular, con el objetivo de encontrar el nivel de influencia que tienen las características de la fuente en la respuesta de la costa central de Chile, desde el punto de vista de la transformación del espectro en su propagación.

Capítulo 3

Objetivos

3.1. Objetivo General

- Determinar la influencia de la fuente tsunamigénica en la transformación del espectro de ondas largas en su propagación hacia la costa.

3.2. Objetivos Específicos

- Generar espectros de frecuencia de la señal del tsunami en aguas profundas y en aguas someras para cada escenario simulado frente a las costas de la zona central de Chile producidos por terremotos de magnitudes de entre $M_w 8.6$ y $M_w 9.2$.
- Describir la transformación del espectro del tsunami entre la zona de generación y las costas de la zona central de Chile.
- Determinar la importancia relativa entre las características de la fuente tsunamigénica e influencia topo-batimétrica en bahías.
- Identificar las características espectrales del tsunami en la fuente que se transfieren a las bahías.
- Identificar bahías potencialmente susceptibles a la variabilidad propia de la fuente.
- Estudiar la función de transferencia del tsunami como elemento predictor del comportamiento en las bahías.

Capítulo 4

Metodología

El análisis empleado en el presente informe se basa en la comparación de los picos espectrales asociados al espectro de fondo de cada bahía con los máximos producidos por los diferentes escenarios simulados en la bahías de estudio, bajo la hipótesis de que los picos asociados al espectro de fondo corresponden a todas las frecuencias resonantes producidas por efectos topo-batimétricos que pueden ser excitados por los escenarios. Para comprender el mecanismo de transferencia de las características de la fuente hacia las bahías, se estudiará el espectro de las ondas del tsunami en su proceso de propagación desde su zona de generación, hacia la costa por medio de la función de admitancia.

El área de interés del presente trabajo abarca la zona de subducción frente a las costas de la zona central de Chile dado que desde el gran terremoto de 1730 no ocurre un evento de similares características, el cual, según observaciones históricas del tsunami generado en las ciudades de Valparaíso y Concepción, como también en Japón permitieron estimar una magnitud de entre $M_w 9.1 - 9.3$ y una longitud de hasta 800km, abarcando, aproximadamente desde La Serena hasta Concepción (Carvajal et al. 2017). Cabe destacar que a pesar de la gran cantidad de terremotos ocurridos posterior al evento de 1730, estos no comparten las características del mega evento a excepción del terremoto de 1985, cuya magnitud de $M_w 8.0$ indica que no se ha liberado la totalidad de la energía acumulada. Por tanto, dado el potencial sísmico y tsunamigénico en esta zona, el presente trabajo se focaliza en el estudio de las costas del centro y centro norte del país, específicamente las bahías de Coquimbo, Puerto Aldea, Los Vilos, Quintero, Concón, Valparaíso y San Antonio presentados en la Figura 4.1.

Para la obtención del espectro de fondo de las bahías en estudio se recurre a las mediciones del nivel de los mareógrafos (sensores de presión) monitoreados por el Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de la Armada (SHOA) en las bahías de interés, disponibles para ser descargados de manera sistemática desde el sitio <http://www.ioc-sealevelmonitoring.org/> (Flanders Marine Institute 2022). En cada bahía se extrajo un total de dos años de observaciones con una resolución de 1 minuto. Para compatibilizar la resolución espectral de los mareógrafos con las simulaciones numéricas, se separan las mediciones en múltiples eventos continuos de 16 horas (misma longitud que los eventos simulados), eliminando aquellos eventos que tengan un paso mayor a 1 minuto, procurando a su vez que no contengan registros de anomalías que distorsionen el ruido de fondo. Las componentes mareales de los registros fueron filtradas con UTide (Codiga 2011) en su versión de Python (<https://github.com/wesleybowman/UTide>) resultando únicamente el ruido de fondo, posterior a esto se descartaron aquellas series cuyo ruido posea una varianza intraevento mayor que $0.004 m^2$, evitando que anomalías meteorológicas o de otra naturaleza distorsionen el espectro de fondo. La cantidad de series resultantes de este proceso varía dependiendo de la localidad, como se muestra en la tabla 4.1. Posterior a esto, a las series de tiempo útiles, se les aplica una FFT con un filtro de Hanning considerando 3 grados de libertad para el suavizado del espectro. Cada evento de 16 horas y resolución de 1 minuto genera un espectro con resolución espectral de 0.176 cph y frecuencia de Nyquist de 0.5 Hz ($T = 0.03$ minutos), suficiente para estudiar las características espectrales del ruido de fondo y diferenciar máximos espectrales en el rango de

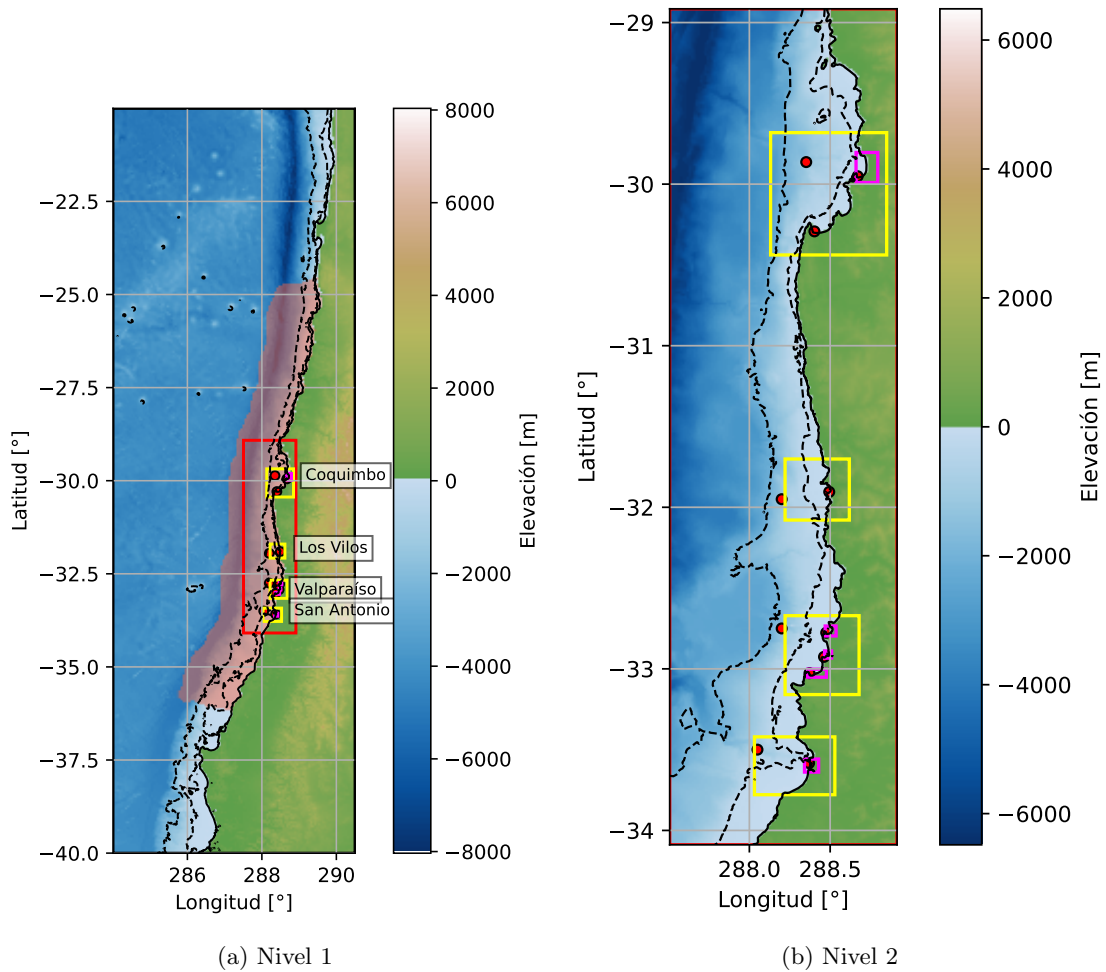


Figura 4.1: Batimetrías y anidaciones utilizadas en el modelo numérico. Puntos de color rojo indican ubicación de las boyas virtuales. Líneas segmentadas negras corresponden a las curvas de nivel -200 y -2000 metros. El área roja corresponde a la Zona 2 definida por Poulos et al. (2018) dentro de la cual se distribuyen los escenarios sísmicos sintéticos. Rectángulos rojo, amarillo y magenta delimitan anidaciones de niveles 2, 3 y 4 respectivamente. Fuente: Elaboración propia

períodos entre 10 y 100 minutos. Finalmente, para eliminar la dependencia del espectro de fondo a una condición atmosférica en particular, para cada estación se promedian los espectros útiles, acotando los intervalos de confianza en los espectros resultantes. De aquí, para cada bahía, los máximos espectrales en el espectro de fondo se entienden como los períodos asociados a modos resonantes que se manifiestan en la bahía.

Por otra parte, para caracterizar el comportamiento de las bahías de estudio ante tsunamis generados por distintos escenarios de deformación, se ha considerado un set de 350 eventos de magnitudes entre M_w 8.6 a 9.2 (50 escenarios por magnitud, con aumentos de M_w 0.1) con distribuciones de slip y área de ruptura aleatorias (LeVeque et al. 2016; Melgar et al. 2016), generados a lo largo de la zona definida previamente para la interplaca cuya geometría se basa en el modelo de subducción de Hayes et al. (2012), los escenarios generados siguen las “Leyes de escalamiento” propuestas por Blaser et al. (2010) para terremotos de subducción dentro de la Zona 2 definida por Poulos et al. (2018) que abarca entre las latitudes 25° y 36° sur, presentada en el área sombreada de la Figura 4.1a. Estos escenarios sintéticos para efectos del presente trabajo, corresponden a las condiciones iniciales de deformación ingresados al software de modelado numérico de tsunamis Tsunami-Hysea (Macías et al. 2017), en donde, la deformación del fondo marino, entregada en términos del modelo de Okada (1985), es transmitida instantáneamente como una perturbación de la superficie libre del mar en la zona de generación, la cual es propagada hacia el continente. Para

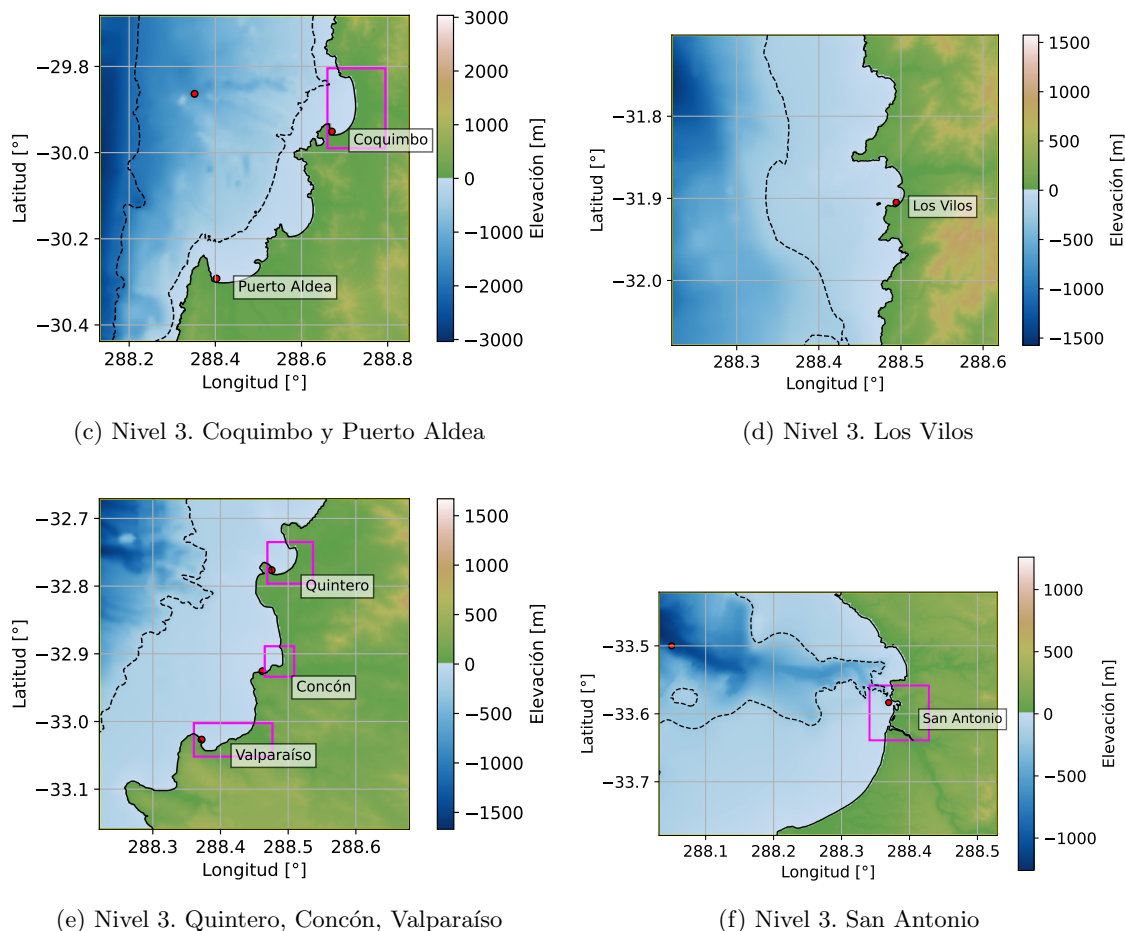


Figura 4.1: (continuación).

efectos de simulación se ha considerado un Manning de 0.025 y nivel fijo de marea. Las batimetrías fueron obtenidas del sitio <https://download.gebco.net/> (GEBCO) y cartas náuticas del SHOA, de las cuales, para optimizar los tiempos de cálculo, sin perder resolución y fidelidad de los resultados en la zona de la costa, se recurrió a 4 niveles de anidamiento, con resoluciones de 30, 3.75, 0.94 y 0.23 arcseg respectivamente (927, 116, 29 y 7 metros aproximadamente), comenzando con un primer nivel que abarca el dominio completo en estudio, encerrando tanto la zona de generación, como también las bahías en estudio y progresivamente aumentando la resolución y disminuyendo el área hasta llegar a las batimetrías de detalle, una por cada bahía, como se presenta en la Figura 4.1.

Cada uno de estos tsunamis fueron registrados por boyas virtuales ubicadas a lo largo de la zona de generación y en las bahías de interés, mostrados en la Figura 4.1 y descritas en la Tablas

Tabla 4.1: Mareógrafos y eventos disponibles para la obtención del espectro de fondo.
Fuente: Elaboración propia.

Bahía	Código IOC	Fecha	Eventos útiles
Coquimbo	coqu	15/03/2019 - 28/02/2021	165
Puerto Aldea	ptal	14/03/2019 - 21/02/2021	195
Los Vilos	—	—	—
Quintero	qtro	26/03/2019 - 23/02/2021	127
Concón	—	—	—
Valparaíso	valp	16/02/2019 - 28/02/2021	80
San Antonio	sano	27/03/2019 - 24/02/2021	126

4.2 y 4.3. En cuanto a la medición de los tsunamis simulados en las bahías, las boyas virtuales se ubicaron estratégicamente en las mismas ubicaciones que los mareógrafos reales, y en aquellas bahías que no poseen mareógrafos, las boyas fueron ubicadas en lugares que no presentan valles en la distribución espacial asociada a los principales modos de vibrar según el Atlas de Resonancia, de manera de que el espectro calculado muestre la mayor cantidad de modos posibles que tenga la bahía y plataforma. Las series de tiempo registradas por las boyas virtuales poseen una resolución de 10 segundos y una longitud de 16 horas para minimizar los tiempos de cálculo sin comprometer la resolución espectral.

Tabla 4.2: Boyas virtuales en aguas profundas. Fuente: Elaboración propia.

Latitud [°]	Longitud [°]	Profundidad [m]
-29.86356	288.35177	1423
-31.95	288.2	1190
-32.75	288.2	1570
-33.5	288.05	1141

Tabla 4.3: Boyas virtuales en aguas someras. Fuente: Elaboración propia.

Bahía	Latitud [°]	Longitud [°]
Coquimbo	-29.951149	288.670338
Puerto Aldea	-30.292348	288.402608
Los Vilos	-31.904769	288.494253
Quintero	-32.776433	288.475585
Concón	-32.925737	288.461966
Valparaíso	-33.02682	288.372066
San Antonio	-33.583431	288.369397

De manera análoga a la obtención del espectro de fondo, a la señal de cada escenario (i) de tsunami tanto en aguas someras como en aguas profundas, se le aplica una FFT con un filtro de Hanning, considerando 3 grados de libertad, resultando para cada boya virtual (j) un set de 350 espectros ($S_{ij}(\omega)$ y $Z_{ij}(\omega)$ espectros del tsunami en aguas someras y aguas profundas respectivamente) con una resolución espectral de 0.176 cph (misma resolución que los espectros de fondo) y frecuencia de Nyquist de 0.05 Hz ($T = 0.33$ minutos).

Adicionalmente, para cada escenario, el espectro del tsunami en la fuente se obtiene del promedio de los espectros medidos en las boyas virtuales de aguas profundas (Zaytsev et al. 2016; Wang et al. 2022b), lo que permite describir el tsunami en la zona de generación $\hat{Z}_i(\omega)$ mediante un espectro único por escenario, reduciendo posibles distorsiones provocadas por efectos locales, tal como indica la siguiente expresión.

$$\hat{Z}_i(\omega) = \frac{1}{N} \sum_{j=1}^N Z_{ij}(\omega) \quad (4.1)$$

Donde, para el escenario i y estación j , $Z_{ij}(\omega)$ corresponde a los espectros del tsunami registrados por las boyas virtuales de aguas profundas, $\hat{Z}_i(\omega)$ el espectro en la fuente promediado entre N estaciones de aguas profundas (en este caso $N = 5$).

Finalmente, se obtiene la función de admitancia $W_{ij}(\omega)$ asociada a cada bahía j y escenario i mediante el cociente entre el espectro promedio de los escenarios en su fuente $\hat{Z}_i(\omega)$ y los espectros individuales del tsunami en aguas someras $S_{ij}(\omega)$.

$$W_{ij}(\omega) = \frac{S_{ij}(\omega)}{\hat{Z}_i(\omega)} \quad (4.2)$$

Capítulo 5

Resultados

A continuación, se muestran los resultados de la implementación numérica de la metodología de análisis espectral a las series de tiempo para determinar la distribución energética tanto del ruido de fondo en las bahías, como también del registro de las simulaciones del tsunami en aguas profundas y en la costa para la banda de períodos de entre 10 y 100 minutos.

Para facilitar la visualización simultánea de los espectros asociados a todos los escenarios simulados, éstos se presentan en forma de espectrograma agrupados por magnitud, con los escenarios en el eje horizontal y los períodos en el eje vertical. La escala de colores permite representar la amplitud espectral de cada escenario individual, con colores que van desde los más fríos (menor amplitud) a los más cálidos (mayor amplitud). Esto se complementa con la mediana espectral de cada magnitud que permite visualizar la variación intermagnitud.

5.1. Espectro de fondo

En la presente sección se muestran los resultados del análisis espectral de la señal de ruido de fondo para las bahías con mareógrafos disponibles presentados en la Tabla 4.1. De donde, la alta cantidad de eventos utilizados permitió acotar de manera significativa los intervalos de confianza, permitiendo obtener un espectro medio de fondo representativo, con máximos espectrales distinguibles en todas las bahías (Figura 5.1).

Las bahías de Coquimbo (5.1a) y Puerto Aldea (5.1b) comparten el máximo espectral de 32 minutos atribuible a oscilaciones a nivel de la plataforma que forman parte y la repartición energética se concentra en períodos menores a este. En particular, Coquimbo presenta una serie de picos secundarios correspondientes a los modos propios de la bahía, con una amplitud de aproximadamente un orden de magnitud menor al pico principal, mientras que Puerto Aldea tiene una estructura resonante muy definida, con dos máximos en 18 y 25 minutos (este último también presente, con menor energía en Coquimbo) del mismo orden de magnitud que el modo de 32 minutos. Para períodos menores a 25 minutos en Puerto Aldea, se observan tres modos locales, también prominentes, en 10.4, 11.8 y 13.1 minutos. En cuanto a los períodos mayores, éstos no son tan prominentes como los modos menores a 32 minutos, encontrándose en Coquimbo el último máximo, no tan definido en 45.5 minutos mientras que en Puerto Aldea se observan dos modos, en 37.2 y 51.2 minutos.

La bahía de Quintero (5.1c) también posee un espectro de fondo con modos resonantes bien definidos concentrando la energía en los períodos menores a 30 minutos, siendo el más prominente de éstos el correspondiente al modo principal de la bahía con un período de 22.8 minutos. El resto de los máximos son de un orden de magnitud menor, de éstos, el modo de 11.3 minutos posiblemente está relacionado con los modos propios de la bahía. Mientras que los máximos de 30.1, 18.5 y 14.5 minutos corresponden a oscilaciones de nivel de plataforma que son también apreciables en Valparaíso (5.1d).

El espectro de fondo de Valparaíso (5.1d), además de los modos de plataforma observados en Quintero (5.1c), presenta dos prominentes picos en 35.9 y 25.3 minutos asociados al sistema Concon-Valparaíso. Los máximos secundarios de 10.8 y 12.5 minutos podrían estar asociados a modos propios de la bahía. Para períodos mayores al pico de 35.9 minutos, la energía decae y no presenta máximos distinguibles.

San Antonio (5.1e) por su parte presenta un espectro de fondo más homogéneo comparado con el resto de las localidades, en el cual resalta el modo más energético de 28.1 minutos, como también el rango entre 45 y 65 minutos donde se aprecia un aumento de energía, con un máximo no tan prominente en 56.9 minutos. Además de éstos, se observa una serie de máximos secundarios de menor amplitud, con períodos menores a 20 minutos, no encontrándose modos compartidos con la bahía de Valparaíso.

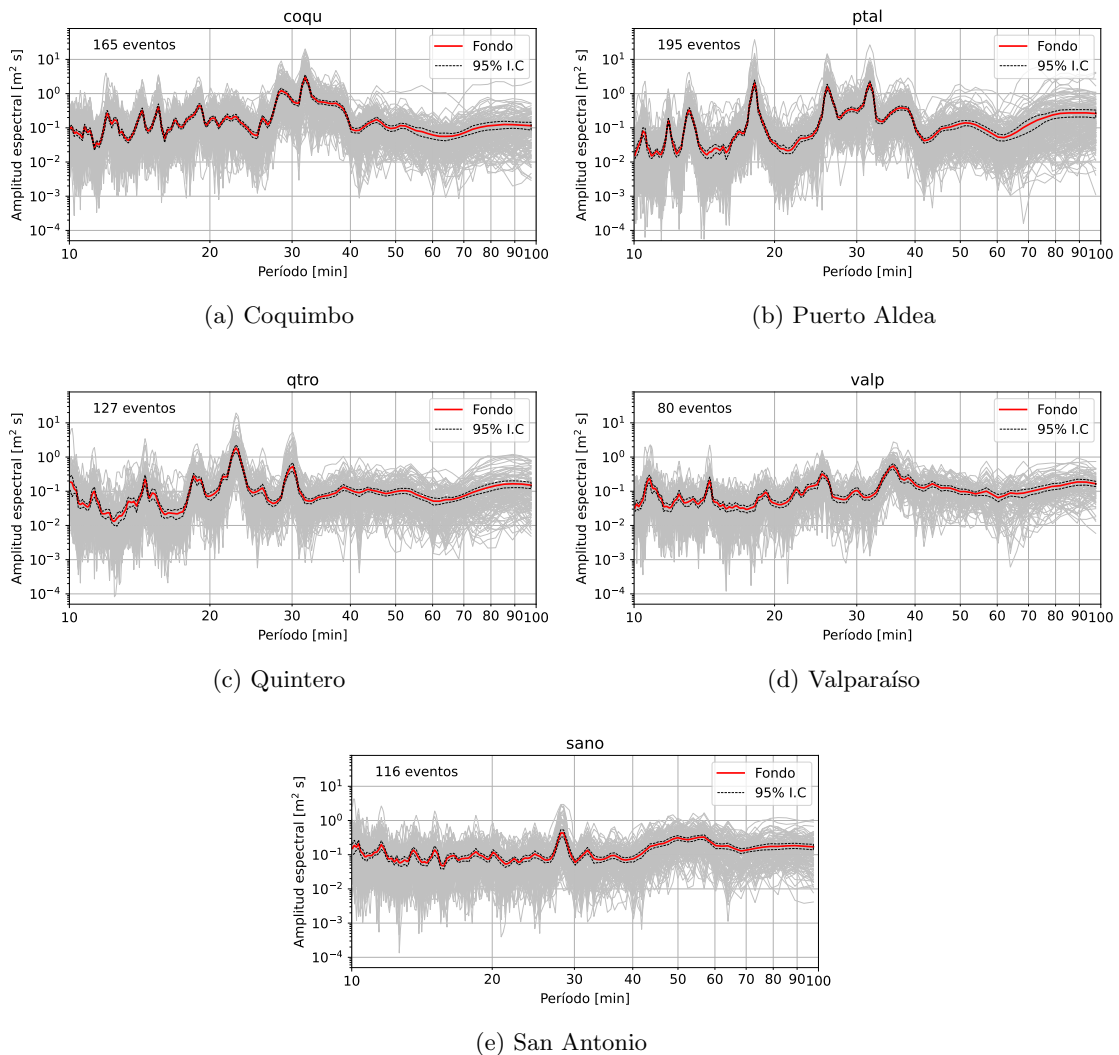


Figura 5.1: Espectros de fondo. Líneas grises corresponde a cada evento en particular. Línea roja denota el espectro de fondo (promedio de los eventos). Línea segmentada negra corresponde a los intervalos de confianza de 95 %. Fuente: Elaboración propia.

5.2. Espectro del tsunami en aguas profundas

A continuación, en la Figura 5.2 se presentan los resultados de la aplicación de la metodología de análisis espectral a la señal de los tsunamis registrados por las boyas virtuales de aguas profundas frente a la plataforma continental de cada bahía. A modo de complemento, y para enfatizar

los cambios en la estructura espectral e importancia relativa de los peaks espectrales, la Figura 5.3 contiene espectrogramas normalizados por el máximo de cada escenario. Las ubicaciones y profundidad de las boyas virtuales pueden consultarse en la Figura 4.1 y Tabla 4.2.

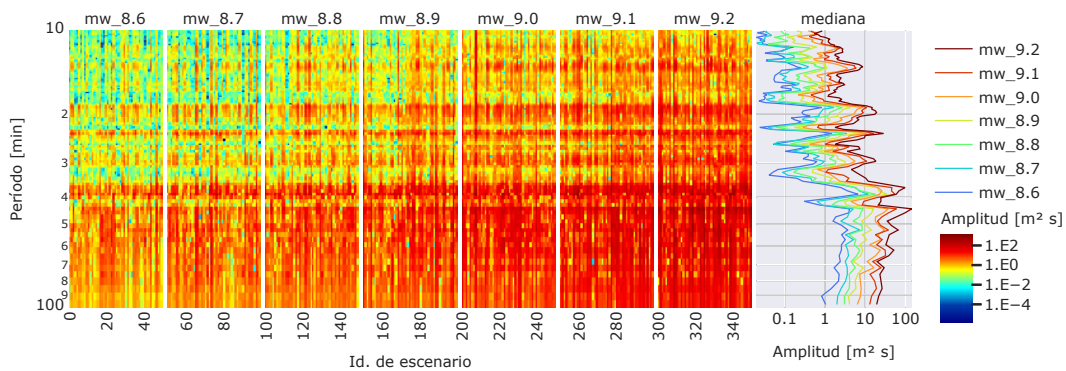
En la Figura 5.2 se observa que la amplitud espectral en aguas profundas aumenta progresivamente conforme aumenta el período de las oscilaciones, volviéndose considerable en los períodos mayores a 30 minutos (Figura 5.3), en donde, a pesar de que se observan picos comunes entre estaciones, cada ubicación también presenta características espectrales propias, posiblemente debido a la influencia topo-batimétrica que provoca la diferenciación del espectro en las distintas localidades. En particular, frente a las localidades de Coquimbo y Puerto Aldea (Figuras 5.2a y 5.3a), se observan dos máximos principales en 39 y 44 minutos, el primero de éstos también apreciable en Los Vilos y en menor medida frente a Valparaíso (Figuras 5.3b y 5.3c respectivamente), mientras que el máximo de 44 minutos se manifiesta en Valparaíso como el pico principal del espectro. Otro máximo recurrente es el modo de 68.2 minutos, que es apreciable frente a Los Vilos y Valparaíso. Éstos máximos comunes entre diversas bahías tienen la particularidad de que presentan una mayor sensibilidad a la magnitud que el resto de los máximos espectrales, por lo que podrían estar relacionados a la fuente. San Antonio (Figura 5.3d), por su parte, no registra éstos máximos de 39 y 44 minutos, si no que tiene una estructura muy definida con una serie de picos espectrales, cada uno con mayor amplitud que el anterior, en 29.7, 36.9, 47.1 y 56.9 minutos, con una baja sensibilidad a la magnitud del escenario.

Dentro de esta misma banda energética mayor a 30 minutos llama la atención la presencia de definidos valles en los espectros de aguas profundas. El más notorio de estos se encuentra frente a Quintero, Concón y Valparaíso (Figura 5.2c) con un período de 32 minutos, al igual que frente a Coquimbo y Puerto Aldea (Figura 5.2a) y en menor medida San Antonio (Figura 5.2d) que a su vez posee un valle en 41.4 minutos. Los Vilos (Figura 5.2b) a diferencia del resto de las localidades presenta un marcado valle en 29 minutos, también apreciable en parte frente a San Antonio (Figura 5.2d). La presencia de valles en los espectros a lo largo de todos los escenarios podría estar relacionada a que la ubicación de la boyas coinciden con líneas nodales de la estructura resonante, en este caso de gran escala, ya que se observan en varias estaciones.

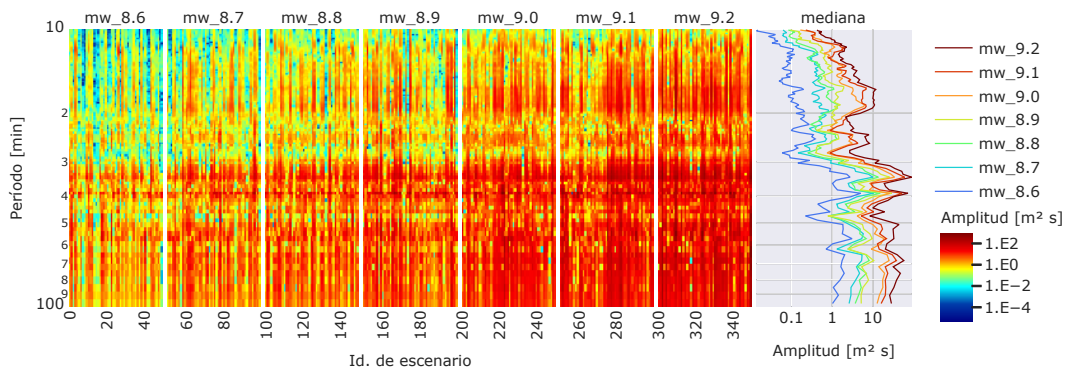
A su vez, para los períodos menores a 30 minutos, se observa una serie de bandas poco definidas que, sin embargo, se intensifican con la magnitud del escenario, cuyos períodos coinciden con modos resonantes de los espectros de fondo, como el caso del sistema Coquimbo - Puerto Aldea (Figura 5.3a), en donde existen trazas de los modos de bahía de 13.7 y 19 minutos en Puerto Aldea y Coquimbo respectivamente, como también el peak en 29.7 minutos atribuible a oscilaciones de plataforma. O bien en el caso de la boya frente a Valparaíso (Figura 5.3c), en donde se observa una banda energética de entre 20 y 30 minutos similar a lo encontrado en el espectro de fondo de esta localidad. Mientras que en los vilos, se aprecia un comportamiento similar para las bandas de entre 16 a 19 minutos. Cabe destacar que este fenómeno no se percibe frente a las costas de San Antonio (bahía menos definida de todas). Por tanto, teniendo en cuenta la duración de la ventana de tiempo de los eventos (16 horas), es posible que se esté evidenciando el efecto del mecanismo de disipación energética mediante irradiación desde la costa.

Finalmente, en la Figura 5.4 se muestran los espectros representativos del tsunami en la fuente, obtenidos del promedio de los espectros individuales en aguas profundas de la Figura 5.2 para cada escenario (Ecuación 4.1). En donde se observa que la estructura general de los espectros en aguas profundas se mantiene, concentrando, en este caso la energía en períodos mayores a 32 minutos (Figura 5.4b) con amplitudes espectrales crecientes hasta llegar al período de 56.9 minutos coincidente con el máximo espectral frente a San Antonio, para luego decaer, prevaleciendo a su vez los máximos en 39 y 44 minutos encontrados en los espectros individuales de aguas profundas, posiblemente asociados a las características de la fuente.

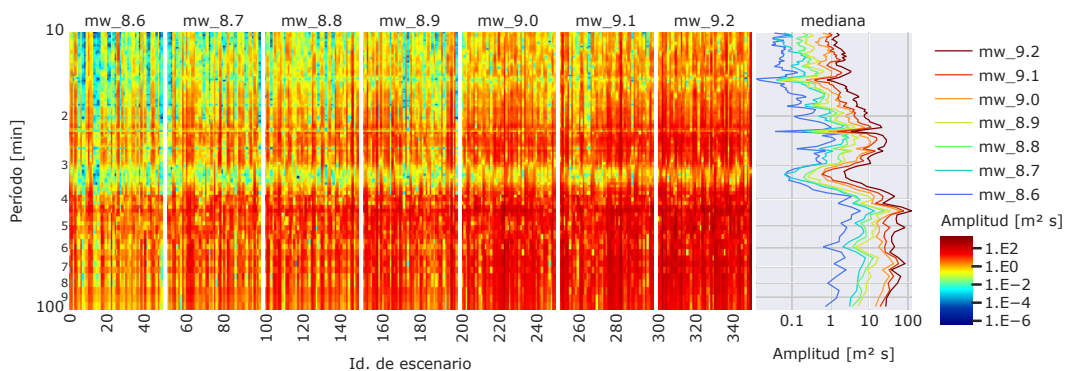
Respecto a la influencia que tiene la magnitud en el espectro de aguas profundas, se observa que al igual que los espectros individuales en aguas profundas, no cambia la estructura espectral, sino más bien desplaza el espectro al contener más energía (Figura 5.4a). A pesar de esto, la vista normalizada (Figura 5.4b) evidencia diferencias en las amplitudes espectrales de los máximos resonantes, donde las mayores magnitudes tienden a entregar energía hacia los máximos de período más largos.



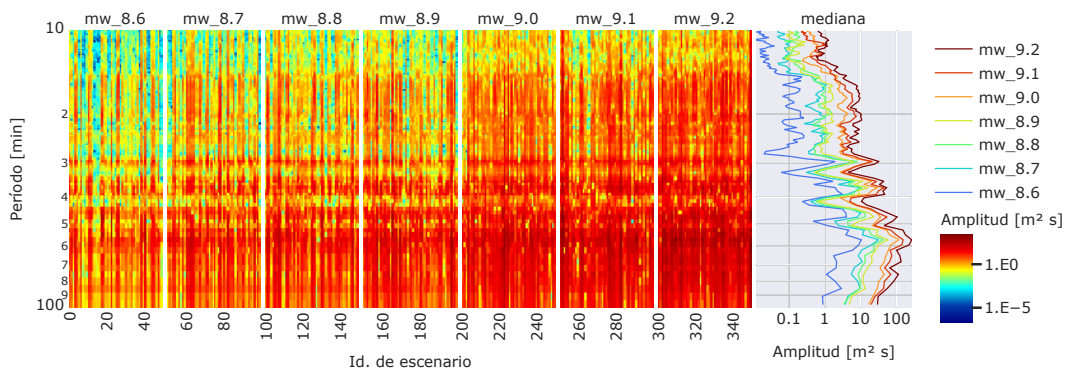
(a) Coquimbo, Puerto Aldea



(b) Los Vilos

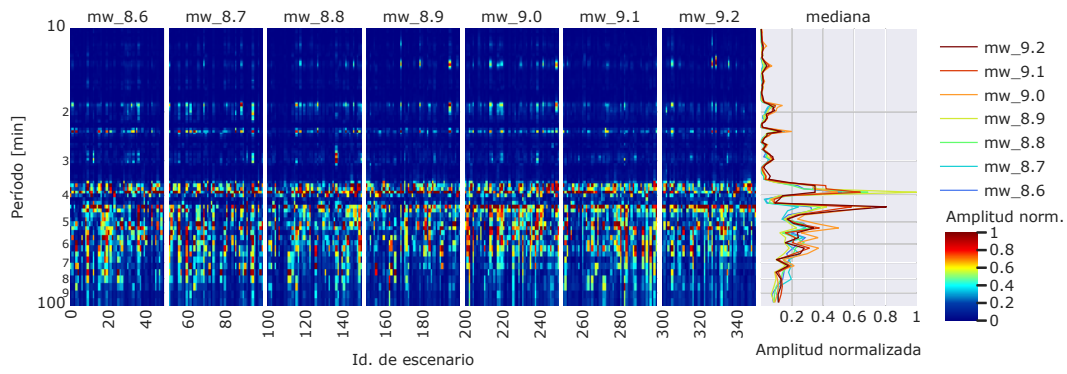


(c) Quintero, Concón, Valparaíso

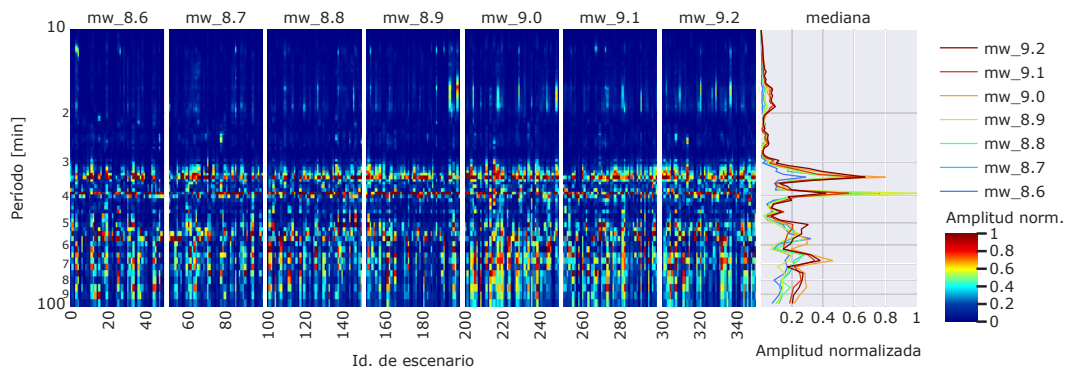


(d) San Antonio

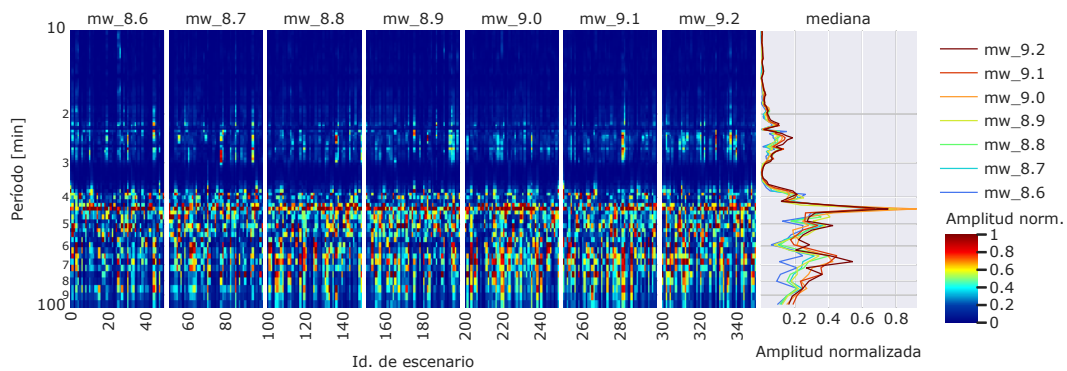
Figura 5.2: Espectrogramas del tsunami en aguas profundas frente a cada bahía en estudio. Fuente: Elaboración propia.



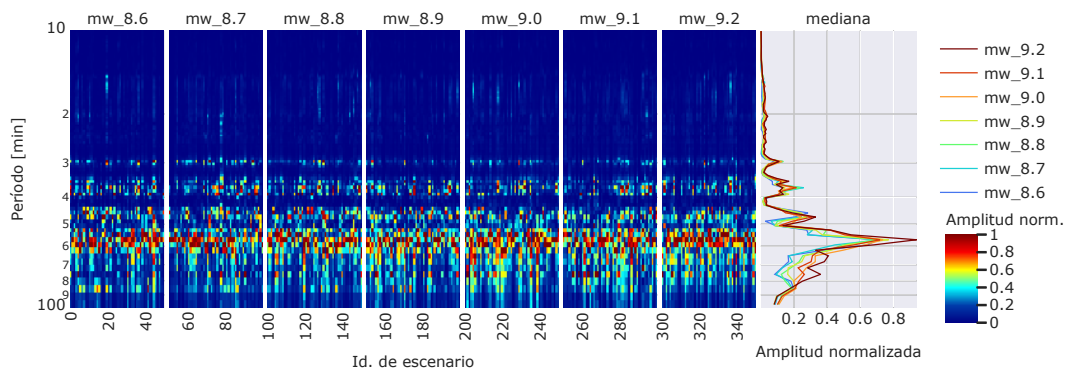
(a) Coquimbo, Puerto Aldea



(b) Los Vilos

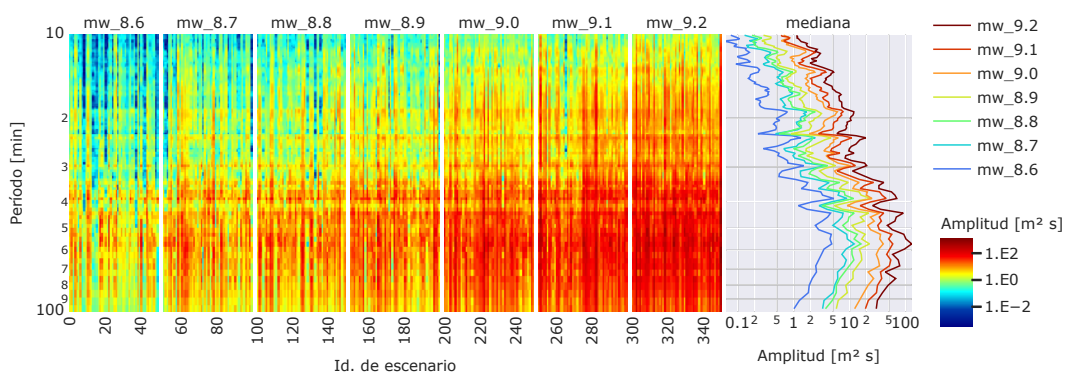


(c) Quintero, Concón, Valparaíso

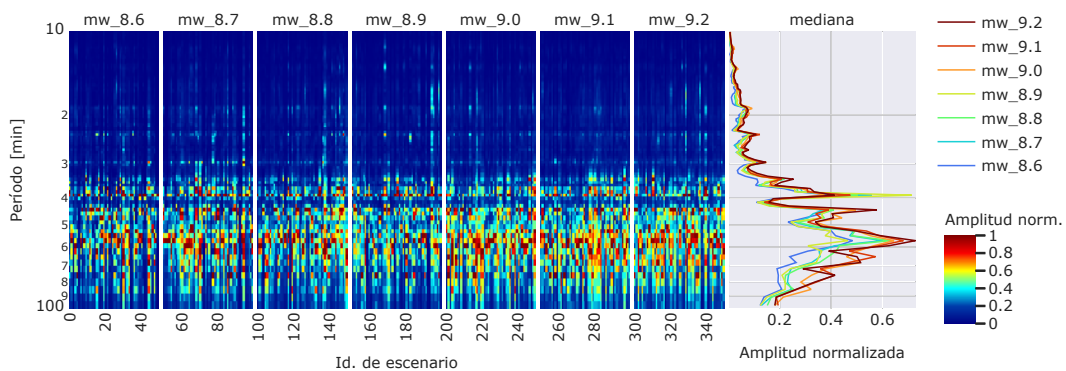


(d) San Antonio

Figura 5.3: Espectrogramas normalizados en aguas profundas frente a cada bahía en estudio. Fuente: Elaboración propia.



(a) Espectro medio en aguas profundas



(b) Normalización del espectro medio en aguas profundas

Figura 5.4: Espectrograma del tsunami en la fuente (\hat{Z}_i), tomada como el promedio de las estaciones en aguas profundas. Fuente: Elaboración propia.

5.3. Espectro del tsunami en aguas someras

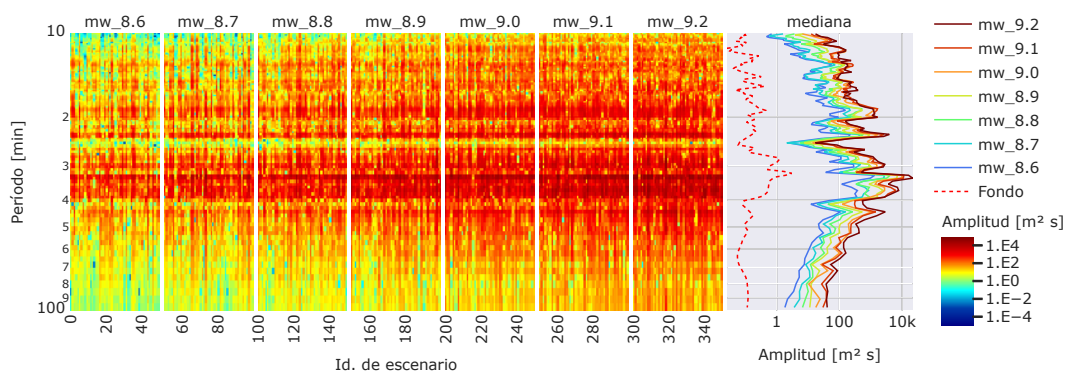
Los espectrogramas de la Figura 5.5 muestran los resultados del análisis espectral aplicado a la señal de los tsunamis registrados por las boyas virtuales de aguas someras definidas en la Figura 4.1 y Tabla 4.3, en donde, para complementar la información y tener una base de comparación se agrega el espectro de fondo de la respectiva bahía en análisis. Al igual que para las boyas en aguas profundas, en la Figura 5.6 se encuentran los espectros normalizados respecto al máximo de cada escenario.

La Figura 5.5 permite diferenciar el comportamiento de cada bahía, haciendo evidente las diferencias en la amplitud espectral y grado de definición que desarrollan los máximos espectrales. En el caso de Coquimbo y Puerto Aldea, se alcanzan las mayores amplitudes espectrales en bandas muy definidas, al igual que Concón y Valparaíso, con la diferencia de que en estas últimas poseen amplitudes menores. Los Vilos y San Antonio concentran su energía en bandas que abarcan un amplio rango de períodos, con poca amplitud, en comparación a las bahías que se presentan como más resonantes. Quintero, por el contrario, presenta la particularidad de tener máximos espectrales muy definidos, sin embargo su amplitud es considerablemente menor.

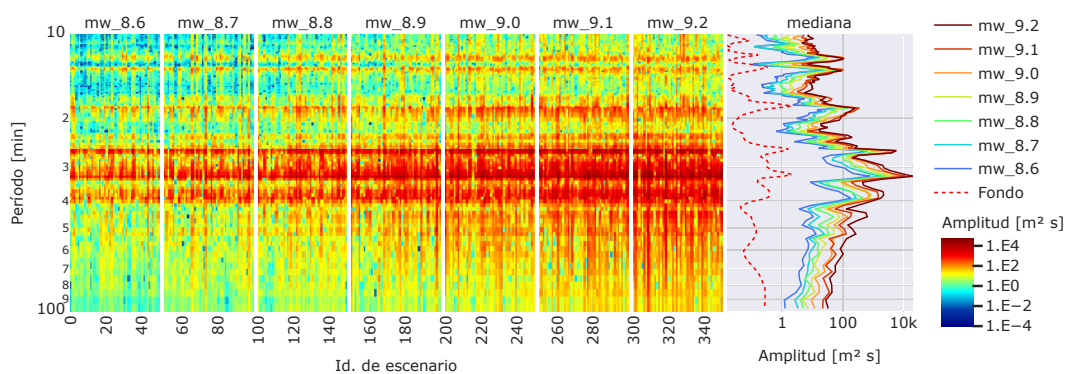
Respecto a los períodos asociados a los máximos espectrales, éstos presentan un comportamiento similar al espectro de fondo, compartiendo los máximos espectrales asociados a las características topo-batimétricas. Sin embargo en los espectrogramas de la Figura 5.5 se aprecian diferencias en la distribución energética hacia ambos extremos del espectro (períodos menores a 20 y mayores a 50 minutos), donde energía del tsunami tiende a decaer, mientras que el espectro de fondo se manifiesta uniforme a lo largo de los períodos estudiados. Estas diferencias se hacen más notorias al analizar los espectrogramas normalizados de la Figura 5.6 en donde predomina la activación de los modos mayores a 25 minutos. O bien, en localidades como Puerto Aldea o San Antonio (Figuras 5.6b y 5.6g) donde los modos más energéticos del espectro de fondo de 18.1 y 28.4 minutos respectivamente no son activados en la misma proporción durante el tsunami, sino que se activan con una mayor amplitud los modos más largos.

Por otra parte, los máximos observados de 39 y 44 minutos en el espectro de aguas profundas, se manifiestan con distintos grados de amplitud en las bahías estudiadas, pero en todos los casos corresponden a picos secundarios. San Antonio, es el único caso donde el máximo predominante se encuentra en los 56.9 minutos, coincidente con el máximo de aguas profundas.

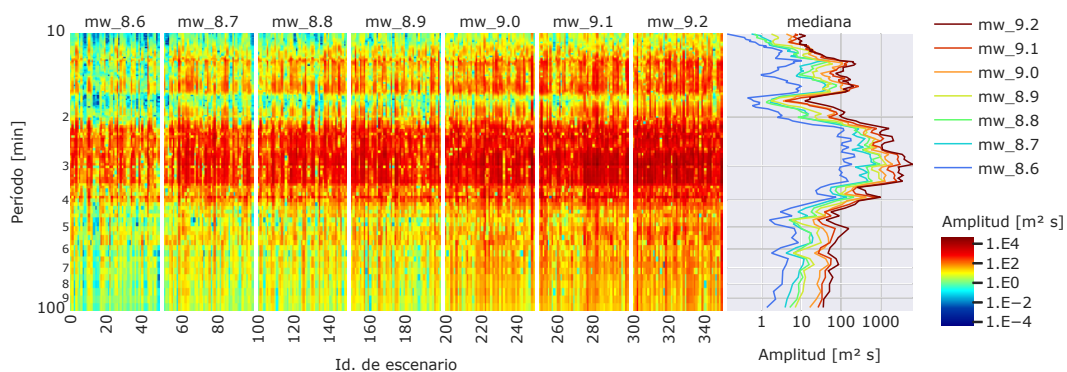
En cuanto a la magnitud del terremoto, en la Figura 5.5 se observa que al igual que en aguas profundas, aporta energía a las oscilaciones desplazando el espectro y manteniendo la estructura general de este. No obstante, en los espectros normalizados de las bahías de Los Vilos, Quintero (Figuras 5.6c y 5.6d) se evidencia cierta sensibilidad a la magnitud del terremoto. Particularmente, en Los Vilos, se aprecia una marcada banda energética de entre 21 a 35 minutos, dentro de la cual, las menores magnitudes tienden a activar con mayor amplitud la primera porción de esta banda (entre 21 a 26 minutos), mientras que en el resto de la banda energética (de 26 a 35 minutos) los escenarios de magnitud $M_w 8.6$ poseen menor amplitud en comparación al resto de las magnitudes. En Quintero, la sensibilidad a la magnitud se manifiesta de forma distinta, si bien, el modo más energético de 22.8 minutos y el resto de los modos coincide con el espectro de fondo, se observa que para las magnitudes $M_w 9.0$ en adelante, se aprecia un aumento en la dispersión de los picos espectrales, sobretodo en aquellos mayores a 30 minutos aumentando la incertidumbre en la estructura espectral resultante para estas magnitudes. Concón por su parte, presenta la particularidad de que su modo de plataforma de 26.3 minutos se activa con una mayor frecuencia en los escenarios de magnitud $M_w 9.0$, no así en Valparaíso, que presenta un comportamiento similar al espectro de fondo.



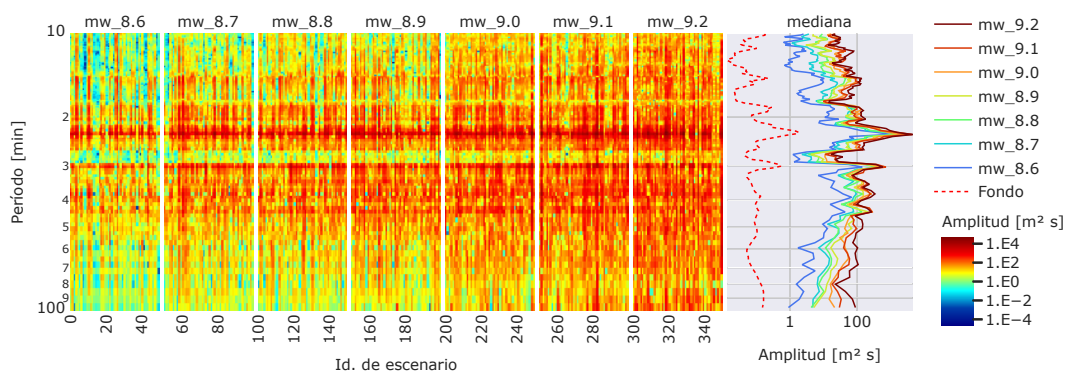
(a) Coquimbo



(b) Puerto Aldea

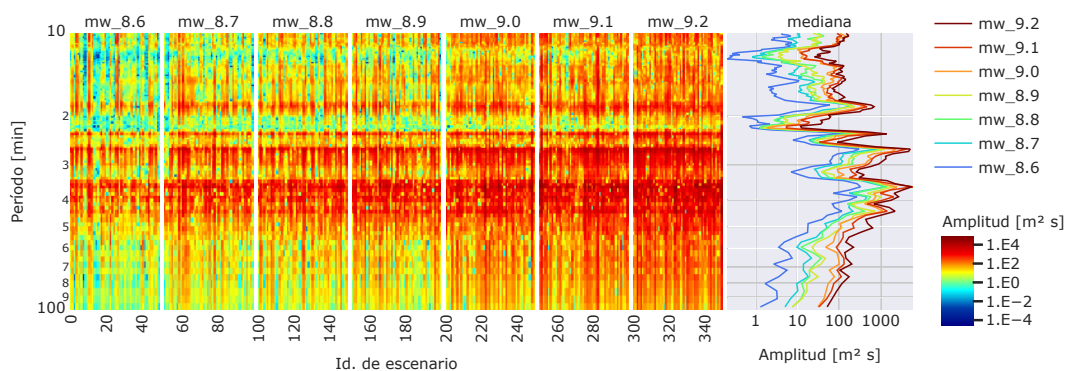


(c) Los Vilos

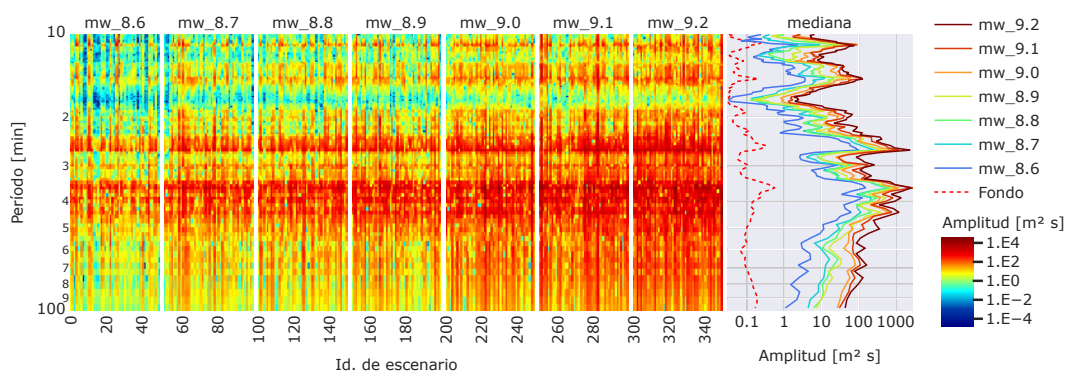


(d) Quintero

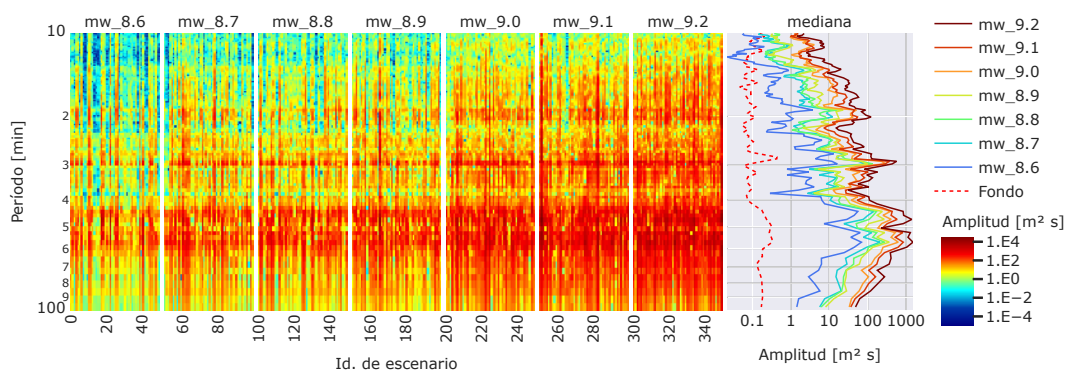
Figura 5.5: Espectrogramas del tsunami en la costa. Fuente: Elaboración propia.



(e) Concón

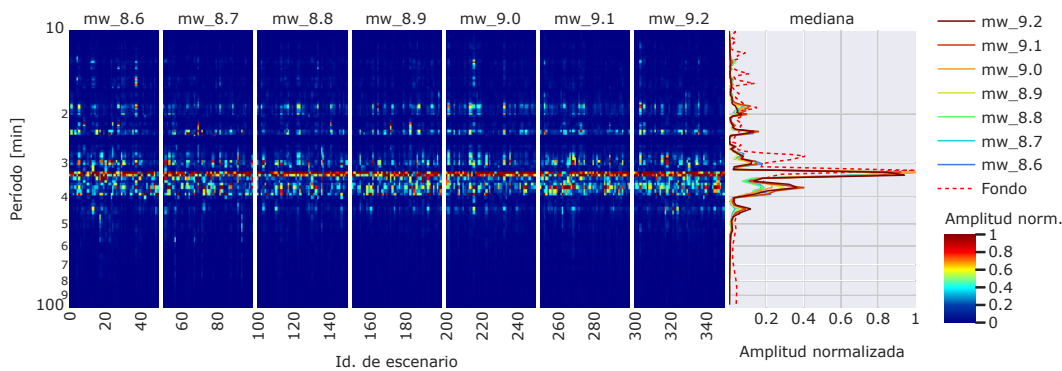


(f) Valparaíso

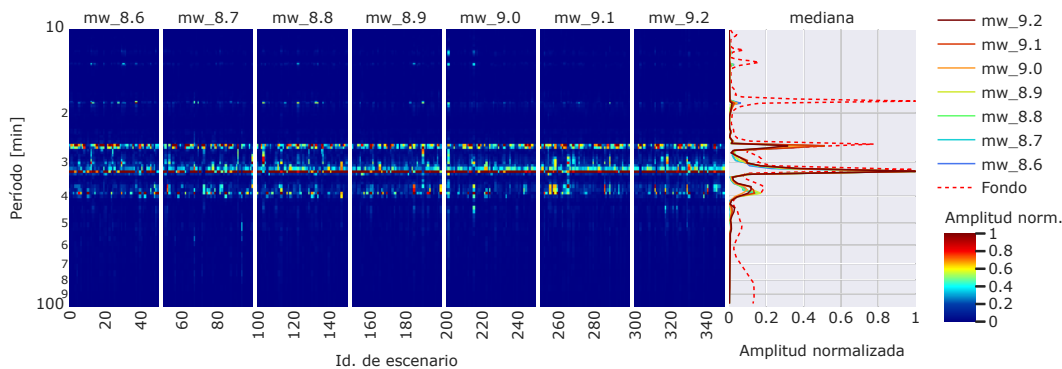


(g) San Antonio

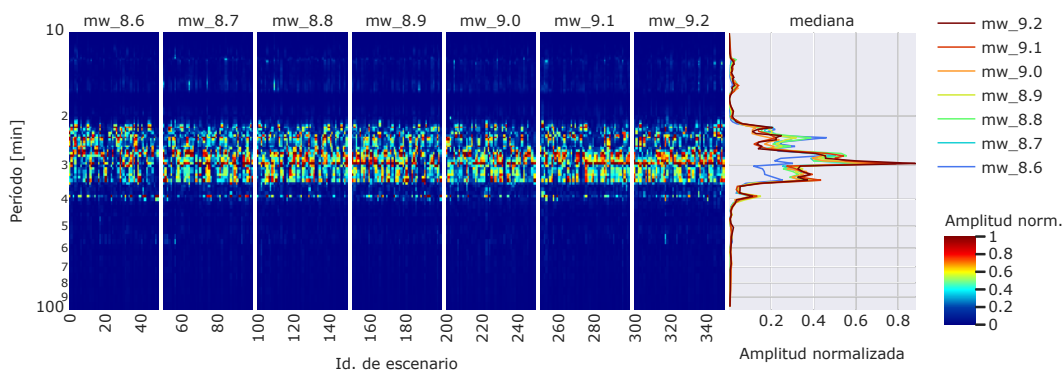
Figura 5.5: (continuación).



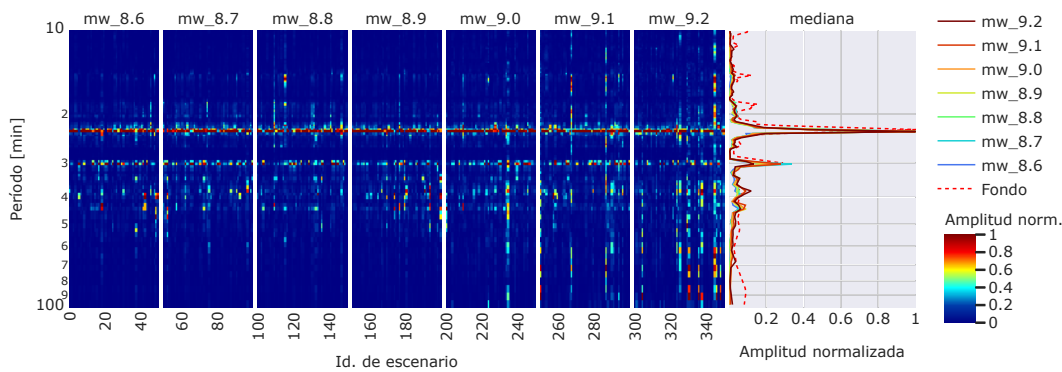
(a) Coquimbo



(b) Puerto Aldea

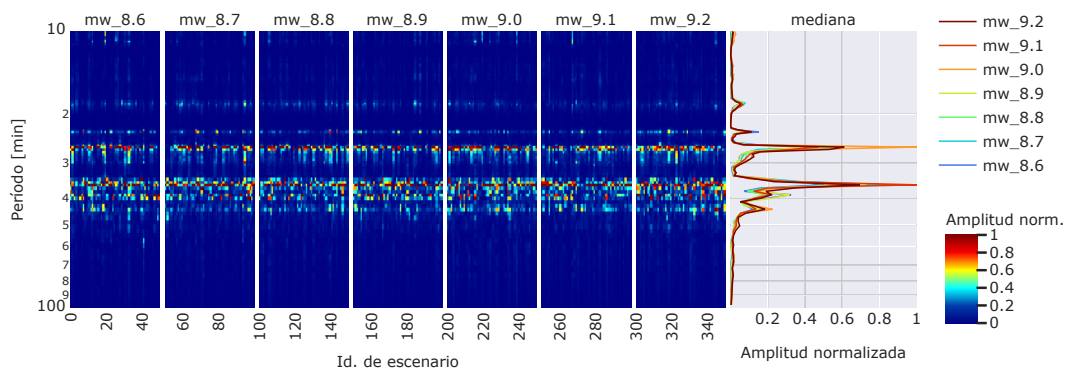


(c) Los Vilos

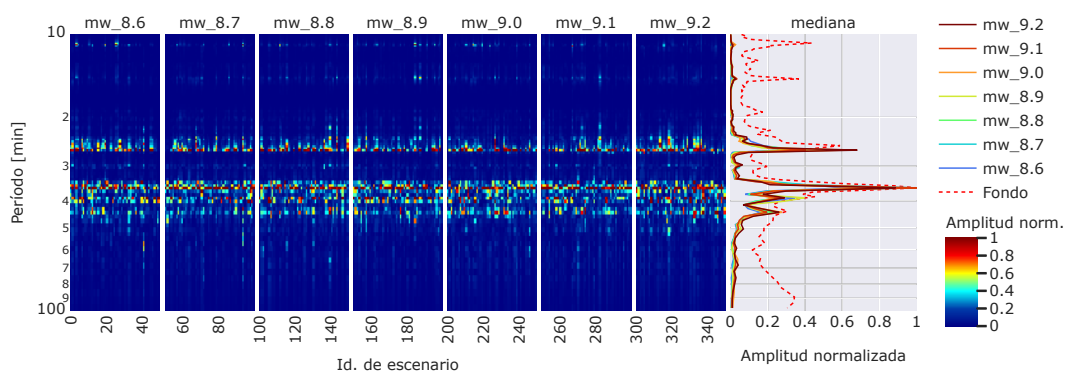


(d) Quintero

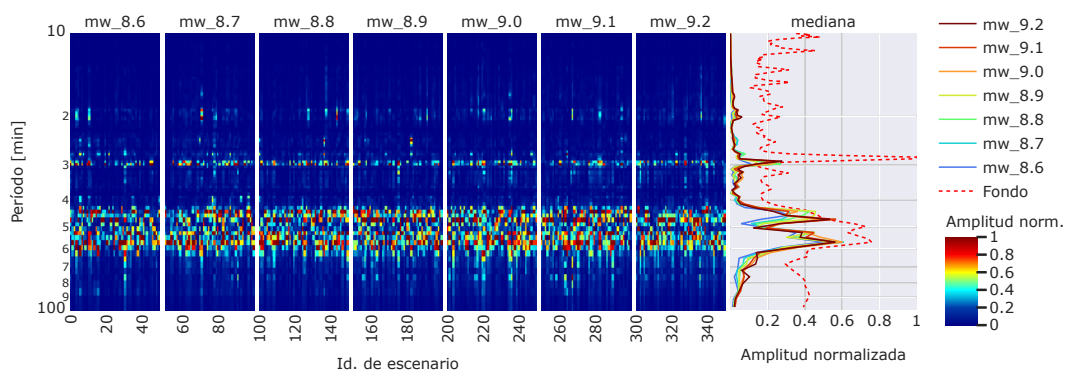
Figura 5.6: Espectrogramas normalizados del tsunami en la costa. Fuente: Elaboración propia.



(e) Concón



(f) Valparaíso



(g) San Antonio

Figura 5.6: (continuación).

5.4. Función de admitancia

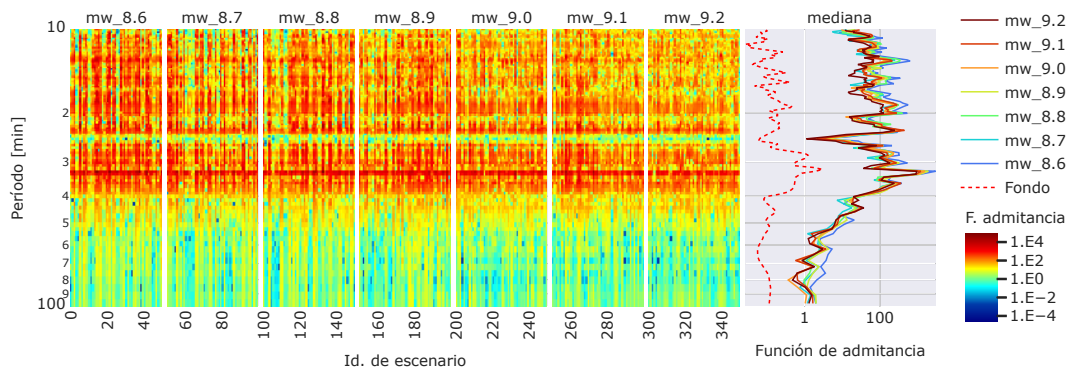
En la presente sección y Figura 5.7 se muestran los resultados de la aplicación de la ecuación 4.2 a los espectros individuales en aguas someras y espectro promedio en aguas profundas que describen la transformación del espectro incidente entre la zona de generación y las bahías en estudio.

Los espectrogramas de la función de admitancia tienen una estructura similar a los espectros en aguas someras, con la diferencia de que aparentemente no dependen de la magnitud del escenario, a excepción de la localidad de Los Vilos (Figura 5.7c), que en el rango de periodos entre 21 y 29 minutos presenta sensibilidad a la magnitud, en donde la amplificación del espectro es menor para las mayores magnitudes. Y en menor medida en San Antonio (Figura 5.7g), en donde los periodos menores a 20 minutos la amplificación es ligeramente menor para las menores magnitudes.

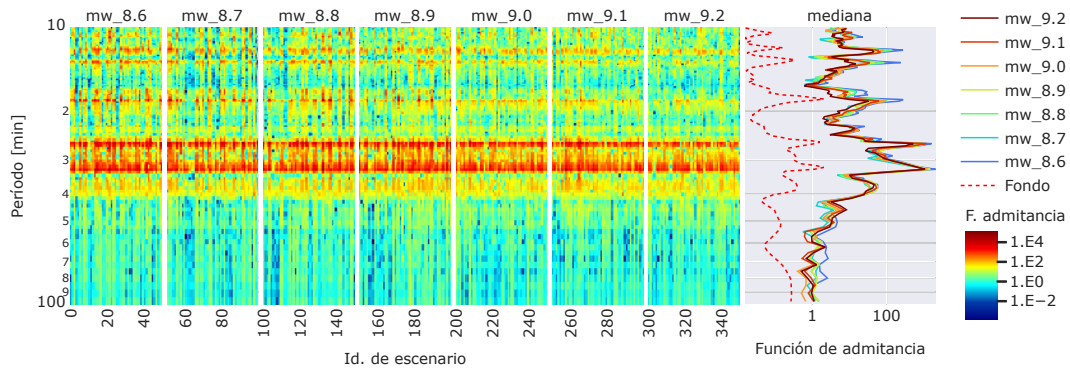
A su vez, los máximos encontrados en las funciones de admitancia coinciden con los períodos resonantes del espectro de fondo, por tanto la amplificación observada es producto de las características topo-batimétricas del medio, mientras que la magnitud del escenario modula el efecto amplificador de esta función, donde una mayor magnitud del terremoto significa una atenuación de éstos picos y valles, quitando definición a la función de admitancia sin cambiar de manera significativa la forma en que el espectro incidente es transformado.

Las funciones de admitancia obtenidas, al ser mayor a uno indican que el espectro es amplificado para todo el rango de períodos estudiados, independiente del grado de definición de la bahía, para luego decaer a uno luego de los modos más largos de la plataforma, reflejando la escala espacial de influencia de esta función. La intensidad y grado de definición de la función de admitancia tiene relación con el comportamiento resonante de la bahía, siendo menor en bahías menos definidas como San Antonio (Figura 5.7g).

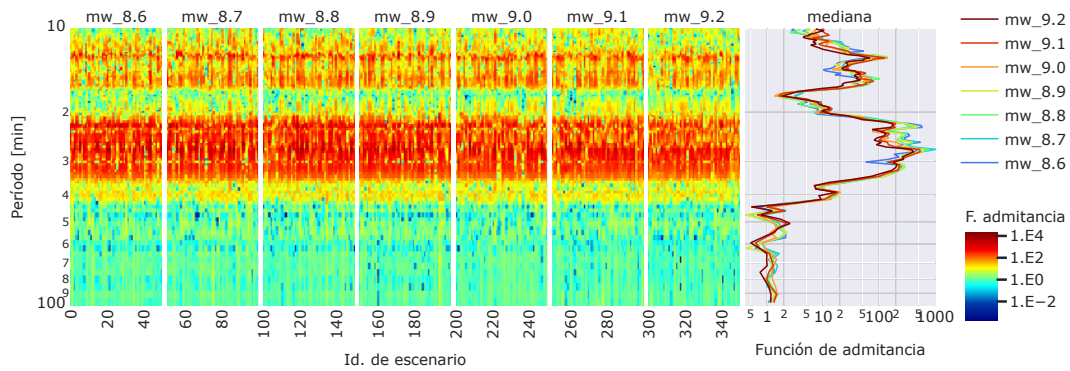
En este sentido llama la atención la función de admitancia de bahías como Coquimbo y Puerto Aldea (Figuras 5.7a y 5.7b) que en la costa presentaron mayores amplitudes (Figuras 5.5a y 5.5b). Sin embargo al estudiar la función de admitancia se observa que las mayores amplificaciones fueron producidas en Los Vilos y Concón (Figuras 5.7c y 5.7e). Este fenómeno posiblemente esté relacionado con la distancia a la fuente y la capacidad de la bahía de irradiar energía haciendo que en aguas profundas exista aporte energético desde la costa, reduciendo la amplitud de la función de admitancia que es el cociente entre los espectros de aguas profundas y someras. Sin embargo, este es un aspecto que requiere de análisis adicional.



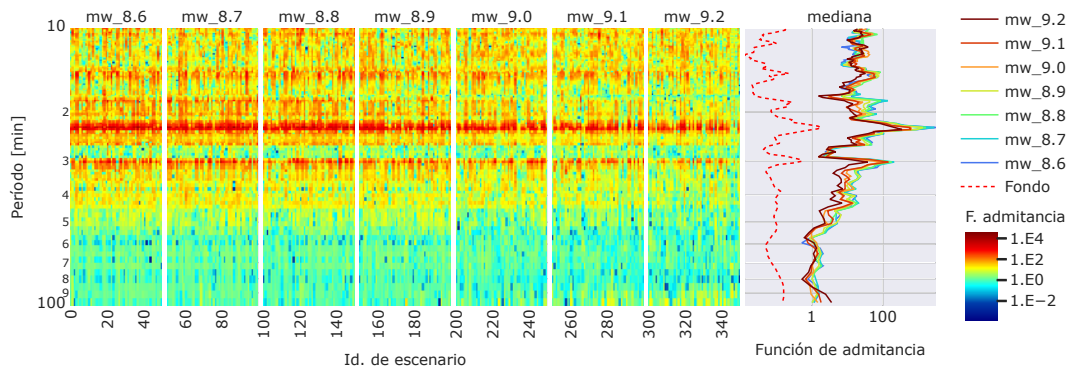
(a) Coquimbo



(b) Puerto Aldea

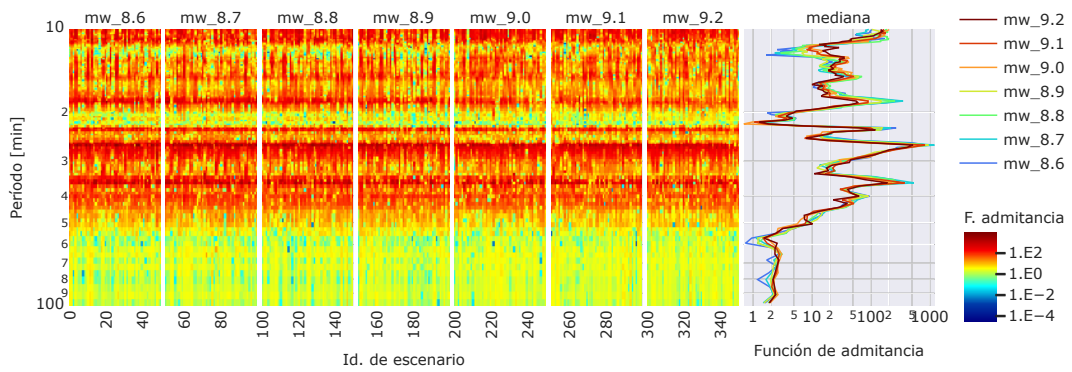


(c) Los Vilos

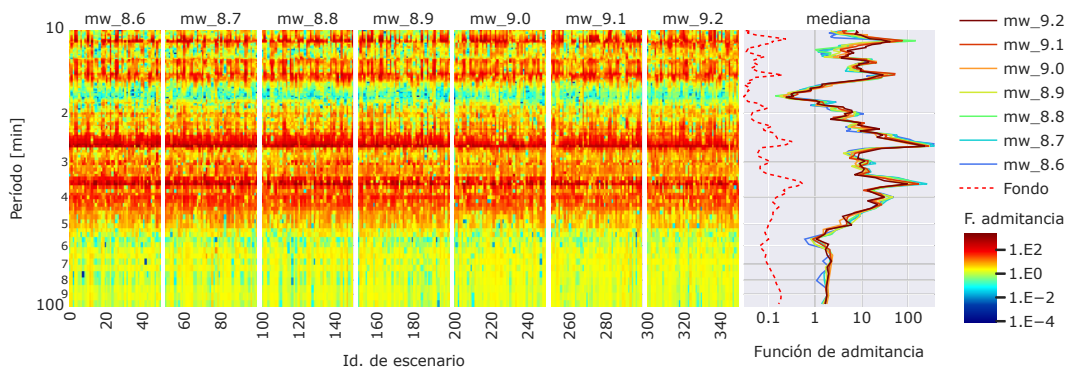


(d) Quintero

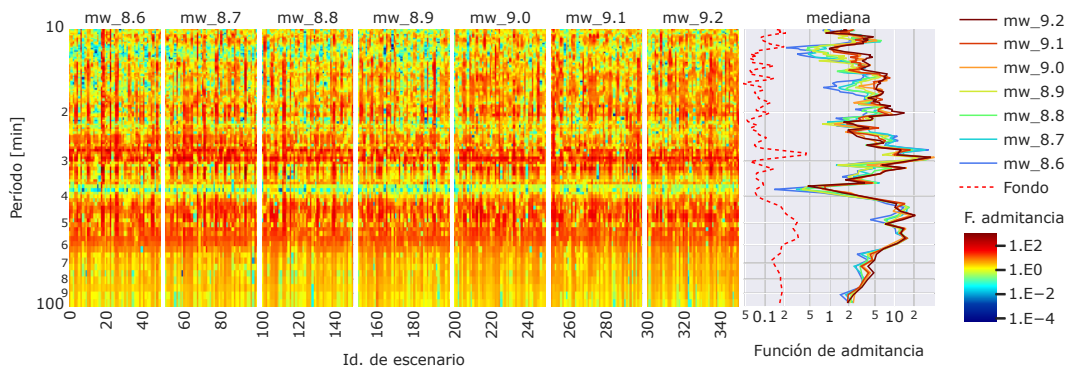
Figura 5.7: Función de admittance para cada escenario. Fuente: Elaboración propia.



(e) Concón



(f) Valparaíso



(g) San Antonio

Figura 5.7: (continuación).

Capítulo 6

Discusión y análisis de resultados

6.1. Sensibilidad de las bahías a las características de la fuente

Al comparar los espectros en aguas profundas y en aguas someras resulta evidente la diferencia en la distribución energética del tsunami en zona de generación y en las bahías. La Figura 5.4a mostró los espectros en la fuente del tsunami, cuya energía, en términos generales aumenta de manera exponencial con el período hasta los 56.9 minutos, mientras que, en las bahías de estudio, las funciones de admitancia muestran que la energía es amplificada de manera considerable en períodos asociados a modos resonantes, resultando espectros en aguas someras con máximos asociados principalmente a las características topo-batimétricas.

A pesar de la preponderancia de las funciones de admitancia, su influencia está acotada a la banda de períodos correspondientes a oscilaciones a nivel de bahía y plataforma, en donde, para períodos mayores a estos, la función decae y tiende a uno. Esto, sumado a la distribución energética de los espectros de aguas profundas hacia los períodos más largos, podría explicar la tendencia observada en los espectros de aguas someras de concentrar la energía del tsunami en las bandas medias. Asimismo, resulta interesante la presencia de variabilidad en las funciones de admitancia, las cuales, independiente de la bahía en estudio, muestran que la transformación del espectro entre dos puntos no es única, sino que tiene un grado de incertidumbre aportada por la naturaleza aleatoria de los escenarios estocásticos, posiblemente debido a variaciones en la ubicación de las mayores deformaciones de cada escenario, que generan diferencias en la dirección de propagación de las ondas, sin embargo este es un aspecto que debe ser profundizado en futuros estudios.

En cuanto a la variabilidad intra-magnitud de los espectros en aguas someras, se observa recurrencia en la activación de los modos de vibrar de la bahía/plataforma, sobretudo en bahías con un marcado comportamiento resonante como Coquimbo o Puerto Aldea, mientras que, en el resto períodos, los picos energéticos están asociados a las características de la fuente y en menor parte por la forma en que el espectro es transformado.

A su vez, la particular sensibilidad de la bahía de Quintero ante escenarios de mayor magnitud (Figura 5.6d) es resultado de la poca capacidad que tiene esta bahía de amplificar períodos más largos al asociado a su modo principal de bahía de 22.8 minutos, tal como evidencia su espectro de fondo y función de admitancia en las Figuras 5.1 y 5.7d. Este filtro de admitancia al interactuar con el espectro de la fuente, cuya energía se concentra hacia los períodos más largos, produce un espectro de aguas someras con un único máximo dominante en 22.8 y picos espectrales de mayor período, con amplitudes comparables al pico principal, a su vez este efecto se ve acentuado por la reducción de la amplificación producida por la función de admitancia al aumentar la magnitud, tal como se ejemplifica con los casos extremos de $M_w 8.6$ y $M_w 9.2$ presentados a continuación en la Figura 6.1.

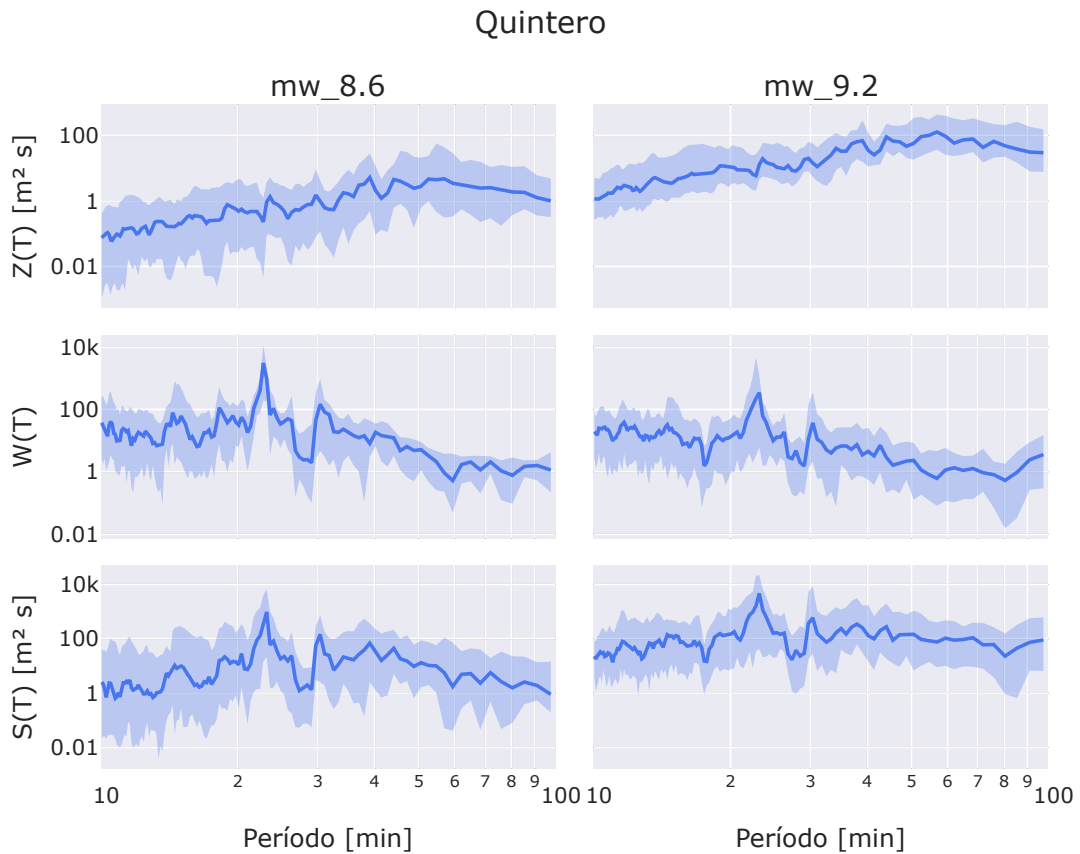


Figura 6.1: Transformación espectral del tsunami en Quintero. $Z(T)$, $W(T)$ y $S(T)$ indican espectros del tsunami en la fuente, función de admitancia y espectro en aguas someras respectivamente para las magnitudes $M_w 8.6$ y $M_w 9.2$ en la bahía de Quintero. Sombra azul delimita percentiles 5 y 95 % de los espectros de cada magnitud. Fuente: Elaboración propia.

Un segundo tipo de sensibilidad a la fuente se observó en la bahía de Concón, en donde al observar los espectros normalizados de la Figura 5.6e se apreció que el modo de 25.3 minutos compartido con Valparaíso presenta una mayor amplitud relativa en los escenarios de magnitud $M_w 9.0$. Si bien, las funciones de admitancia de la bahía de Concón (Figuras 5.7e y 5.7f) no muestran que exista una amplificación significativa del espectro en esta frecuencia, ya que tampoco esta sensibilidad resulta apreciable en los espectros de aguas someras sin normalizar (Figuras 5.5e y 5.5f), un análisis del ángulo de fase en este sistema de bahías podría mejorar el entendimiento de esta interacción.

Por su parte, en la bahía de Los Vilos, a diferencia del resto de las localidades estudiadas, no se dispone de información acerca de las estructuras resonantes ni espectro de fondo que permitan comprender de mejor forma la sensibilidad a la magnitud del escenario observada en los espectros de aguas someras y funciones de admitancia presentados en las Figuras 5.5c y 5.7c. Sin embargo al realizar una inspección más detallada de la amplificación del espectro incidente (a través de la función de admitancia), se observa un comportamiento similar al resto de las bahías, donde la magnitud del escenario atenúa este filtro, reduciendo, tanto la amplitud de los picos espectrales (en 22.7, 25.7 y 27.3 minutos), como también el valle en un período de 30.3 minutos, este efecto, sumado a la cercanía de los picos y valles presentes en esta banda energética de entre 20 y 35 minutos provoca que en el primer tramo de esta banda, amplifique mayormente las magnitudes menores y viceversa.

Para caracterizar los picos espectrales encontrados en Los Vilos, se recurre a la estimación del período fundamental de la bahía y plataforma mediante la aplicación de la fórmula de Merian

(Rabinovich 2009) para geometrías simples.

$$T_0 = 2.618 \frac{2L}{\sqrt{gh_1}} \quad (6.1)$$

$$T_0 = 2.22 \frac{2L}{\sqrt{gh_1}} \quad (6.2)$$

Las ecuaciones anteriores permiten obtener el período fundamental T_0 para el caso de geometría rectangular con pendiente constante y circular respectivamente. h_1 es la profundidad característica y L la extensión de la bahía hacia el mar abierto (longitud característica) que para el caso circular, corresponde al radio de este.

La plataforma, definida por la línea de 200 metros de profundidad, que contiene la bahía de Los Vilos puede apreciarse en las Figuras 6.2a y se extiende aproximadamente de forma paralela al continente entre las latitudes -32 y 31.6, donde se angosta considerablemente (6.3a). Mientras que el perfil de elevaciones de la bahía y la plataforma presentado en la Figura 6.2b se obtiene de un corte perpendicular a la línea de costa en Los Vilos hacia aguas profundas, donde se observa un perfil con una pendiente constante hasta el límite de la plataforma a 200 metros de profundidad, desde donde aumenta progresivamente la pendiente hacia la fosa.

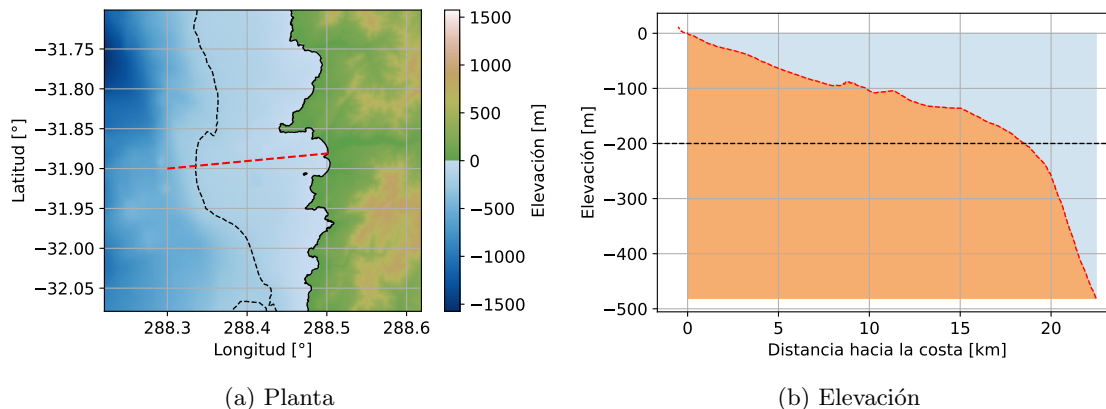


Figura 6.2: Vista en planta y corte Bahía de Los Vilos. Línea segmentada roja: Corte transversal de la bahía: Elaboración propia.

Por tanto, para la estimación del primer modo de plataforma resulta razonable considerar la aproximación hacia una geometría rectangular con pendiente constante hasta los 200 metros de profundidad como se aprecia en la Figura 6.3a. Por otra parte, en la Figura 6.3b se presenta el ajuste de la bahía de Los Vilos hacia una geometría semicircular cuyo diámetro coincide con la apertura de la boca de la bahía.

Aplicando la expresión 6.1 a la plataforma, con una profundidad máxima de 200 metros y un largo de 18.3 kilómetros, resulta un período fundamental de 36.1 minutos, muy cercano al límite superior de la principal banda energética del tsunami en Los Vilos en 35 minutos. Mientras que la bahía, con un largo (radio) de 4.1 kilómetros y profundidad media de 41.6 metros, la expresión 6.2 indica un período de 15.0 minutos, el cual se manifiesta como una ligera perturbación energética del tsunami en la Figura 5.6c en 15.5 minutos.

Asimismo, considerando la cantidad de posibles estructuras oscilantes en esta plataforma, con tamaños comparables a la bahía de Los Vilos, se explora la hipótesis de que el resto de los períodos energéticos que definen el espectro del tsunami en Los Vilos corresponden, ya sea, a modos de vibrar intermedios de la plataforma, como también, al resultado de la interacción entre bahías cercanas.

Para esto, en la Figura 6.4 se proyectan estructuras resonantes con geometría semicircular que resulten en períodos relevantes del espectrograma del tsunami en la costa, desde la bahía de Los

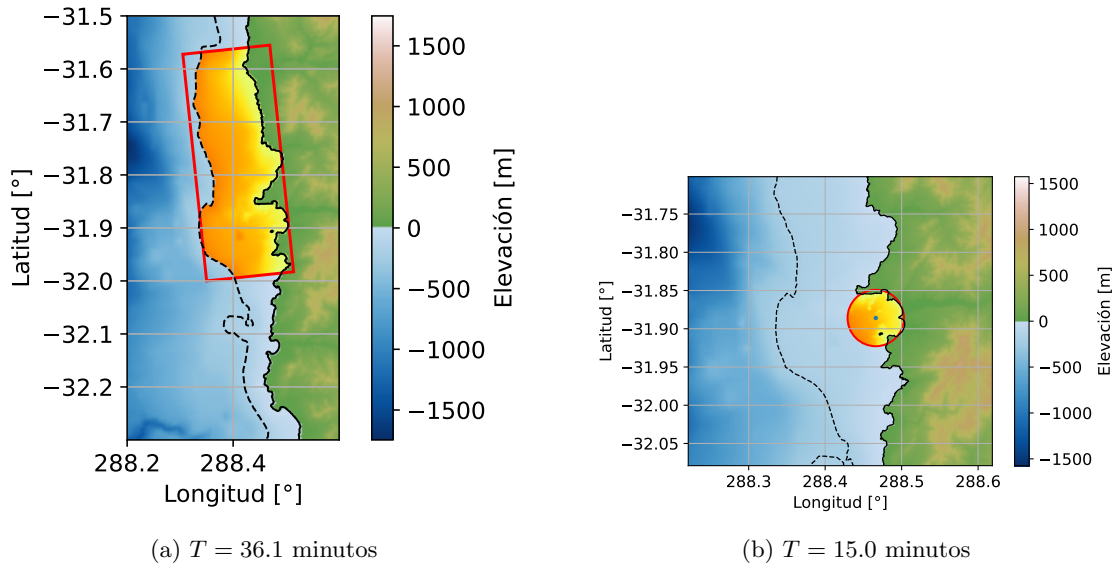


Figura 6.3: Estimación de los modos fundamentales de la bahía y plataforma de Los Vilos. Fuente: Elaboración propia.

Vilos hacia la plataforma. El primero de éstos (Figura 6.4a) corresponde a un semicírculo que se extiende desde los vilos hasta una distancia de 12 kilómetros, con una profundidad de 179.1 metros, resultando en un período de 21.2 minutos, similar al límite inferior de la principal banda energética en 21 minutos. El segundo de éstos (Figura 6.4b) describe una estructura resonante de 27.6 minutos que se extiende hacia el limite de la plataforma (200 metros), con un largo de 16.5 kilómetros, similar al pico de 29.7 minutos encontrado dentro de la banda energética dominante.

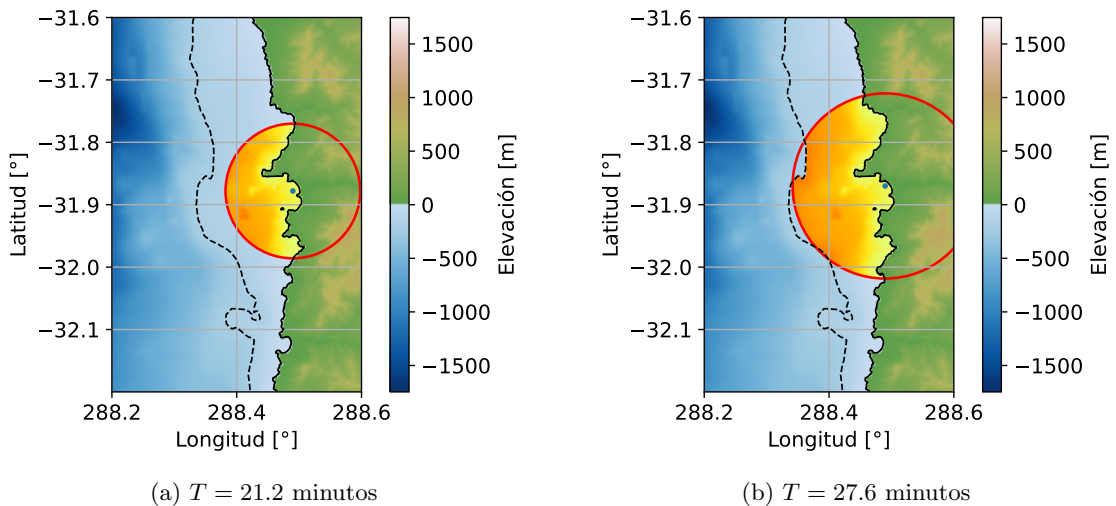


Figura 6.4: Estimación modos intermedios de plataforma de Los Vilos. Fuente: Elaboración propia.

Por tanto, la particular banda energética presente en el espectro de Los Vilos, puede corresponder a la manifestación en la bahía de distintos modos intermedios de plataforma de entre 21 minutos hasta el modo fundamental de 36.1 minutos, los cuales son activados de manera selectiva por la magnitud del escenario, acentuando los períodos más largos en el caso de las mayores magnitudes y viceversa.

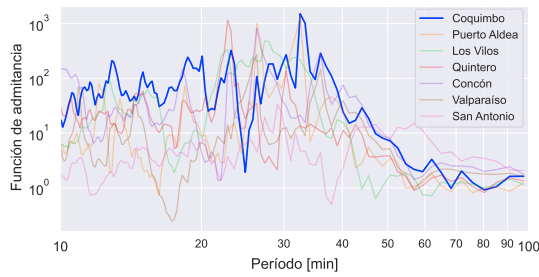
6.2. Estimación del espectro en aguas someras

Finalmente, en los casos estudiados, la similitud de la función de admitancia ante eventos aleatorios de diferentes magnitudes permite asumir por cada bahía, una única función que describa la transformación espectral del tsunami entre la zona de generación y las bahías en estudio (Figura 6.5), obtenidas del promedio de las funciones de admitancia de los escenarios simulados. Con esto, es posible evaluar la capacidad predictiva que tiene la función de admitancia para estimar el espectro del tsunami en las bahías a partir de un espectro incidente. Para esto se aplicará la transformación lineal descrita en la ecuación 2.3 entre el promedio de los espectros de aguas profundas frente a cada bahía de la Figura 5.2 y las funciones de admitancia de la Figura 6.5.

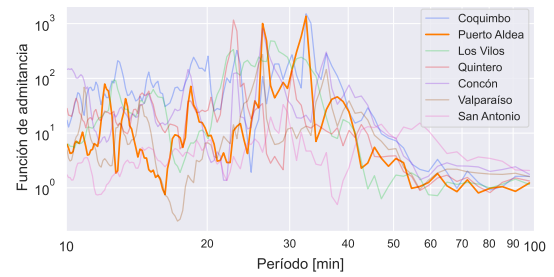
Los espectros estimados de las Figuras A.1 a A.7 muestran los resultados de la aplicación del filtro de admitancia a los espectros del tsunami en aguas profundas. En color naranja se muestra el espectro estimado, mientras que en azul los resultados de las simulaciones dentro de la sombra delimitada por los percentiles 5 y 95 % de cada magnitud.

De aquí, se observa que el espectro estimado es similar a los simulados, quedando dentro de las bandas definidas por los percentiles de las simulaciones, incluso para las mayores magnitudes. Por lo que la aplicación del filtro de admitancia al espectro en aguas profundas permite reproducir la estructura general del espectro en la costa. Atribuyendo las diferencias individuales de los peaks a las características propias del espectro en aguas profundas que son traspasados hacia la costa.

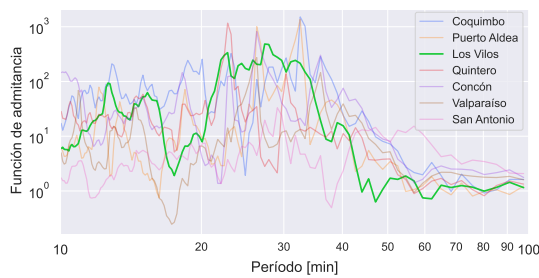
Desde el punto de vista de la estimación del comportamiento resonante en las bahías, la función de admitancia describe aquellos peaks a ser amplificados y su proporción energética. Esta función, dado que es un filtro, permite que la variabilidad propia del espectro incidente se manifieste en la costa, siempre sujeto a la estructura general que dicta la función de admitancia al amplificar el espectro en varios ordenes de magnitud en el caso de las bahías más resonantes. Lo que significa una ventaja comparativa respecto al espectro de fondo, que indica únicamente los peaks resonantes a ser amplificados, su distribución energética es homogénea y no decae hacia los períodos más largos, sobrestimando la participación de estas bandas en comparación a la función de admitancia (Figura 6.6). En aquellas bahías que el comportamiento resonante es más débil, como el caso de San Antonio (Figura 6.6e) el filtro de admitancia tiene una menor amplitud y se asemeja al espectro de fondo.



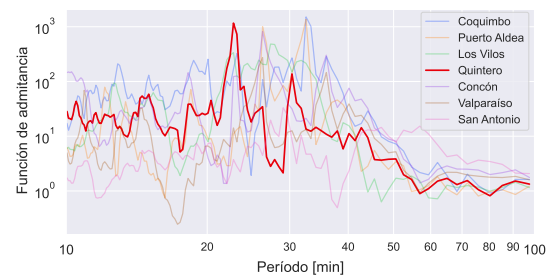
(a) Coquimbo



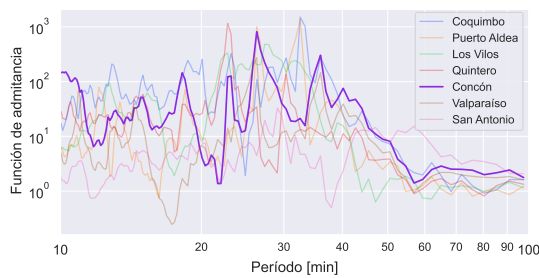
(b) Puerto Aldea



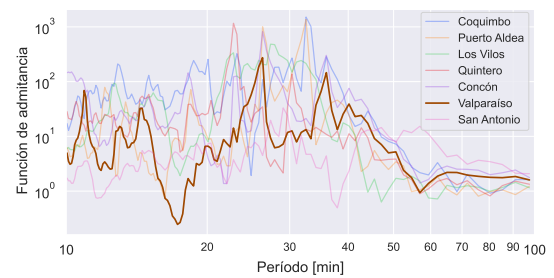
(c) Los Vilos



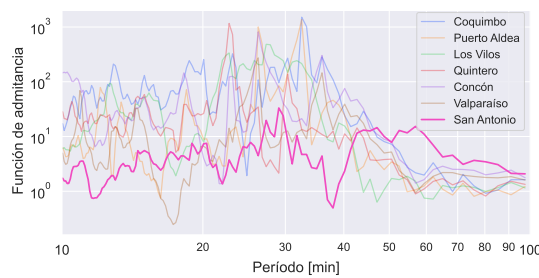
(d) Quintero



(e) Concón

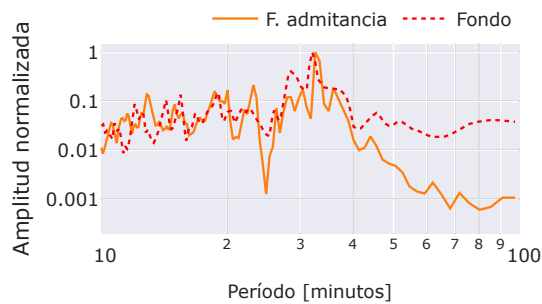


(f) Valparaíso

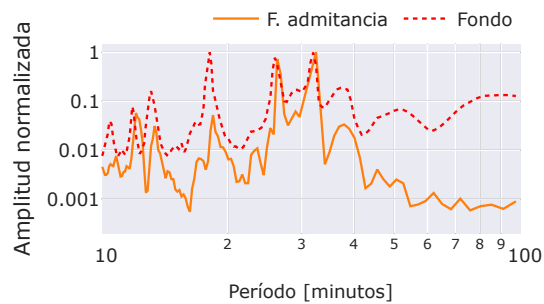


(g) San Antonio

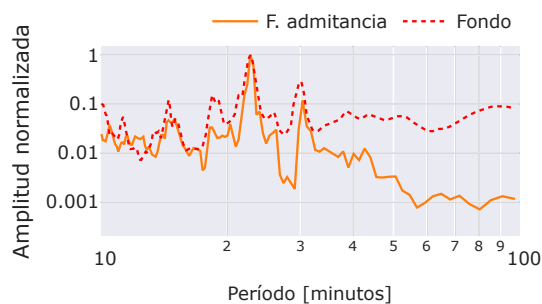
Figura 6.5: Promedio de funciones de admitancia para cada localidad. Fuente: Elaboración propia.



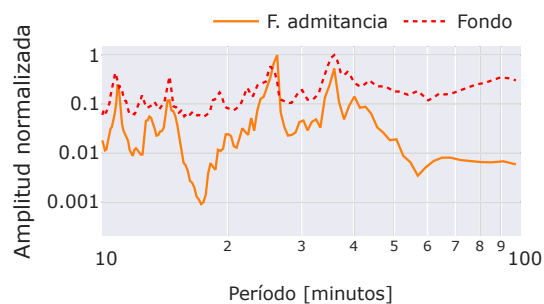
(a) Coquimbo



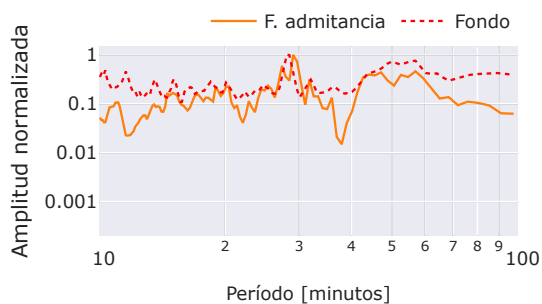
(b) Puerto Aldea



(c) Quintero



(d) Valparaíso



(e) San Antonio

Figura 6.6: Comparación función de admitancia y espectro de fondo (normalizados).
Fuente: Elaboración propia.

Capítulo 7

Conclusiones

El objetivo principal del presente trabajo fue determinar la influencia relativa entre la fuente tsunamigénica y las características topo-batimétricas en la respuesta resonante de las bahías, desde el punto de vista de la transformación del espectro de frecuencias del tsunami entre la zona de generación y las costas de la zona central de Chile, mediante el estudio de 350 escenarios de terremotos sintéticos con deformaciones aleatorias de magnitudes entre $M_w 8.6 - 9.2$ frente a la zona central de Chile simuladas numéricamente con el software Tsunami HySea, lo que permitió eliminar la dependencia de los resultados a un evento en particular. Los tsunamis simulados fueron registrados simultáneamente por boyas virtuales tanto en la zona de generación del tsunami como también en las bahías de estudio, con esto se generaron espectros de frecuencias del tsunami para cada evento aleatorio. La transformación espectral de cada evento de tsunami fue descrita mediante la función de admitancia que corresponde al cociente entre el espectro en las bahías y espectro en la fuente.

Los espectros de la señal del tsunami obtenidos en la fuente, a pesar de ser generados por eventos aleatorios presentaron una distribución energética similar, aumentando de manera exponencial la amplitud espectral conforme aumenta el período de las oscilaciones, en estos períodos más largos (mayores a 30 minutos) predomina una serie de máximos espectrales posiblemente asociados a características topo-batimétricas locales, los cuales son activados selectivamente según la magnitud del escenario, donde las menores magnitudes activan modos más cortos y viceversa. El análisis de la evolución del espectro energético del tsunami en aguas profundas desde el momento en que se produce la perturbación permitiría aislar el espectro inicial que es generado por la deformación del fondo marino, evitando distorsiones asociadas a la duración de la ventana de tiempo elegida para las simulaciones, de este caso, 16 horas, en donde cobra relevancia la influencia del medio, como también la interacción con las oscilaciones en aguas más someras. Mientras que, en las bahías de estudio, el comportamiento se diferencia de localidad en localidad, predominando las oscilaciones a nivel de plataforma continental y modo fundamental de bahía si esta es de mayor extensión.

El análisis de la transformación del espectro mediante la función de admitancia permitió conocer la importancia relativa de la batimetría y el espectro incidente en el espectro observado en las bahías. En este aspecto, se observó que la topo-batimetría determina los períodos a ser amplificados, los cuales están relacionadas a la escala espacial de las estructuras resonantes, decayendo el efecto amplificador para períodos mayores a los modos de la plataforma. Esta característica, sumada a la distribución energética del tsunami en aguas profundas hacia los períodos más largos, exacerba los periodos medios en aguas someras, por lo tanto, aquellos picos espectrales que tenga el espectro incidente en estos periodos medios, si bien en aguas profundas, no son de gran relevancia, en aguas someras podrían verse amplificadas varios ordenes de magnitud. En cuanto a la influencia de la magnitud del terremoto, se observa que modula el efecto amplificador de la función de admitancia, atenuando los picos y valles espectrales para magnitudes mayores, e intensificándolo para magnitudes menores, sin cambiar la estructura básica de esta función, por tanto, en escenarios de mayores magnitudes los picos espectrales de la fuente se ven menos afectadas por la topo-batimetría local. A pesar de la tendencia de la función de admitancia a amplificar los períodos

asociados a los modos resonantes, esta función, para una misma bahía, no es única, apreciándose diferencias en esta función entre eventos, sobre todo en aquellos períodos que no están asociados a modos resonantes, por tanto la variabilidad entre eventos observada en aguas someras es resultado de la variabilidad del espectro de la fuente y la forma en que este es amplificado en su propagación hacia las bahías, posiblemente debido a efectos de la dirección incidente de las ondas las cuales dependen de la ubicación del área de ruptura del terremoto.

En este aspecto, se observó que la influencia de la fuente tsunamigénica se manifiesta de distintas formas en el espectro del tsunami en aguas someras según la configuración topo-batimétrica que esta tenga. En bahías con un marcado comportamiento resonante como el caso de Coquimbo y Puerto Aldea, en donde se espera normalmente la activación de picos energéticos muy definidos correspondiente a sus modos de vibrar, se pueden observar picos energéticos secundarios atribuíbles a la fuente en períodos distintos a los modos resonantes. Distinto es el caso de bahías como Los Vilos y San Antonio, cuya influencia de múltiples modos de plataforma a distintas escalas provoca que exista un rango de períodos candidatos a amplificar la señal de la fuente del tsunami, por tanto, el período que contenga la máxima energía del tsunami dependerá finalmente de la distribución energética que este tenga en su fuente, siendo más notoria la sensibilidad de Los Vilos a la magnitud del terremoto. Por otra parte la bahía de Quintero, al estar dominada por su modo fundamental de bahía, amplifica el tsunami en un período donde la energía del tsunami en la fuente es relativamente baja, provocando que los picos energéticos asociados a la fuente y a las características topo-batimétricas tengan una amplitud similar, lo cual es más notorio al aumentar la magnitud del terremoto. Sin embargo, las bahías de Concón – Valparaíso evidencian que el balance entre la influencia de la fuente del tsunami y topo-batimetría local es un fenómeno no está del todo comprendido y podría estar sujeto también a procesos de transferencia energética entre bahías, aspecto que debe ser considerado en futuras investigaciones.

Finalmente, desde el punto de vista de la estimación del espectro en la costa, la función de admitancia, además de indicar los períodos resonantes de la bahía y plataforma, refleja la proporción que estos se verán amplificados. El uso en conjunto de la función de admitancia con un espectro incidente permite que se manifiesten las características propias de la fuente en la costa como se ha observado en las simulaciones a través de la variabilidad intra-magnitud, a diferencia de la caracterización resonante de la bahía a través del espectro de fondo, el cual, se entiende como un catálogo de picos resonantes candidatos a ser amplificados. Esto, sumado a que no se requiere del monitoreo permanente de la bahía, la hacen una herramienta útil para definir el comportamiento resonante de la bahía en un evento de tsunami e identificación de bahías potencialmente susceptibles a la fuente.

Anexo A

Figuras Complementarias

A.1. Estimación del espectro en aguas someras

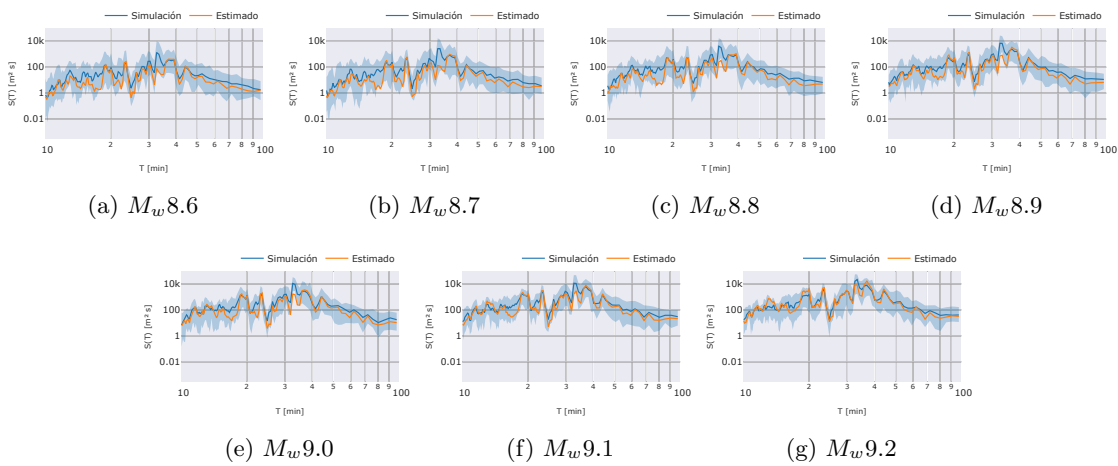


Figura A.1: Estimación de espectros en Coquimbo. Fuente: Elaboración propia.

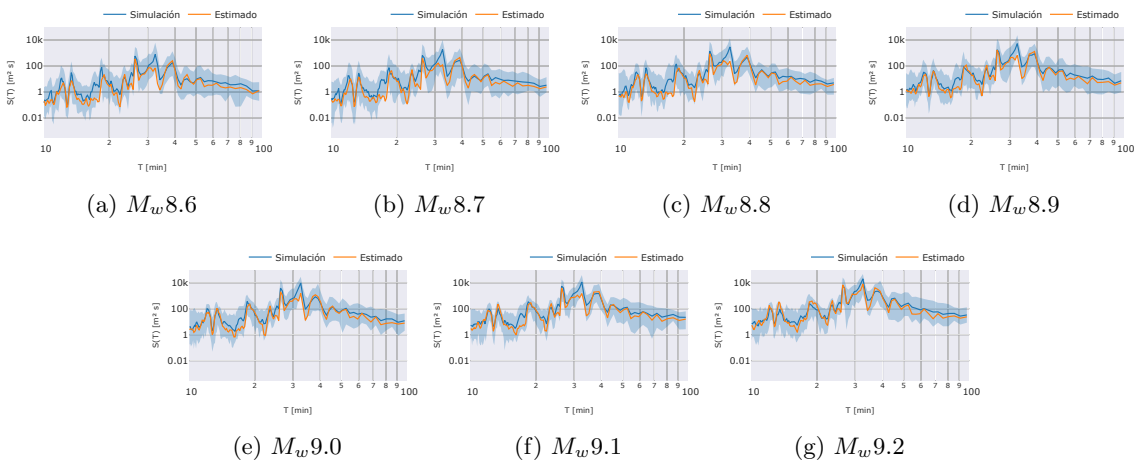


Figura A.2: Estimación de espectros en Puerto Aldea. Fuente: Elaboración propia.

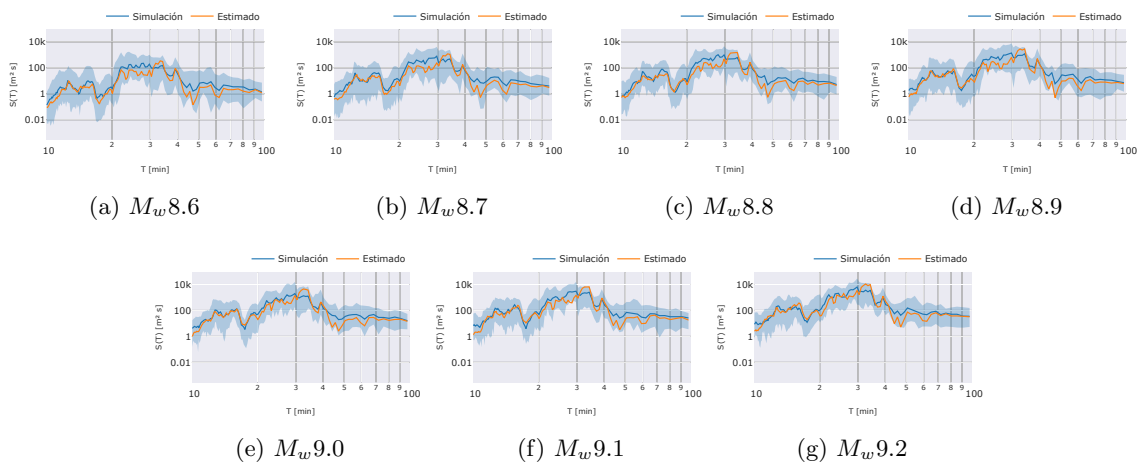


Figura A.3: Estimación de espectros en Los Vilos. Fuente: Elaboración propia.

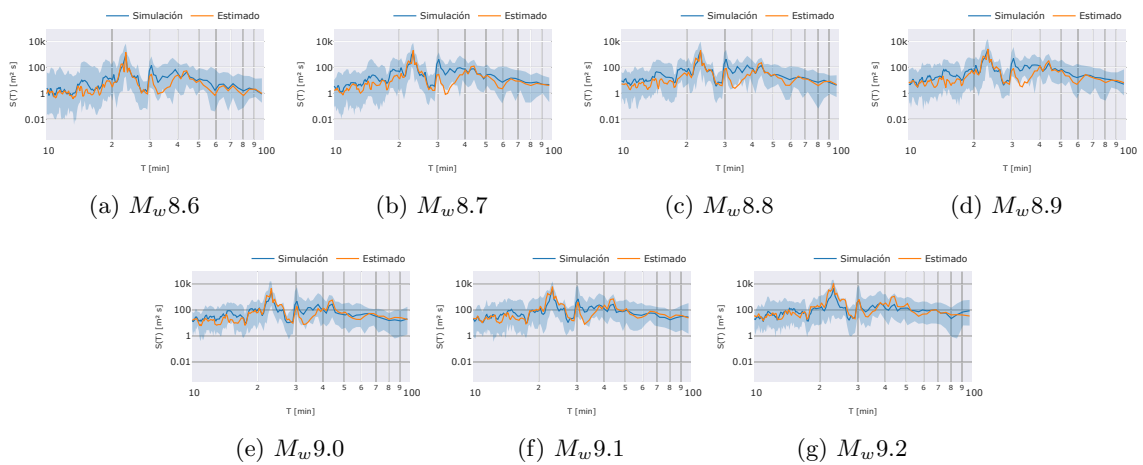


Figura A.4: Estimación de espectros en Quintero. Fuente: Elaboración propia.

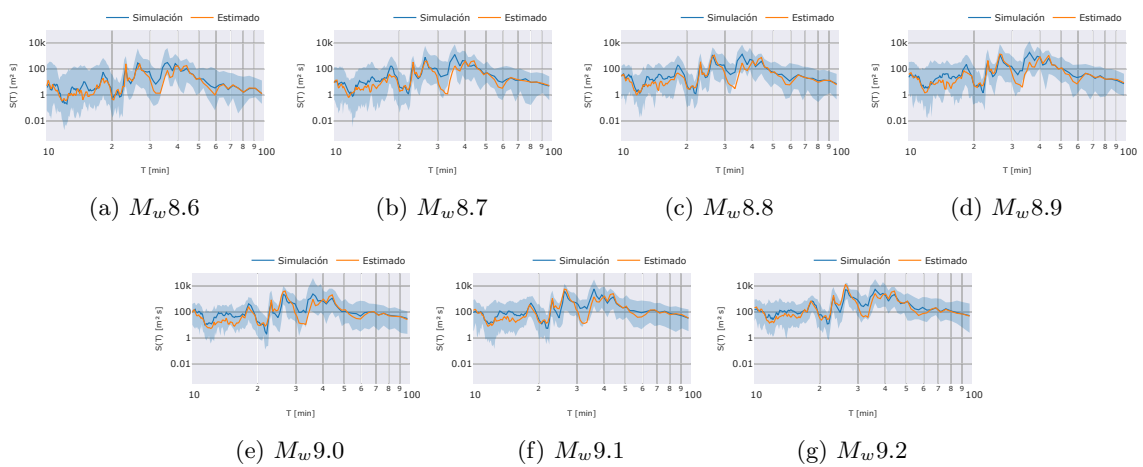


Figura A.5: Estimación de espectros en Concón. Fuente: Elaboración propia.

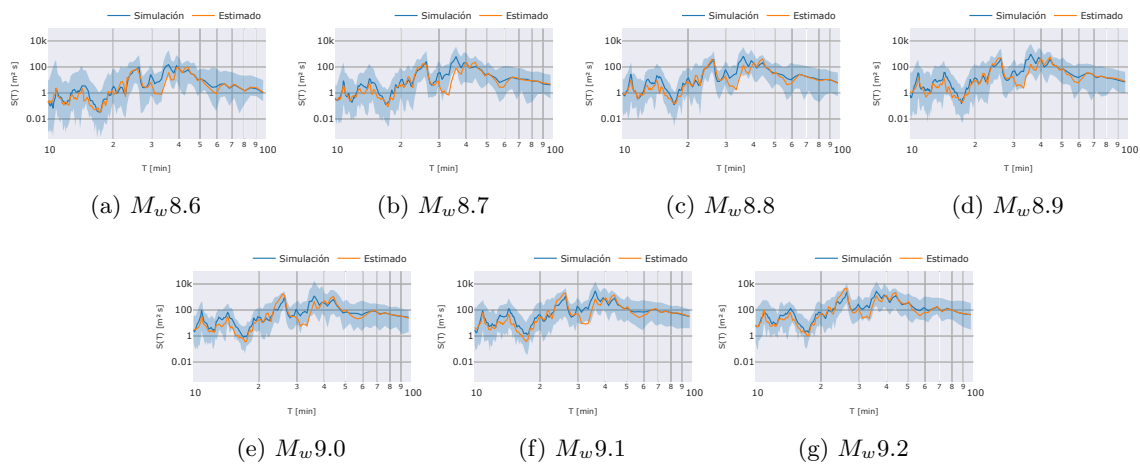


Figura A.6: Estimación de espectros en Valparaíso. Fuente: Elaboración propia.

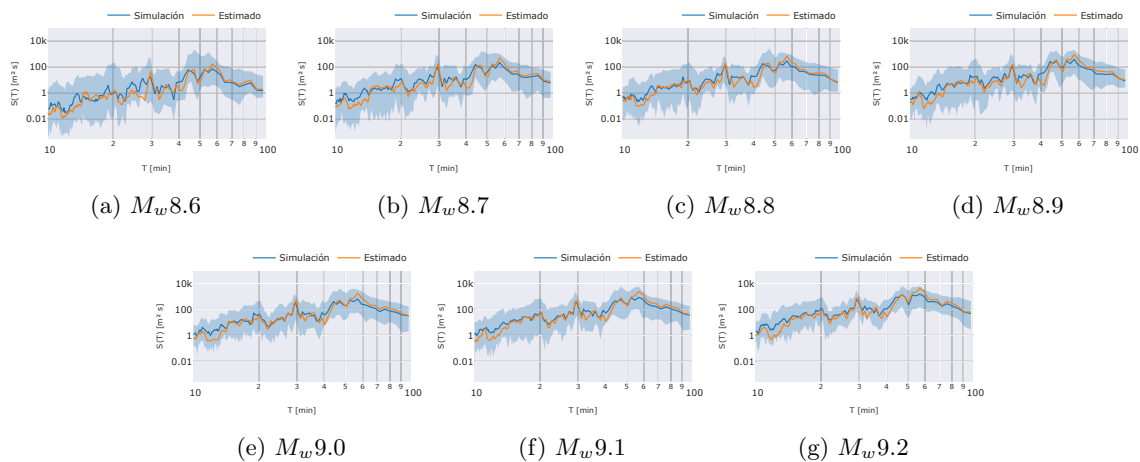


Figura A.7: Estimación de espectros en San Antonio. Fuente: Elaboración propia.

Referencias

- Aguilera, V. (2021). «Análisis de Sensibilidad en la Respuesta Resonante de Bahías de Chile al Rol de la Fuente Tsunamigénica». Memoria de Título (Ing. Civil). Valparaíso. UTFSM, Departamento de Obras Civiles.
- Aránguiz, R. et al. (2019). «Tsunami Resonance and Spatial Pattern of Natural Oscillation Modes With Multiple Resonators». En: *Journal of Geophysical Research: Oceans* 124.11, págs. 7797-7816. DOI: <https://doi.org/10.1029/2019JC015206>.
- Bellotti, G. et al. (2011). «Measurement of long waves at the harbor of Marina di Carrara, Italy». En: *Ocean Dynamics* 61, págs. 2051-2059. DOI: 10.1007/s10236-011-0468-6.
- Bellotti, G. et al. (2012). «Modal analysis of semi-enclosed basins». En: *Coastal Engineering* 64, págs. 16-25. ISSN: 0378-3839. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2012.02.002>.
- Blaser, L. et al. (2010). «Scaling Relations of Earthquake Source Parameter Estimates with Special Focus on Subduction Environment». En: *Bulletin of the Seismological Society of America* 100.6, págs. 2914-2926. ISSN: 0037-1106. DOI: 10.1785/0120100111.
- Carvajal, M. et al. (2017). «Source of the 1730 Chilean earthquake from historical records: Implications for the future tsunami hazard on the coast of Metropolitan Chile». En: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 122.5, págs. 3648-3660. DOI: <https://doi.org/10.1002/2017JB014063>.
- Catalán, P. A. et al. (2015). «The 1 April 2014 Pisagua tsunami: Observations and modeling». En: *Geophysical Research Letters* 42.8, págs. 2918-2925. DOI: <https://doi.org/10.1002/2015GL063333>.
- Chuang, W.-S. et al. (1989). «Resonant seiche motion in the Chesapeake Bay». En: 94.C2, págs. 2105-2110. DOI: 10.1029/JC094iC02p02105.
- Codiga, D. (2011). *Unified tidal analysis and prediction using the UTide Matlab functions*. DOI: 10.13140/RG.2.1.3761.2008.
- Cortés, P. et al. (2016). *Atlas de Resonancia de Tsunami*. CIGIDEN.
- Cortés, P. et al. (2017). «Tsunami and shelf resonance on the northern Chile coast». En: *Journal of Geophysical Research: Oceans* 122.9, págs. 7364-7379. DOI: <https://doi.org/10.1002/2017JC012922>.
- Díaz, B. (2019). «Análisis de la Preponderancia del Tsunami Respecto a los Efectos Locales». Memoria de Título (Ing. Civil). Valparaíso. UTFSM, Departamento de Obras Civiles.
- Flanders Marine Institute (2022). *Sea level station monitoring facility*. Ed. por I. O. C. (IOC). DOI: DOI: 10.14284/482. URL: <http://www.ioc-sealevelmonitoring.org>. (accessed: 2022-01-05 at VLIZ).
- Hayes, G. P. et al. (2012). «Slab1.0: A three-dimensional model of global subduction zone geometries». En: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 117.B1. DOI: <https://doi.org/10.1029/2011JB008524>.
- Hu, G. et al. (2022). «Source Characteristics and Exacerbated Tsunami Hazard of the 2020 Mw 6.9 Samos Earthquake in Eastern Aegean Sea». En: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 127.5, e2022JB023961. DOI: <https://doi.org/10.1029/2022JB023961>.
- LeVeque, R. J. et al. (2016). «Generating Random Earthquake Events for Probabilistic Tsunami Hazard Assessment». En: *Pure and Applied Geophysics* 173.12, págs. 3671-3692. ISSN: 1420-9136. DOI: 10.1007/s00024-016-1357-1.
- Macías, J. et al. (2017). «Performance Benchmarking of Tsunami-HySEA Model for NTHMP's Inundation Mapping Activities». En: *Pure and Applied Geophysics* 174.8, págs. 3147-3183. ISSN: 1420-9136. DOI: 10.1007/s00024-017-1583-1.

- Melgar, D. et al. (2016). «Kinematic rupture scenarios and synthetic displacement data: An example application to the Cascadia subduction zone». En: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 121.9, págs. 6658-6674. DOI: <https://doi.org/10.1002/2016JB013314>.
- Okada, Y. (1985). «Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space». En: *Bulletin of the Seismological Society of America* 75.4, págs. 1135-1154. ISSN: 0037-1106. DOI: 10.1785/BSSA0750041135.
- Poulos, A. et al. (2018). «An Updated Recurrence Model for Chilean Subduction Seismicity and Statistical Validation of Its Poisson Nature». En: *Bulletin of the Seismological Society of America* 109.1, págs. 66-74. ISSN: 0037-1106. DOI: 10.1785/0120170160.
- Power, W. et al. (2013). «Forecasting tsunamis in Poverty Bay, New Zealand, with deep-ocean gauges». En: *Ocean Dynamics* 63.11, págs. 1213-1232. ISSN: 1616-7228. DOI: 10.1007/s10236-013-0665-6.
- Rabinovich, A. B. (1997). «Spectral analysis of tsunami waves: Separation of source and topography effects». En: *Journal of Geophysical Research: Oceans* 102.C6, págs. 12663-12676. DOI: <https://doi.org/10.1029/97JC00479>.
- Rabinovich, A. B. (2009). «Seiches and Harbor Oscillations». En: *Handbook of Coastal and Ocean Engineering*, págs. 193-236. DOI: 10.1142/9789812819307_0009.
- Rabinovich, A. B. et al. (2004). «Longwave Measurements for the Coast of British Columbia and Improvements to the Tsunami Warning Capability». En: *Natural Hazards* 32.3, págs. 313-343. ISSN: 1573-0840. DOI: 10.1023/B:NHAZ.0000035549.26392.c8.
- Tolkova, E. et al. (2011). «Obtaining natural oscillatory modes of bays and harbors via Empirical Orthogonal Function analysis of tsunami wave fields». En: *Ocean Dynamics* 61.6, págs. 731-751. ISSN: 1616-7228. DOI: 10.1007/s10236-011-0388-5.
- Wang, Y. et al. (2021). «Tsunami Resonance Characterization in Japan Due to Trans-Pacific Sources: Response on the Bay and Continental Shelf». En: *Journal of Geophysical Research: Oceans* 126.6, e2020JC017037. DOI: <https://doi.org/10.1029/2020JC017037>.
- Wang, Y. et al. (2022a). «Characteristics of two tsunamis generated by successive M_w 7.4 and M_w 8.1 earthquakes in the Kermadec Islands on 4 March 2021». En: *Natural Hazards and Earth System Sciences* 22.3, págs. 1073-1082. DOI: 10.5194/nhess-22-1073-2022.
- Wang, Y. et al. (2022b). «Source Properties and Resonance Characteristics of the Tsunami Generated by the 2021 M 8.2 Alaska Earthquake». En: *Journal of Geophysical Research: Oceans* 127.3, e2021JC018308. DOI: <https://doi.org/10.1029/2021JC018308>.
- Yamanaka, Y. et al. (2020). «Frequency-dependent amplification of the Sanriku tsunamis in Ryori Bay». En: *Earth, Planets and Space* 72.1, pág. 6. ISSN: 1880-5981. DOI: 10.1186/s40623-019-1128-1.
- Zaytsev, O. et al. (2016). «A Comparative Analysis of Coastal and Open-Ocean Records of the Great Chilean Tsunamis of 2010, 2014 and 2015 off the Coast of Mexico». En: *Pure and Applied Geophysics* 173. DOI: 10.1007/s00024-016-1407-8.