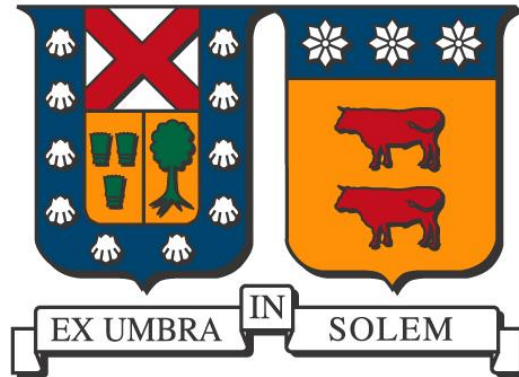


UNIVERSIDAD TÉCNICA FEDERICO SANTA MARÍA
DEPARTAMENTO DE OBRAS CIVILES
VALPARAÍSO-CHILE



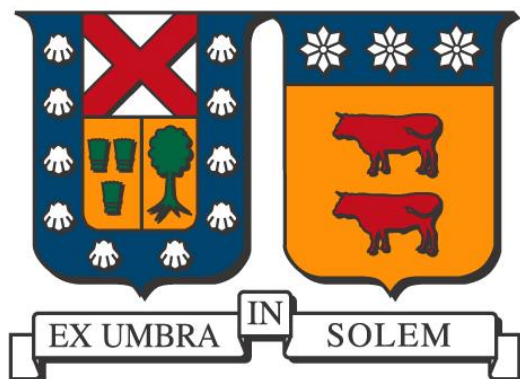
“ANÁLISIS DE LA PREPONDERANCIA DEL
TSUNAMI RESPECTO A LOS EFECTOS
LOCALES”.

BENJAMÍN IGNACIO DÍAZ NÚÑEZ

Ingeniero civil

Mayo, 2019

UNIVERSIDAD TÉCNICA FEDERICO SANTA MARÍA
DEPARTAMENTO DE OBRAS CIVILES
VALPARAÍSO-CHILE



“ANÁLISIS DE LA PREPONDERANCIA DEL
TSUNAMI RESPECTO A LOS EFECTOS
LOCALES”.

Memoria de título presentada por
BENJAMÍN IGNACIO DÍAZ NÚÑEZ

Memoria para optar al título de
Ingeniero civil
Profesor guía
Dr. Patricio Andrés Catalán Mondaca

Mayo, 2019

Benjamín Ignacio Díaz Nuñez

“ANÁLISIS DE LA PREPONDERANCIA DEL TSUNAMI RESPECTO A LOS EFECTOS LOCALES”

Memoria de título, Mayo, 2019

Revisores: Patricio Catalán, Raúl Flores y Rafael Aránguiz

Profesor Guía: Patricio Catalán

Av. España 1680
Valparaíso
Chile

Resumen

El estudio de las características resonantes de los tsunamis surge de la necesidad de entender el fenómeno de atrapamiento de las olas en cuencas semi-cerradas tales como puertos o bahías. Es un denominador común en el estudio sobre la respuesta de las bahías el hecho de que estas presenten una respuesta espectral similar o incluso igual a distintos eventos de tsunami. Es por esto, que la presente investigación aborda este tema y se enfoca en el estudio de la sensibilidad direccional de siete bahías del centro-norte de Chile, donde éstas previamente fueron clasificadas por Cortés y Catalán (2016) y se les encontraron los períodos resonantes.

Se realizará un análisis espectral a registros de 24 horas de las series de tiempo asociados a los tsunamis generados por terremotos de dos tipos: terremotos históricos, cuyas series de tiempo fueron extraídas de mareógrafos en terreno, y terremotos simulados, para los cuales se utilizará el programa COMCOT, donde se emplazará una boya virtual en la simulación lo más cerca posible al mareógrafo donde se realizaron las mediciones históricas. Los resultados obtenidos del post-procesamiento de los datos, se presentarán de forma relativa y se analizará su comportamiento para terminar con una clasificación para los distintos tipos de bahía de acuerdo a su comportamiento espectral donde se presentará una teoría sobre la influencia de la topo-batimetría en este comportamiento.

En cuanto a los resultados, se encontró que efectivamente existen bahías donde el comportamiento espectral no es único para los distintos escenarios de tsunamis donde se identificaron dos tipos de dependencias.

Abstract

The study of the resonant characteristics of tsunamis arises from the need to understand the phenomenon of wave trapping in semi-enclosed basins such as ports or bays. It is a common denominator in the study on the response of the bays that they present a spectral response similar

or even equal to different tsunami events. This is why the present research addresses this issue and focuses on the study of the directional sensitivity of seven bays in the center-north of Chile, where these were previously classified by Cortés and Catalán (2016) and the resonant periods were found.

A spectral analysis will be made to 24-hour records of the time series associated with the tsunamis generated by earthquakes of two types: historical earthquakes, whose time series were extracted from tide gauges, and simulated earthquakes, for which the COMCOT program, where a virtual buoy will be located in the simulation as close as possible to the tide gauge where the historical measurements were made. The results obtained from the post-processing of the data will be presented in a relative manner and their behavior will be analyzed to end with a classification for the different types of bay according to their spectral behavior, where a theory about the influence of the topo-bathymetry will be presented in this behavior.

Regarding the results, it was found that there are indeed bays where the spectral behavior is not unique for the different tsunami scenarios where two types of dependencies were identified.

Agradecimientos

Primero que todo me gustaría agradecerle a mis padres, gracias a ellos tuve la posibilidad de estudiar sin problemas ni limitaciones, siempre con un ambiente adecuado y lleno de amor, a mi hermano Sebastián, que aunque gritaras de estrés a las 4 A.M. antes de mis pruebas de hormigón, los quiero mucho.

También me gustaría agradecer al profe Catalán, mi profesor guía, partiendo por la posibilidad y la confianza que depositó en mi al proponerme la memoria luego todo lo que conlleva el desarrollo e investigación asociado al tema, siempre muy cercano y dispuesto a ayudar. A su vez, también agradecer a Ale y Natalia, que más de una vez nos despojaron de alguna duda. También agradecer a Pablo Cortés, el cual me facilitó las batimetrías, terremotos históricos y me enseñó a ocupar el programa FEM, agradezco tu disposición a responder las dudas que te mandé. Además me gustaría agradecer a FONDEF y CIGIDEN por el parcial financiamiento de esta investigación

A mis amigos, gracias por las risas, pichangas, padels, catanes o cervezas que son tan necesarias para distraerse y poder llevar una vida paralela a la universidad. Un apartado especial para los compadres de la u, donde todos fueron pilar fundamental para llevar exitosamente esta etapa, no me voy a olvidar nunca de estar escuchando a Zalo Reyes o al Pollo fuentes mientras estudiábamos. Gracias por la paciencia y las ganas de enseñar.

Gracias a mis abuelos, un beso al cielo para ambos, donde mi Tata Lucho me enseñó resistencia de materiales con dos tenedores y un bowl, terminando de almorzar en su casa, y mi Tata Hernán, que gracias a él formé mi pasión por la naturaleza, la pesca y el mar, tema en el cual desarrollé la memoria. A mis abuelas, un beso enorme Lety y Luly.

Pero por sobre todo me gustaría agradecer de corazón a mi polola Astrid, gracias a ti soy lo que soy, partiendo por el primer año y mi lesión maldita, mi cambio de mentalidad y por sobre todo mi maduración, que llegó de tu mano en estos casi 8 años que llevamos juntos y coincidentemente lo que llevo en la universidad.

Índice

1	Introducción.....	1
2	Marco Teórico.....	3
2.1	Resonancia	4
2.2	Oscilaciones de período largo: “ <i>seiches</i> ”	6
2.3	Espectro de respuesta	7
3	Objetivos	12
3.1	General	12
3.2	Específicos	12
4	Metodología	13
4.1	Elección de Bahías	13
4.2	Topo – Batimetría	15
4.3	Terremotos	17
4.3.1	Terremotos simulados	17
4.3.2	Terremotos históricos.....	20
4.4	Simulación en COMCOT.	21
4.5	Procesamiento de series de tiempo	22
5	Resultados	23
5.1	Arica.....	24
5.2	Iquique	27
5.3	Tocopilla	30
5.4	Antofagasta	34
5.5	Coquimbo.....	37
5.6	Valparaíso	40
5.7	San Antonio	43
6	Discusión.....	46
6.1	Criterios de determinación de sensibilidad.....	47
6.2	Determinación de sensibilidad.....	48
6.2.1	Arica.....	48

6.2.2	Iquique	50
6.2.3	Tocopilla	52
6.2.4	Antofagasta	53
6.2.5	Coquimbo.....	55
6.2.6	Valparaíso	56
6.2.7	San Antonio	58
6.3	Períodos fundamentales mediante modelos simplificados.	60
6.4	Clasificación	61
6.5	Parámetros topo-batimétricos	62
7	Conclusiones	66
8	Referencias.....	68
9	ANEXOS	70
A.	Oscilaciones de Fondo	70
A.1.	Arica.....	70
A.2.	Iquique	70
A.3.	Tocopilla	71
A.4.	Antofagasta	71
A.5	Coquimbo.....	72
A.6	Valparaíso	72
A.7	San Antonio.....	73

Índice de Figuras

Figura 2-1: Variación del espectro de respuesta de Poverty Bay, Nueva Zelanda, ante distintos ángulos de incidencia (Fuente: Power y Tolkova (2013))	9
Figura 2-5: Largo de falla para los distintos terremotos de la zona sur, el punto rojo indica Talcahuano. (Fuente: IPGP y CNRS-INSU)	11

Figura 4-1: Vista satelital a 75 km de altitud de las bahías a estudiar: a) Arica b) Iquique c) Tocopilla d) Antofagasta e) Coquimbo f) Valparaíso g) San Antonio. En rojo se marca la boya más próxima a la medición de datos históricos.....	15
Figura 4-2: Espectro de respuesta de la Bahía de Iquique. En rojo se ve la respuesta considerando un nivel batimétrico más con resolución 1/30 minutos, y en azul sin la adición de esta capa.	16
Figura 4-3: Largos de falla en comparación con magnitud de terremotos asociados.	18
Figura 4-4: Esquema de medición de ángulos	19
Figura 5-1: Escala de colores jet representando el ángulo de incidencia del tsunami.....	23
Figura 5-2: Espectro normalizado para Arica, terremotos simulados.....	24
Figura 5-3: Espectro normalizado para Arica, terremotos históricos.	25
Figura 5-4: Rosa que muestra la intensidad de los espectros para la bahía de Arica. La forma representa que tipo de terremoto se representa (Los círculos terremotos simulados y rombos terremotos históricos). La escala de colores, al igual que el tamaño, muestra la intensidad del espectro de respuesta asociado a cada terremoto.....	26
Figura 5-5: Espectro normalizado para Iquique, terremotos simulados	27
Figura 5-6: Espectro normalizado para Iquique, Terremotos Históricos.....	28
Figura 5-7: Rosa que muestra la intensidad de los espectros para la bahía de Iquique. La forma representa que tipo de terremoto se representa (Los círculos terremotos simulados y rombos terremotos históricos). La escala de colores, al igual que el tamaño, muestra la intensidad del espectro de respuesta asociado a cada terremoto. Figura de la izquierda en rango de periodos de 10 a 60 minutos. Derecha a mayor detalle, entre 10 y 30 minutos.	29
Figura 5-8: Espectro normalizado para Tocopilla, terremotos simulados.	31
Figura 5-9: Espectro normalizado para Tocopilla, terremotos históricos.....	32
Figura 5-10: Rosa que muestra la intensidad de los espectros para la bahía de Tocopilla. La forma representa que tipo de terremoto se representa (Los círculos terremotos simulados y rombos terremotos históricos). La escala de colores, al igual que el tamaño, muestra la intensidad del espectro de respuesta asociado a cada terremoto. Figura de la izquierda en rango de periodos de 10 a 60 minutos. Derecha a mayor detalle, entre 10 y 25 minutos	33
Figura 5-11: Espectro normalizado para Antofagasta, Terremotos simulados.....	34
Figura 5-12: Espectro normalizado para Antofagasta, Terremotos históricos.	35

Figura 5-13: Rosa que muestra la intensidad de los espectros para la bahía de Antofagasta. La forma representa que tipo de terremoto se representa (Los círculos terremotos simulados y rombos terremotos históricos). La escala de colores, al igual que el tamaño, muestra la intensidad del espectro de respuesta asociado a cada terremoto.....	36
Figura 5-14: Espectro normalizado para Coquimbo, Terremotos simulados.	37
Figura 5-15: Espectro normalizado para Coquimbo Terremotos históricos.....	38
Figura 5-16: Rosa que muestra la intensidad de los espectros para la bahía de Coquimbo. La forma representa que tipo de terremoto se representa (Los círculos terremotos simulados y rombos terremotos históricos). La escala de colores, al igual que el tamaño, muestra la intensidad del espectro de respuesta asociado a cada terremoto. Figura de la izquierda en rango de periodos de 10 a 50 minutos. Derecha a mayor detalle, entre 10 y 40 minutos.	39
Figura 5-17: Espectro normalizado para Valparaíso, Terremotos simulados.....	40
Figura 5-18: Espectro normalizado para Valparaíso, Terremotos históricos.	41
Figura 5-19: Rosa que muestra la intensidad de los espectros para la bahía de Valparaíso. La forma representa que tipo de terremoto se representa (Los círculos terremotos simulados y rombos terremotos históricos). La escala de colores, al igual que el tamaño, muestra la intensidad del espectro de respuesta asociado a cada terremoto. Figura de la izquierda en rango de periodos de 10 a 60 minutos. Derecha a mayor detalle, entre 10 y 40 minutos.	42
Figura 5-20: Espectro normalizado para San Antonio, Terremotos simulados.....	43
Figura 5-21: Espectro normalizado para San Antonio, Terremotos históricos.....	44
Figura 5-22: Rosa que muestra la intensidad de los espectros para la bahía de San Antonio. La forma representa que tipo de terremoto se representa (Los círculos terremotos simulados y rombos terremotos históricos). La escala de colores, al igual que el tamaño, muestra la intensidad del espectro de respuesta asociado a cada terremoto. Figura de la izquierda en rango de periodos de 10 a 60 minutos. Derecha a mayor detalle, entre 10 y 20 minutos.....	45
Figura 6-1: Selección de terremotos para Arica	48
Figura 6-2: Selección de terremotos para Iquique	50
Figura 6-3: Selección de terremotos para Tocopilla	52
Figura 6-4: Selección de terremotos para Antofagasta	53
Figura 6-5: Selección de terremotos para Coquimbo	55
Figura 6-6: Selección de terremotos para Valparaíso	56

Figura 6-7: Selección de terremotos para San Antonio	58
Figura 6-8: Parámetros para cálculo de períodos (Fuente: Rabinovich (2009)).....	60
Figura 6-9: Mediciones geográficas de la bahía de Iquique	62
Figura 9-1: Espectro de fondo para Arica (Fuente: Cortés y Catalán (2016)).....	70
Figura 9-2: Espectro de fondo para Iquique (Fuente: Cortés y Catalán (2016))	70
Figura 9-3: Espectro de fondo para Tocopilla (Fuente: Cortés y Catalán (2016))	71
Figura 9-4: Espectro de fondo para Antofagasta (Fuente: Cortés y Catalán (2016))	71
Figura 9-5: Espectro de fondo para Coquimbo (Fuente: Cortés y Catalán (2016)).....	72
Figura 9-6: Espectro de fondo para Valparaíso (Fuente: Cortés y Catalán (2016))	72
Figura 9-7: Espectro de fondo para San Antonio (Fuente: Cortés y Catalán (2016)).....	73

Índice de Tablas

Tabla 4-1: ángulo de incidencia de los terremotos simulados	19
Tabla 4-2 Ángulo de los terremotos históricos.	21
Tabla 4-3: Ubicación de las Boyas	22
Tabla 6-1: Cálculo períodos fundamentales por ecuación	60
Tabla 6-2: Mediciones	62
Tabla 6-3: Parámetros	63

1 Introducción.

Chile, con sus más de 80 mil kilómetros de borde marino es un país largo y angosto, donde muchas de sus ciudades principales se encuentran en la costa. Esto trae consigo múltiples beneficios, siendo la acuicultura y/o actividad pesquera uno de los principales motores empresariales de diversas localidades de Chile, las que dependen en gran medida del ecosistema marino para subsistir. Por otra parte, Chile al ubicarse en el Cinturón de fuego del Pacífico y en zona de subducción de placas, tiene una actividad sísmica como ningún otro país en el mundo, donde terremotos con $M_w > 7.0$ suceden casi todos los años. Así también, de vez en cuando sucede un evento que reúne las características para generar un tsunami, y así colocar en peligro las vidas, la actividad económica, el turismo, entre otros.

Un tsunami se define como una serie de olas de baja frecuencia con un período entre 5 y 60 minutos. Los tsunamis pueden tener un gran poder destructivo, dejando a su paso pérdidas de vidas humanas y miles de millones de dólares. En Chile, el mecanismo de generación más común de estos es cuando sucede un terremoto cuya falla tiene parte en el mar, y es capaz de levantar una masa de agua adiabáticamente, generando oscilaciones que generan este frente de olas.

En los últimos 8 años, Chile ha sufrido al menos cuatro tsunamis importantes. El primero, y más importante de todos, fue el tsunami asociado al terremoto de Maule con fecha Febrero del 2010 de 8.8 M_w en la escala de Richter, el que dejó más de 500 fatalidades sólo en Chile, de estas 156 sólo por el tsunami asociado. Es por esto último que es necesario estudiar los tsunamis, para disminuir al mínimo las víctimas fatales y los costos asociados a la destrucción de estos.

Como fue mencionado anteriormente, en Chile el mecanismo generador de tsunamis principal es asociado a los terremotos, donde (simplificadamente) un gran bloque de tierra emerge adiabáticamente, levantando una masa de agua equivalente de la superficie, en un tiempo casi inmediato, lo que genera oscilaciones de la superficie que provocan el tren de olas. Cuando este tren de olas llega a la costa luego de la propagación, en cuencas semi-cerradas se genera superposición entre las olas reflejadas y las incidentes, generando ondas estacionarias con picos y

valles definidos. Esto último podría generar que en la bahía se genere resonancia, lo que se significa que las ondas se acoplarían con los periodos naturales de la bahía y generarían un aumento en la amplitud sólo por el periodo de la ola, lo que además, sumado a un efecto de asomeramiento, podrían generar amplificaciones significativas de las olas del tsunami en la costa.

Esta memoria estará enfocada en el estudio de las características resonantes de siete bahías del centro - norte de Chile, en donde cada una de estas representa un tipo distinto de bahías según su grado de definición y extensión geográfica. Esta caracterización fue propuesta por Cortés y Catalán (2016)

El estudio de las características resonantes se basará en analizar el espectro de respuesta de las series de tiempo asociadas a distintos terremotos, los que serán simulados mediante el programa COMCOT (COrnell Multi-grid COupled Tsunami model), donde se complementará mediante la realización de un análisis espectral a series de tiempo asociadas a terremotos históricos, los que han sido registrados por instrumentos de medición en las bahías.

Desde que Miller (1972) propuso la idea de que las bahías respondían de forma única ante los eventos de tsunami, diversos autores, entre los que se destacan Rabinovich (1997) y Abe (2011) entre otros, han estudiado la respuesta espectral de las bahías, donde una conclusión de estos estudios es que las bahías responden de la misma forma para distintos escenarios de tsunami.

Para estudiar la respuesta espectral de las distintas bahías a distintos escenarios, se analizará la respuesta de los tsunamis asociados a distintos terremotos, los cuales estarán distribuidos de tal forma que su epicentro abarque, en forma radial con centro en la bahía estudiada, una gran cantidad de ángulos de incidencia entre la bahía y el epicentro del terremoto que generó el tsunami hacia la bahía estudiada. Esto, después de un procesamiento de los datos, permitirá ver el espectro de respuesta de las bahías, el cual podrá variar o no. Precisamente esta última es la principal característica de estudio: el efecto del ángulo de incidencia de distintos tsunamis en la respuesta espectral de las bahías, el cual se conocerá como sensibilidad direccional.

Finalmente se analizaran las bahías y se agruparan según su sensibilidad direccional, realizando también un análisis de las condiciones topo-batimétricas para encontrar características en común de las bahías que presentan o no sensibilidad.

2 Marco Teórico

Un tsunami, o maremoto, se define como una serie de olas con un período entre 5 y 60 minutos. Estos tienen diversos mecanismos de generación, siendo los más comunes: de origen sísmico, deslizamientos de masas submarinas, erupciones volcánicas, entre otros procesos geológicos. En Chile, el principal mecanismo de generación de tsunamis es por medio sísmico, donde el potencial sismológico del país es enorme, al ubicarse en la zona de subducción de placas entre la placa de Nazca y la placa Sudamericana.

En general, luego de un gran terremoto existe una posibilidad muy alta de que se produzca un tsunami, donde los requisitos a priori para que se generen son: magnitud mayor a 7.0 Mw, epicentro en suelo marino o en sus proximidades y foco del sismo a menos de 60 kilómetros de la superficie. Desde el 2010 y solo considerando terremotos locales, se cuentan al menos 3 eventos: Maule 2010, Pisagua 2014 e Illapel 2015 donde el primero de estos fue el más destructivo (Fritz et al. (2011), Catalán et. al (2015), Aránguiz et al.(2016).

Los tsunamis al ser ondas están afectos a las mismas leyes físicas de la propagación de ondas o perturbaciones, como por ejemplo el oleaje tipo “swell”, salvo que su gran período y elevada longitud de onda provoca que durante todo su recorrido el tsunami sea considerado como un conjunto de olas que viaja en aguas someras, con todos las condicionantes físicas que esto conlleva, como por ejemplo que la velocidad de la ola depende directamente de la profundidad o que el efecto orbital de la ola afecta al fondo marino en todo su recorrido. A grandes rasgos, el ciclo de vida de un tsunami se separa en: generación, propagación y efecto en la costa y es en esta última donde se genera el fenómeno de resonancia.

2.1 Resonancia

Previo a definir el fenómeno de resonancia, se debe hablar de los periodos naturales, estos periodos son el tiempo que transcurre en una oscilación de un sistema cuando este es perturbado fuera de su condición de equilibrio y sin la aplicación de una excitación constante. Cada periodo natural tiene un “modo de vibración”, el cual es una representación del movimiento del sistema cuando está excitado en ese periodo natural. Además, cuando el sistema se compone de varios subsistemas oscilatorios, se introduce el concepto del desfase, el cual muestra la sincronía que tienen los distintos subsistemas oscilatorios. En términos de movimiento oscilatorio libre, el sistema restaurativo oscilará en sus modos de vibrar (o en proporción a estos), asociados a sus periodos naturales, hasta que logre nuevamente llegar a la condición de equilibrio. Este fenómeno es conocido como el de oscilaciones libres y sucede en muchos tipos de sistemas, como péndulos, edificios y lo que acontece: bahías y cuerpos de agua.

Teniendo definido lo que son los periodos naturales, se puede hablar de resonancia. La resonancia es la amplificación de la respuesta de un cuerpo ante un fenómeno oscilatorio que tiene asociado una con frecuencia y amplitud (como por ejemplo cargas sísmicas, o perturbaciones armónicas de condiciones de borde). Cuando la frecuencia del fenómeno oscilatorio coincide o está cercana a la frecuencia natural del sistema, la respuesta de este se amplifica generando respuesta mucho mayores y no lineales con respecto a la amplitud de la carga. En lo que conforma a eventos costeros, la resonancia se puede dar en la costa oceánica principalmente provocada por tsunamis, y se manifiesta, en su parte, por la amplificación de las olas del tsunami. Físicamente y relacionada a la resonancia en masas de agua semi-encerradas como son las bahías, la resonancia sucede cuando se genera un atrapamiento de las olas mediante el efecto combinado de reflexión, refracción y difracción a distinta escala.

Para el caso de resonancia en bahías semi-encerradas, como las que sucede en las costas del mar, se reconocen dos grandes tipos de períodos asociados al mecanismo de atrapamiento y de la envergadura de estos: los de bahía y los de plataforma. Bellotti et. al. (2012) reconoce que el primero de los modos (de bahía) es generado por las características geométricas locales, tanto

naturales como artificiales, i.e: bahías, puertos, donde en general este tipo de resonancia de bahía es a pequeña escala. El otro tipo de modos que se manifiestan en la resonancia son los modos de plataforma donde estos son los responsables de la resonancia a gran escala. Aquí, el atrapamiento de las olas sucede por la plataforma oceánica y está asociada a cambios abruptos en la profundidad de la plataforma. Yamazaki et. al. (2011) demostró que los modos de plataforma dependen del ancho de la corteza oceánica, por lo que en Chile estos modos son mayores hacia el sur de Chile, donde el ancho de la plataforma oceánica es mayor y disminuyen en magnitud hacia el Norte.

Numerosos autores han identificado amplificación de las olas en ciertos períodos al analizar las series de tiempo de registros asociados a maremotos, que coinciden en la ubicación de los periodos picos con los periodos naturales encontrados del sistema. Aránguiz et. al (2015) encontró evidencias de resonancia en la bahía de Talcahuano donde comparó los resultados encontrados mediante dos simulaciones realizadas por distintos métodos, los cuales se mencionarán más adelante. Además, identificó los periodos resonantes y su participación en el espectro de respuesta, se percató que existieron diferencias en términos de excitación de periodos naturales para los terremotos de 1960 y de 2010.

Para encontrar estos modos resonantes se reconocen, al menos, cinco métodos:

1. Realizando análisis espectral a las oscilaciones de fondo – “*background spectra*” Rabinovich (1997)
2. Analizando los registros históricos de distintos tsunamis en un mismo lugar
3. Resolviendo ecuaciones de los nodos y antinodos para distintas condiciones de borde y forma de las cuencas – Rabinovich (2009).
4. Resolviendo los valores propios asociados a las ecuaciones LSWE (“*Linear Shallow Water Ecuations*”) , considerando condiciones de borde de no flujo en la costa y de radiación aproximada en el océano abierto - Bellotti (2012) – Horillo et.al (2008) – He and Fu (2001)
5. Utilizando las ecuaciones “*Empirical Orthogonal Functions (EOF)*” - Power y Tolkova (2011)

Cabe mencionar que la cantidad de agua de una cuenca es una variable fundamental de los períodos y modos de una cuenca, por lo que la marea sí podría afectar los modos a estudiar, como

lo verifica Xiuying et. al (2013). En el caso de las bahías de estudio de esta investigación, todas se encuentran en zonas micro-mareales, por consiguiente la variación mareal se asume que no es variable fundamental.

2.2 Oscilaciones de período largo: “*seiches*”

Las oscilaciones de período largo, conocidas en inglés como *seiches*, son movimientos estacionarios de muy baja amplitud y de períodos generalmente altos que se generan en cuencas cerradas o semi-cerradas (Rabinovich 2009). Las cuencas cerradas podrían ser desde lagos hasta tazas de café y las cuencas parcialmente abiertas consisten en bahías, fiordos, puertos, etc. Una propiedad importante es que estos movimientos oscilatorios es que se producen a los períodos naturales de las cuencas en las que están, fenómeno similar a las oscilaciones libres que se generan en un péndulo al perturbarlo de su estado natural de equilibrio.

Los mecanismos de restauración y atenuación de la amplitud de estos movimientos varían dependiendo si son cuencas cerradas o semi-abiertas. En caso de ser cuencas cerradas, el principal mecanismo es de la fricción con la rugosidad del fondo. Por otra parte, en cuencas semi-abiertas el principal mecanismo de atenuación es mediante la radiación por la boca de la cuenca. Así mismo, los *seiches* tienen varios mecanismos de generación, también dependiendo si son en cuencas cerradas o semi-abiertas, estos mecanismos van desde tsunamis, ondas sísmicas u ondas internas. Sin embargo, uno de los mayores generadores de estas oscilaciones son los procesos atmosféricos producto de la interacción no lineal del swell o del viento. En caso de las cuencas semi-abiertas, estas oscilaciones pueden generarse por la entrada de olas de gran longitud de onda por la “boca” de esta, generando perturbaciones en el estado de equilibrio de la masa de agua, provocando en ésta los movimientos oscilatorios.

En cuanto a la medición de los periodos y frecuencias fundamentales de las bahías, es posible calcular estos periodos midiendo estos movimientos y realizando análisis de frecuencia a las distintas oscilaciones de la bahía. Esto último fue propuesto Rabinovich (1997) y aplicado por Cortés y Catalán (2016) donde mediante la medición de los registros de los mareógrafos de las

principales ciudades del centro – norte de Chile, aplicándole un filtro para eliminar las perturbaciones atmosféricas, calcularon el espectro de fondo (*background spectra*) de las bahías asociadas a estas ciudades. Uno de los principales objetivos del trabajo de Cortés y Catalán fue el de encontrar los modos resonantes de estas bahías, los cuales fueron verificados mediante el registro de los tsunamis asociados a terremotos históricos registrados en estas bahías. El detalle de los espectros de fondo encontrados por Cortés y Catalán (2016) de las bahías estudiadas en la presente investigación se puede encontrar en Anexos.

2.3 Espectro de respuesta

El espectro de respuesta de un objeto estudiado corresponde a analizar, mediante análisis de Fourier, la respuesta que tiene este objeto a una excitación. En lo que acontece esta investigación, se realiza un análisis espectral discreto a las series de tiempo de diversos tsunamis en lugares puntuales de las bahías estudiadas, con el objetivo de encontrar el contenido de frecuencias de la bahía y analizar qué períodos fueron excitados.

Rabinovich (1997) describe que el tsunami, desde su generación hasta la llegada a las bahías sufre diversas transformaciones, las cuales pueden ser representadas por las ecuaciones mostradas a continuación.

El nivel del mar observado durante un tsunami puede ser expresado como:

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

Donde:

$\zeta_{obs}(t)$: Oscilaciones del nivel del mar

$\zeta_t(t)$: Oscilaciones producto del tsunami

$\zeta_b(t)$: Oscilaciones producto del espectro de fondo

$\varepsilon(t)$: Error instrumental

Las oscilaciones producto del tsunami $\zeta_t(t)$, cercanas a la costa se pueden escribir como:

$$\zeta_t(t) = \int_0^{\infty} w(t)E(t - \tau)d\tau$$

Donde:

$w(t)$: Función de respuesta topográfica

$E(t)$: Función de respuesta de la fuente

O simplemente como la convolución entre la función de respuesta topográfica y de la fuente.

Por otro lado, en el dominio de la frecuencia, la respuesta consiste de:

$$S_t(\omega) = W_t(w)Z(\omega)$$

Donde:

ω : Frecuencia angular

$S_t(\omega)$: Espectro del tsunami medido en la costa

$Z(\omega)$: Espectro del tsunami cercano a la fuente

$W_t(w)$: Función de admitancia (transformación)

La función de admitancia $W_t(w)$ es la encargada de generar los cambios espectrales entre la fuente y la respuesta costera. Es esta la encargada de generar los picos espectrales asociados a los distintos períodos naturales de la cuenca.

La función de admitancia puede ser descrita como:

$$W_t(w) = Y_t(\omega)Q_t(\omega)P_t(\omega)$$

Donde:

$Y_t(\omega)$: Función de transmisión asociada al recorrido oceánico.

$Q_t(\omega)$: Función de admitancia de la plataforma

$P_t(\omega)$: Función de admitancia de la bahía/puerto

Es importante mencionar que aunque se conoce parcialmente como afectan en conjunto, todavía no se conoce como afecta cada una de estas componentes por separado. Rabinovich en su estudio logra demostrar que las ecuaciones de transformación son las mismas para las oscilaciones

del fondo, creando un método para obtener el espectro del tsunami sin estar influenciado por los efectos de la batimetría local.

Como se aprecia en la ecuación anterior se puede ver una separación de escala entre los distintos componentes de la función de admitancia, de acuerdo a sus escalas espaciales: $Y_t(\omega)$ está asociada a grandes profundidades (1000 – 10000 m) y gran extensión de recorrido (500-10000 km), $Q_t(\omega)$ a escala media, con profundidades entre 100 y 1000 m y recorrido entre 50 y 500 km, y $P_t(\omega)$ asociado a escala local, recorriendo entre 0.5 y 50 kilómetros y con profundidades entre 5 y 100 metros, bajo esta hipótesis, dos bahías que están juntas podrían tener un comportamiento similar al sufrir la misma transformación a escala de plataforma, pero diferente a escala local (de bahías) lo que se manifestaría como una variación en la respuesta espectral de ésta, presentando períodos pico en la respuesta que podría variar una de otra.

Miller (1972) propuso que cada bahía tiene su propia respuesta espectral, donde cada lugar estudiado tiene una respuesta única a los distintos eventos de tsunamis. Esta idea ha sido validada por numerosos estudios a lo largo de los años. Sin embargo, estudios recientes han planteado la posibilidad que efectivamente existiese una diferencia en los espectros dependiendo de la fuente, en específico, del ángulo de incidencia del tsunami con respecto a la bahía.

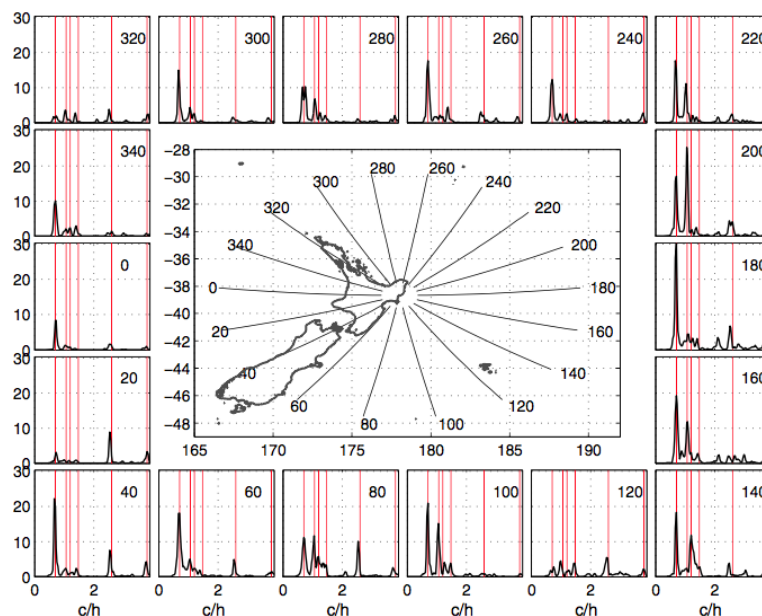


Figura 2-1: Variación del espectro de respuesta de Poverty Bay, Nueva Zelanda, ante distintos ángulos de incidencia (Fuente: Power y Tolkova (2013))

Power y Tolkova (2013) en su investigación sobre el pronóstico de tsunamis en Poverty Bay en Nueva Zelanda, plantean en un apartado sobre la sensibilidad que tiene la bahía ante el ángulo de incidencia de los tsunamis, esto para explicar las observaciones del tsunami. Esta modelación consistió en correr 36 terremotos mediante COMCOT, que estuviesen separados cada 10° y se analizó la respuesta espectral que producían en Poverty Bay. El estudio concluyó que existe una variabilidad, como se identifica en la figura 2-1, en la altura de los picos espectrales aunque la posición de estos picos espectrales era la misma. Se muestra además que los tsunamis que llegan directo del este tienen mayor potencia en su modo fundamental. Aunque la base de este estudio es el pronóstico de tsunamis en Poverty Bay, una conclusión que se llega es la de que efectivamente existe variabilidad en la función de admitancia respecto al ángulo de incidencia, con la particularidad de que trata de una isla, con las características oceánicas propias de esta.

Tal como Power y Tolkova, Xiuying et. al (2013) estudió la respuesta histórica de distintos puertos de la costa oeste de Estados Unidos y el puerto de Los Ángeles ante la variación del ángulo de incidencia de la ola con respecto al puerto. Demostró que efectivamente existía una dependencia del ángulo de incidencia, donde se veía que desde algunas direcciones se amplificaba más o menos dependiendo de la dirección a la que llegaba la ola incidente. Esto último se justificaba debido a que desde el sur la ola llegaba directo pero desde otras direcciones la ola podría sufrir fenómenos de difracción y reflexión de la ola ante la península, el puerto y distintos rompe olas.

Por último, en el trabajo realizado por Aránguiz (2015) se menciona que la inundación en la bahía de Concepción fue mucho mayor el 2010 que durante el tsunami post terremoto de 1960, aunque este último fuese muchísimo mayor en magnitud. Precisamente para Talcahuano, el epicentro del terremoto del 2010 fue al norte de la bahía, que coincide con su orientación, en cambio el terremoto de 1960, todo el largo de la ruptura fue hacia el sur de la bahía. En la figura 2-2 se nota gráficamente lo mencionado anteriormente.

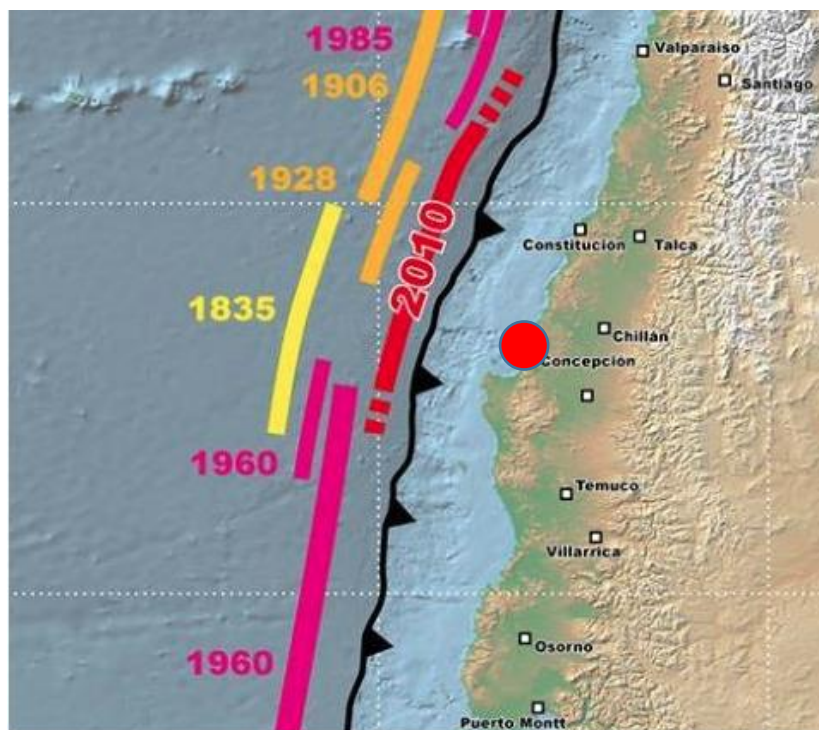


Figura 2-2: Largo de falla para los distintos terremotos de la zona sur, el punto rojo indica Talcahuano.
(Fuente: IPGP y CNRS-INSU)

De todos los estudios mencionados que hacen cuenta de la variación de la función de admitancia con respecto a diferentes aproximaciones de los tsunamis incidentes, en ningún estudio es tópico principal. Es por esto que la presente investigación se basará directamente al análisis de la dependencia direccional de la función de admitancia de las bahías de estudio, donde se compararán entre sí terremotos simulados para así caracterizar las bahías de acuerdo a la existencia de una dependencia direccional. Además, se estudiarán registros históricos de tsunamis registrados por mareógrafos en estas bahías, que aportarán información adicional al estudio de la dependencia direccional y agregarán información relevante sobre una posible dependencia al evento específico, que se conocerá como dependencia histórica.

3 Objetivos

3.1 General

Estudiar y comparar el espectro de respuesta de siete bahías seleccionadas del centro – norte de Chile ante distintos escenarios de tsunamis, tanto de campo cercano como de campo lejano y diferenciar si existen variaciones en el espectro de respuesta de la bahía, producidas por el evento histórico y/o por el ángulo de incidencia del tsunami.

3.2 Específicos

- Clasificar estas bahías por la existencia de dependencia histórica y/o direccional de la bahía.
- Estimar los períodos resonantes de cada una de las bahías estudiadas y compararlos con los periodos estudiados por Cortés y Catalán (2016).
- Diferenciar las bahías de acuerdo a su sensibilidad de la respuesta al evento específico o direccional.
- Estudiar las características topo-batimétricas de las bahías estudiadas para ver si existen parámetros en común de bahías con sensibilidad direccional.

4 Metodología

En el presente apartado se dan a conocer las condiciones en las cuales se desarrolló el estudio.

A modo de resumen, la metodología utilizada comienza con la selección de las bahías estudiadas, seguido de la confección de las grillas batimétricas asociadas a cada bahía, elección de los parámetros de simulación y finalmente análisis de los resultados asociados a la simulación de las series de tiempo a través del *software* Matlab.

4.1 Elección de Bahías

Cortés y Catalán (2016) generaron, junto a CIGIDEN, un atlas de resonancia para las bahías del centro - norte de Chile. Aquí, analizaron el espectro de fondo y terremotos históricos para determinar el comportamiento de las bahías y caracterizarlas en cinco grandes grupos. Los autores en este estudio identifican, por su comportamiento espectral, que las bahías del centro – norte de Chile se pueden agrupar en cinco grupos de acuerdo a dos parámetros, el primero por la extensión geográfica de la bahía (gran y poca extensión) y el segundo por el grado de “definición” de la bahía (Alta, mediana y poca). Este grado de definición es un parámetro cuantitativo propuesto por los autores y se entiende como qué tan explícita es la forma de la bahía según la línea de costa, lo que en algunos casos se relaciona con qué tan efectivamente la bahía aísla el cuerpo de agua del océano abierto. Esto último, se identifica con la forma y el largo de los componentes de tierra de la bahía y la capacidad de encerrar la parte de agua de la bahía.

En el presente estudio, el autor elige siete de las bahías caracterizadas por Cortés y Catalán (2016), donde al menos exista una bahía por categoría descrita en ese estudio. Se eligen estas bahías en base a la disponibilidad de registros históricos para la bahía seleccionada y la cercanía entre sí para optimizar los recursos de simulación. Las bahías seleccionadas en este estudio, por grupo, son:

1. Bahías de gran extensión y alta definición: Antofagasta, Coquimbo
2. Bahías de poca extensión y alta definición: San Antonio
3. Bahías de poca extensión y mediana definición: Iquique, Arica
4. Sistema de varias bahías: Valparaíso (Concón – Valparaíso)
5. Bahías de poca extensión y poca definición: Tocopilla

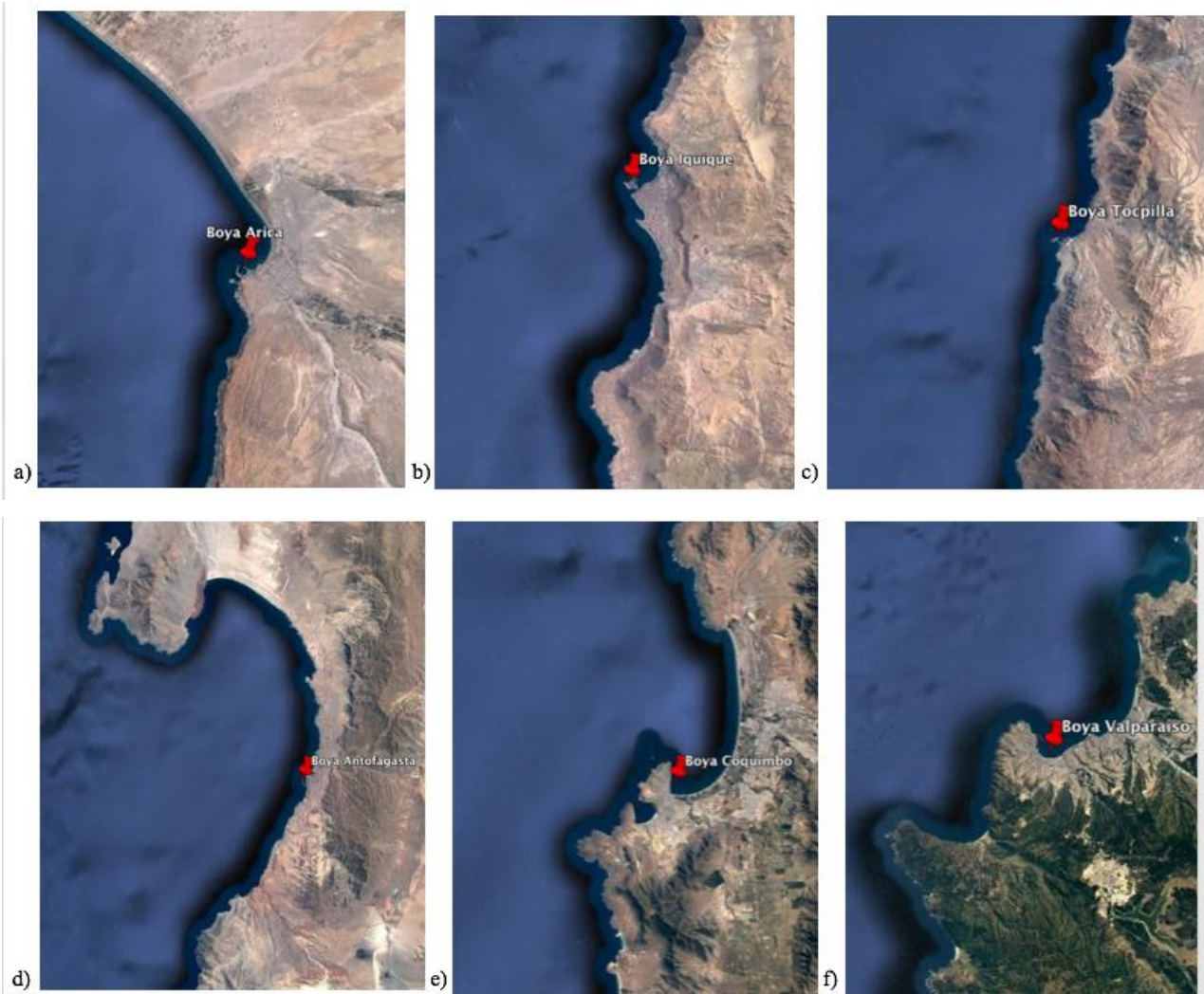




Figura 4-1: Vista satelital a 75 km de altitud de las bahías a estudiar: a) Arica b) Iquique c) Tocopilla d) Antofagasta e) Coquimbo f) Valparaíso g) San Antonio. En rojo se marca la boya más próxima a la medición de datos históricos.

Como la idea es seleccionar las bahías para su estudio de respuesta espectral, para los terremotos simulados se debe seleccionar un lugar físico para registrar la serie de tiempo, este lugar se definirá como boya virtual. La figura 4-1 muestra una vista satelital de las bahías seleccionadas y la ubicación de estas boyas, las cuales se encuentra a una profundidad de 10 metros.

4.2 Topo – Batimetría

El programa COMCOT, utilizado en la modelación de los tsunamis simulados, necesita como datos de entrada las batimetrías a utilizar. El programa permite la utilización de grillas de cálculo telescópicas, para así obtener una solución con mejor detalle. En el caso del presente estudio, las grillas constan de tres niveles: la primera, es una extensa grilla de 1 minuto de arco la cual tiene la intención de definir la propagación del tsunami desde su origen hasta la bahía en cuestión. La fuente de datos de esta batimetría es GEBCO2014. El segundo nivel consta de batimetrías a 1/10 minutos de arco (6 segundos de arco), de forma más local. El tercer y último nivel es topo-batimetría de detalle a 1/30 minutos de arco (2 segundos de arco) para definir la batimetría de la bahía a estudiar. Los últimos dos niveles de batimetrías son extraídas por el programa Global Mapper. Las fuentes de datos de estas batimetrías son varias: GEBCO2014, Topografía open topo y Cartas Náuticas Electrónicas (CNE) provistas por el SHOA.

Para contextualizar, se describirán los orígenes de las batimetrías utilizadas en las modelaciones. GEBCO2014 es una fuente topográfica mundial recopilada por la COI (comisión oceanográfica intergubernamental) con patrocinio de la UNESCO y la OHI (organización hidrográfica internacional). Open Topo es una plataforma abierta de colaboración topográfica, donde esta recopila datos de GPS móviles, orto-fotografías y otras fuentes libres. Las Cartas Náuticas (CNE) del SHOA (Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de la Armada de Chile) son una base de datos, confeccionada o autorizada por una oficina hidrográfica gubernamental asociada a la OHI. Estas cartas están enfocadas en la navegación, por lo tanto su alta resolución (con datos cada 30 o 90 metros) permiten una navegación segura.

Conforme a la importancia de utilizar niveles telescópicos distintos de batimetría, se presenta en la figura 4-2 una comparación entre espectros de respuesta simulados donde uno considera un nivel batimétrico con mayor detalle (1/30 segundos) y el otro espectro no considera este nivel batimétrico, es decir, se compararán los resultados de simulación a tres niveles topo-batimétricos vs dos niveles topo-batimétricos.

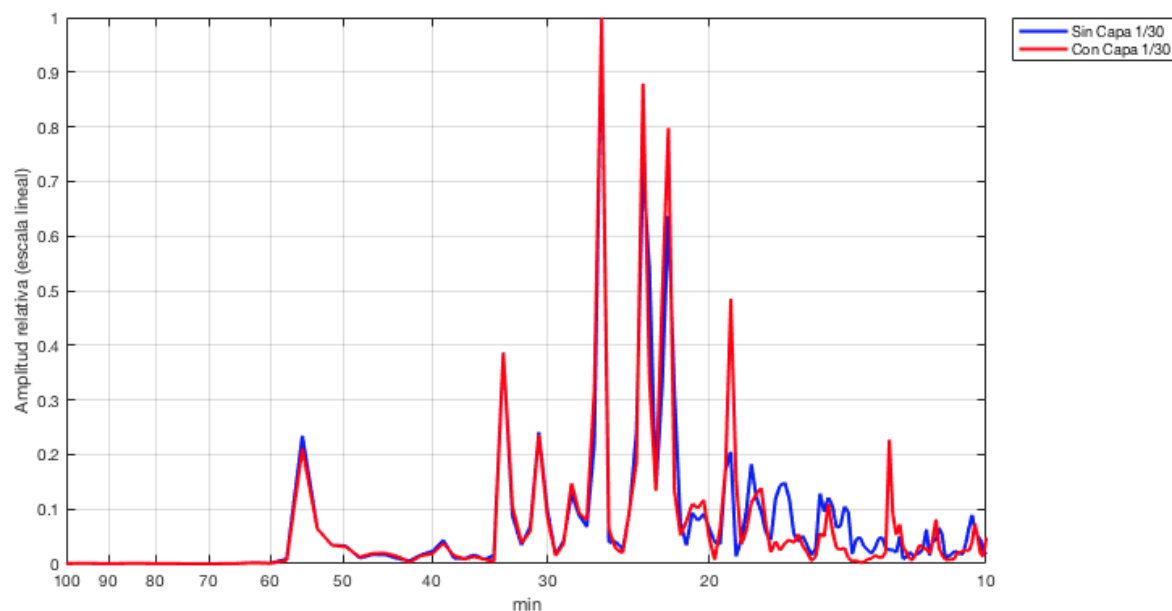


Figura 4-2: Espectro de respuesta de la Bahía de Iquique. En rojo se ve la respuesta considerando un nivel batimétrico más con resolución 1/30 minutos, y en azul sin la adición de esta capa.

Se puede apreciar en la figura 4-2 que se pierde información en períodos bajos (< 20 min), por lo que se demuestra que el nivel de detalle de las batimetrías afecta los resultados. Es por esto último, que se trabajará con el mayor nivel de detalle a escala de bahía y parte de la plataforma oceánica.

Cabe mencionar, que al no ser la inundación una de las variables consideradas en el estudio, no se necesitan topo-batimetrías más finas ni de mayor extensión hacia la costa.

4.3 Terremotos

La sección siguiente se encargará de mostrar cómo se manejarán las dos fuentes de información relevante en la presente investigación: los terremotos simulados y los terremotos históricos.

4.3.1 Terremotos simulados

Se considerarán seis terremotos por cada bahía de interés, excepto San Antonio donde se considerarán 5 ya que la costa Chilena hacia el sur de San Antonio toma una inclinación hacia el sur oeste, generando duplicidad en los ángulos de los epicentros. El epicentro de los más extremos (Norte y Sur) estará a 400 kilómetros de la bahía, mientras que para los cuatro restantes se encontrarán separados cada 0.5° intentando abarcar la mayor cantidad de ángulos de incidencia con respecto a la bahía.

Estos terremotos serán de grado Mw: 8.0 y estarán ubicados en las zonas donde es más probable que se generen tsunamis por terremotos de campo cercano. Se eligió esta magnitud de 8.0 Mw debido a que el largo de falla asociado a terremotos de esta magnitud es suficiente y representativo para trazar un ángulo de la incidencia del tren de olas, sin generar traslapes con otros escenarios.

La figura 4-3 muestra el largo de las fallas asociados a distintos terremotos de magnitud 8.0, 8.5, 9.0 y 9.5 Mw. El largo de falla elegido (Definido por terremotos de 8 Mw.) para el estudio

se determinó tal que la falla no se traslapara con otros largos de falla asociados a distintos terremotos con diferentes ángulos de incidencia. Por ejemplo, para el caso del terremoto de 9.5 Mw las fallas abarcan miles de kilómetros, por lo que para terremotos que se encontrarían relativamente cerca entre sí, estas fallas podrían traslaparse, generando dificultades para definir el efecto de la dirección del tsunami en la respuesta. Los datos de cada terremoto son producto del trabajo de S. Riquelme, y M. Mocanu (2011).

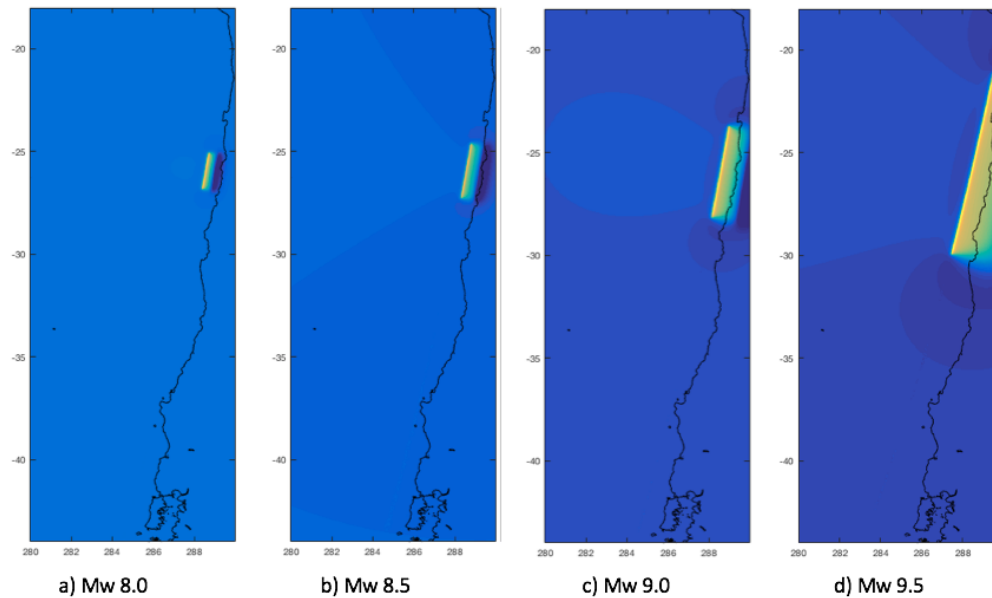


Figura 4-3: Largos de falla en comparación con magnitud de terremotos asociados.

El tiempo de simulación de los tsunamis es de 24 horas desde el inicio del evento, con datos cada un segundo. Este tiempo se eligió en base a tres criterios: el primero, para dar tiempo a que el frente de olas llegue a la costa de estudio, el segundo para asegurar que la bahía tenga el tiempo suficiente para generar las oscilaciones de periodo largo asociadas a resonancia y el tercero para asegurar que el tiempo sea suficiente para que se tenga registro de todos los periodos resonantes de la bahía.

Es importante mencionar, que en marco de la medición del ángulo de incidencia del tsunami, el ángulo está medido desde la paralela Norte-Sur en el punto de medición de los datos históricos hacia el epicentro del terremoto. La figura 4-4 muestra esquemáticamente como estarían representados estos ángulos. Aquí el punto rojo representa Antofagasta, por lo que α sería en ángulo entre la paralela N-S y el epicentro del terremoto 1, el cual tendría un valor de 18° . Por otra

parte, β sería el ángulo entre la paralela N-S y el epicentro del terremoto 6, el cual tendría un valor de 164° .

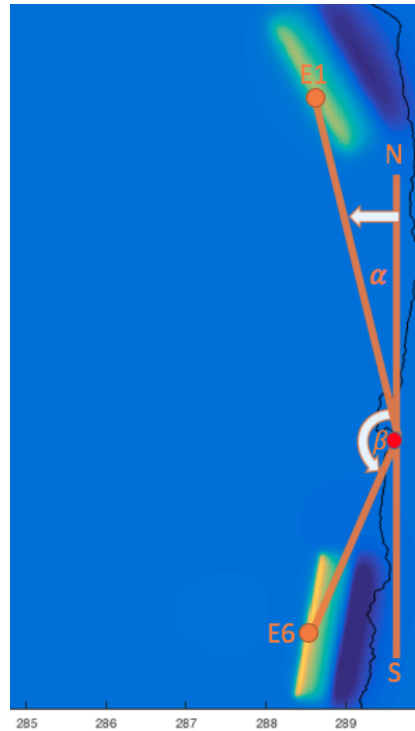


Figura 4-4: Esquema de medición de ángulos

En la Tabla 4-1 se muestra el ángulo en grados de incidencia del epicentro del terremoto con respecto a la ciudad asociada a cada bahía.

Terremoto	Arica	Iquique	Tocopilla	Antofagasta	Coquimbo	Valparaíso	San Antonio
1	59	41	18	18	1	6	3
2	76	44	34	35	16	19	36
3	109	90	60	58	52	24	81
4	135	129	136	99	142	66	122
5	153	148	154	141	157	121	147
6	173	167	167	164	166	150	-

Tabla 4-1: ángulo de incidencia de los terremotos simulados

4.3.2 Terremotos históricos.

En esta sección se presentará como se manejaron los registros de serie de tiempo cuando se produjo un tsunami en las bahías de estudio producto de algunos de los terremotos más importantes que ocurrieron a nivel global en el periodo de 1994 al 2015.

Se ocuparán los registros de terremotos históricos, además de los terremotos simulados, ya que estos también proporcionan información de la respuesta espectral de las bahías estudiadas. En primer lugar, la variabilidad de los registros de terremotos históricos podría representar una dependencia al evento específica, que sería algo previo de una posible dependencia direccional. En segundo lugar, los registros son mediciones reales, por lo que no dependen del detalle de las batimetrías ocupadas en las simulaciones, eliminando el componente de sensibilidad de la respuesta asociada a la batimetría.

Las series de tiempo se obtuvieron de registros de mareógrafos operados por el SHOA en cada una de las siete bahías estudiadas, donde el intervalo de muestreo de estos datos es de uno e incluso dos minutos en algunos registros.

Como los registros de los terremotos simulados se realizan en un intervalo de tiempo de 24 horas, es importante estudiar los terremotos históricos en la misma ventana de tiempo. Esto último genera un problema debido a que los tsunamis de campo medio/lejano tienen un tiempo de llegada considerable, por lo que se tomó la decisión de considerar la ventana de tiempo de 24 horas desde la llegada de la primera ola del tsunami.

Este intervalo de 24 horas supone otro problema más, el cual es que se producirá en éste dos ciclos de mareas. Para evitar esto último, la serie de tiempo fue procesada con el complemento UTIDE de Matlab para eliminar la marea astronómica.

Para medir el ángulo de incidencia de los terremotos históricos, se realizó esta medición con respecto a la paralela N-S considerando una extensión plana del mapa del globo terráqueo, lo que es una aproximación, especialmente para los terremotos de campo lejano. Es importante

recalcar que el epicentro del terremoto de 1995 de Antofagasta fue en tierra, por lo que no se considerará en la representación de rosa de los vientos como se verá más adelante.

Los eventos estudiados con sus respectivos ángulos de incidencia se encuentran en la Tabla 4-2.

Terremoto	Año	Mw	Campo	Arica	Iquique	Toco.	Antofa.	Coq.	Valparaíso	S.Anto.
Kobe	1994	6.9	Lejano		52		58	71	79	
Antofa	1995	8	Cercano		-		-		-	
Kuril	2006	8.3	Lejano	42	43		46	52	55	
Maule	2010	8.8	Cercano	172	171		170	166	158	
Tohoku	2011	9	Lejano	48	50		55	64	70	71
Pisagua	2014	8.2	Cercano	153	49	16	8	0	0	0
Illapel	2015	8.3	Cercano	174	172	172	172	165	8	9

Tabla 4-2 Ángulo de los terremotos históricos.

4.4 Simulación en COMCOT.

El programa a utilizar en las simulaciones es el COMCOT. Este programa permite simular escenarios de generación de tsunamis, tanto como modelo de falla de terremotos (usado ahora), deslizamientos de tierra e incluso condiciones de forma de la falla no uniformes.

Para la simulación, se consideraron 3 niveles de batimetrías (descritos previamente), coeficiente de fricción de Manning de 0.03, y ecuaciones no lineales para todos los casos, además de una ventana de tiempo de 86400 segundos (un día) de simulación. Los terremotos utilizados en la modelación consisten en solo un bloque de deformación uniforme, por lo que no se consideran modelos de simulación de terremotos de más de una falla. Esto quiere decir que los terremotos a utilizar para simulación consisten en un solo plano definido por el largo, ancho, “strike”, “slip”, “delta”, y las condiciones del hipocentro.

El programa COMCOT permite extraer la altura del agua en distintas zonas mediante la utilización de “boyas virtuales”, como se mencionó en la sección 4.1. Se colocó la que miden la serie de tiempo en el punto seleccionado, a 10 metros de profundidad, siempre considerando una

cercanía de la boya al lugar en donde se obtuvieron las mediciones de los terremotos históricos (mareógrafos SHOA) la que corresponde a la boya roja en la figura 4-1.

Bahía	Latitud	Longitud
Arica	-18.4706°	-70.3259°
Iquique	-20.2045°	-70.1618°
Tocopilla	-22.0943°	-70.2167°
Antofagasta	-23.6434°	-70.4045°
Coquimbo	-29.9479°	-71.3330°
Valparaíso	-33.0392°	-71.6166°
San Antonio	-33.5899°	-71.6301

Tabla 4-3: Ubicación de las Boyas

Los resultados de interés que se utilizaron son las series de tiempo, que es la altura del agua en el tiempo. Se guardan datos cada un segundo, teniendo un total de 86402 datos, equivalente a un día de simulación, por boya y por terremoto.

4.5 Procesamiento de series de tiempo

Tanto para los terremotos simulados como para los terremotos históricos se debe generar un algoritmo para poder realizar un análisis espectral de los datos y así estudiar la resonancia de las bahías. El programa utilizado para esto es MATLAB.

Los algoritmos utilizados (*scripts*) se programaron para realizar un análisis de Fourier discreto a series de tiempo, los cuales tienen como datos de entrada una serie de tiempo y se obtiene como datos de salida la respuesta espectral de las bahías, representada ya sea por un gráfico potencia - periodo o la rosa de los vientos con escala de colores asociada a la potencia del registro.

Los resultados que se estudiarán, se encuentran en el rango desde 10 a 100 minutos de período. Periodos más bajos a los 10 minutos pueden ser muy sensibles a fuentes de error y no interesa su participación en mecanismos resonantes. Periodos sobre 100 minutos no son representativos para la resonancia considerando la magnitud de las bahías estudiadas y los periodos

resonantes de estas, encontrados por Cortés y Catalán (2016), además, en el trabajo realizado por Yamzaki et.al (2011), los periodos pico de plataforma encontrados entre San Antonio y Coquimbo se encuentran bajo los 60 minutos, con tendencia a la baja cuando se estudian bahías hacia el norte.

5 Resultados

A continuación se expondrán los resultados, por bahía, que se obtuvieron tanto en las simulaciones como en el procesamiento de las series de tiempo de registros históricos. Cabe destacar, que los resultados se expondrán de manera relativa con respecto a su máximo, ya que al comparar terremotos distantes unos de otros, podría darse el caso que la cercanía al origen del terremoto generador del tsunami podría generar olas de mayor tamaño (por lo tanto mayor potencia) que otros tsunamis de orígenes más distantes, distorsionando el objetivo de la investigación que es la respuesta espectral. Las distintas series de tiempo normalizadas con respecto al valor pico están ordenadas de acuerdo a los terremotos de norte a sur, con su respectivo ángulo de incidencia descrito en la leyenda de los gráficos. Además, para facilitar la visualización de los resultados, la escala de colores estará dada por la configuración jet de Matlab, donde los colores más fríos (azulados) serán para ángulos de incidencia del epicentro de la falla que genera el tsunami, más pequeños (cerca de 0°) y colores cálidos (rojizos) para los cercanos a 180° . En la figura 5-1 se muestra gráficamente esto.



Figura 5-1: Escala de colores jet representando el ángulo de incidencia del tsunami.

Es importante destacar que aunque el ángulo de aproximación del tsunami medido respecto a su epicentro hasta la bahía seleccionada no es una propiedad tradicional del epicentro, es necesaria para medir el ángulo de incidencia. En la figura 4-4 se muestra como se mide este ángulo.

Cabe mencionar, que además de la representación cartesiana del contenido de frecuencias de la respuesta, se presentará una representación de la respuesta espectral mediante una rosa de los vientos, donde se mostrará la potencia, representada por una escala de colores y de tamaños, donde los colores oscuros y de mayor tamaño son los de mayor potencia y blancos y de menor tamaño

de menor potencia. Se representaran tanto los terremotos históricos como rombos y los terremotos simulados como círculos.

5.1 Arica

La bahía de Arica corresponde, según la clasificación propuesta por Cortés y Catalán (2016) a una bahía de poca extensión geográfica y de mediana definición. Esto significa que el tamaño de la bahía es pequeño en comparación a las otras bahías de estudio y la capacidad de aislar el cuerpo de agua es mediano, considerando que esta bahía no tiene una zona de abrigo tan notoria como las otras estudiadas.

Los cinco primeros periodos resonantes para la bahía de Arica, de acuerdo al trabajo de Cortés y Catalán (2016), son: 48.76, 37.93, 32, 26.95 y 22.26 minutos.

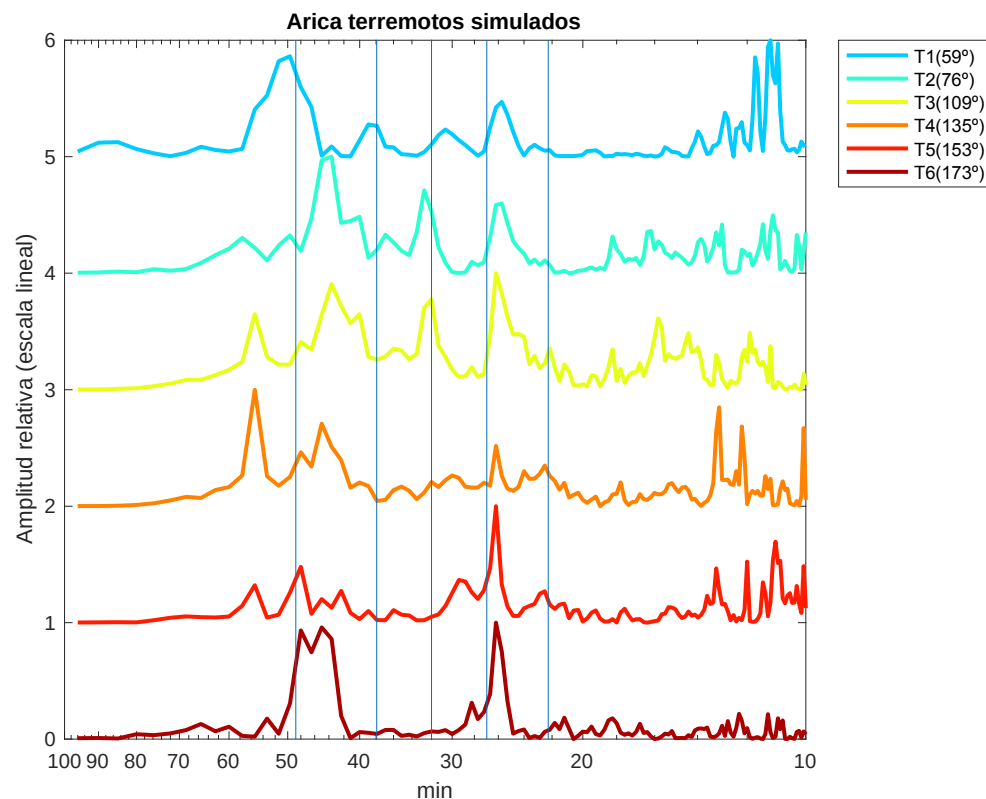


Figura 5-2: Espectro normalizado para Arica, terremotos simulados.

En la figura 5-2 se aprecia el espectro de respuesta para los terremotos simulados en la bahía de Arica. En general es consistente la doble respuesta en el primer periodo resonante (el más

alto) de 48.76 minutos, donde el primer, segundo, cuarto y sexto terremoto tienen su máximo en este o dentro de un rango de $\pm 10\%$ del periodo (± 5 minutos). En caso de la segunda respuesta evidenciada, se da en la respuesta a los terremotos tres y cinco, donde estos tienen su máximo muy cercano a los 26.95 minutos. Se observan también picos espectrales bajo los 14 minutos, los cuales podrían estar asociados a la ubicación específica de la boya y a la resonancia de pequeña escala.

Salvo los periodos pequeños (bajo los 14 minutos), no se observa una tendencia clara de migración de la potencia asociada a periodos pico hacia otros periodos, por lo tanto se puede concluir que la bahía muestra un comportamiento relativamente similar para los terremotos simulados.

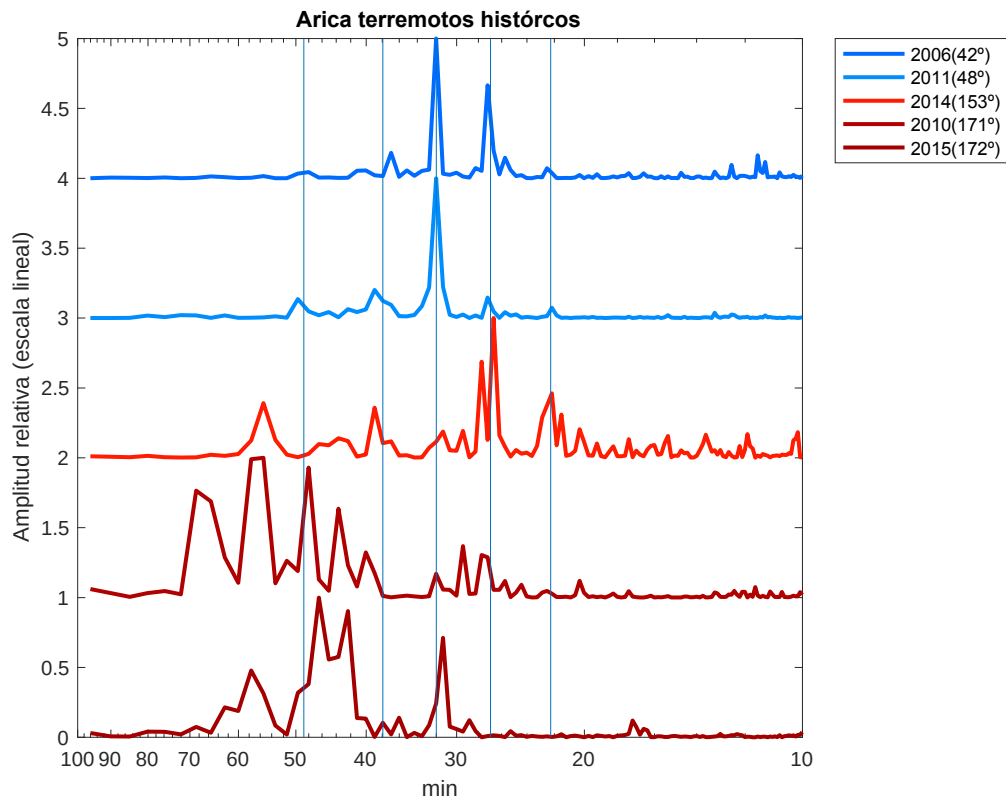


Figura 5-3: Espectro normalizado para Arica, terremotos históricos.

Para el caso de los terremotos históricos, se puede apreciar en la figura 5-3 que si existe una tendencia de migración hacia periodos más altos el tercer mayor periodo (32 minutos) es prácticamente la única respuesta para los terremotos de Kuril (2006) y Tohoku (2011) mientras que los terremotos del 2010 y del 2015 se observa una tendencia de excitación de periodos altos,

donde en la del terremoto del 2010, muestra que la potencia máxima sucede entre los 48 y los 60 minutos, y la del 2015 cercano a los 48 minutos. En particular, se muestra una respuesta no uniforme para todos los terremotos.

Otra respuesta diferente, es la que muestra el terremoto local de Pisagua (2014), esta respuesta es prácticamente uni-modal ligada al periodo de los 26 minutos.

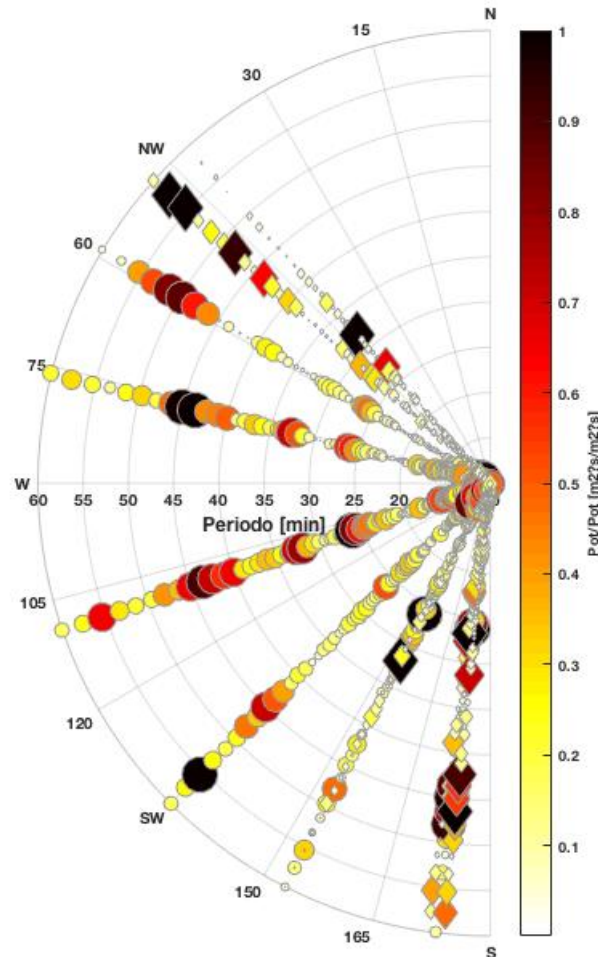


Figura 5-4: Rosa que muestra la intensidad de los espectros para la bahía de Arica. La forma representa que tipo de terremoto se representa (Los círculos terremotos simulados y rombos terremotos históricos). La escala de colores, al igual que el tamaño, muestra la intensidad del espectro de respuesta asociado a cada terremoto.

La figura 5-4 muestra la representación mediante rosa previamente descrita para el espectro de respuesta de Arica. Como se verá en respuestas de otras bahías, la respuesta de la bahía de Arica en general no muestra un patrón común entre los terremotos simulados, con los terremotos históricos. Una forma de ver la relación entre terremotos es mediante la aparición de “bandas” o

anillos donde se concentrarán los periodos. Un ejemplo de bandas claro sucede en la figura 5-6 que muestra la respuesta de Antofagasta.

Para el caso de la bahía de Arica, los terremotos simulados muestran una tendencia de bandas, concentrando los periodos pico entre los 25 y 45 minutos, lo que significa que no existe mucha variación entre terremotos, En cambio los terremotos históricos, no se identifican bandas distintivas.

5.2 Iquique

La bahía de Iquique también corresponde, según la clasificación propuesta por Cortés y Catalán (2016) a una bahía de poca extensión geográfica y de mediana definición.

De acuerdo al trabajo de Cortés y Catalán (2016), los 5 primeros periodos resonantes de la bahía de Iquique son: 53.89, 42.67, 33.03, 25.6, 16.52 y 13.84 minutos.

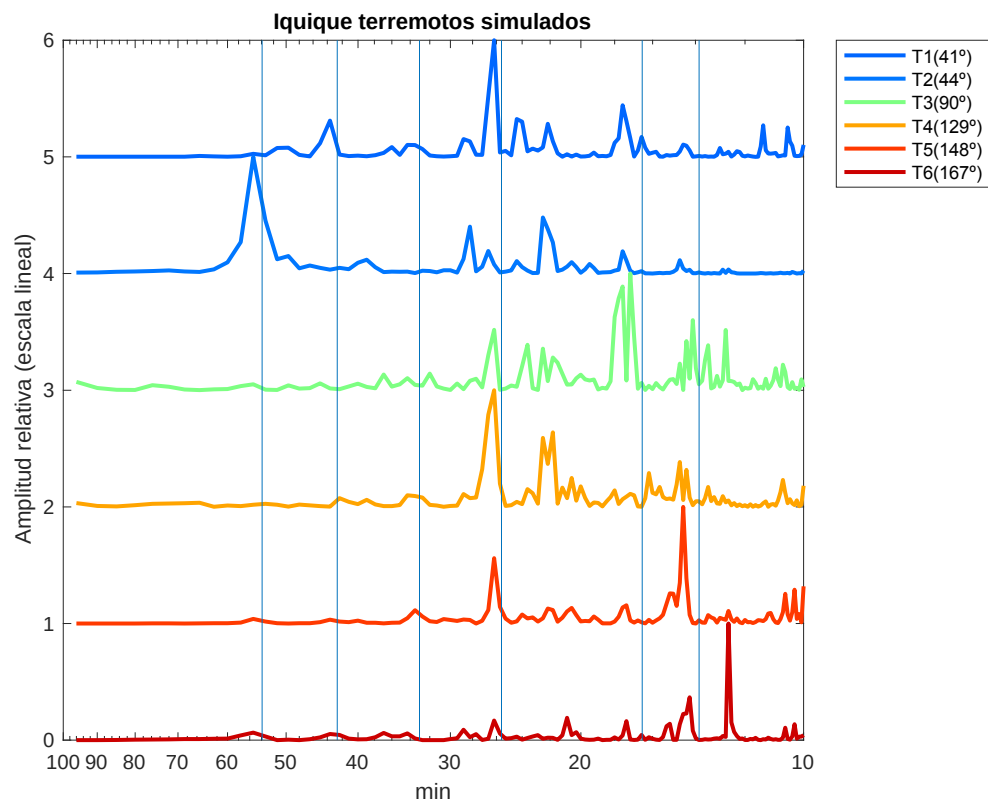


Figura 5-5: Espectro normalizado para Iquique, terremotos simulados

En el caso de los resultados simulados, se puede observar en la figura 5-5, que cada terremoto tiene su máximo cercano a algún período pico, con excepción del terremoto 6. Se ve que los máximos se ven repartidos entre todos los períodos, excepto el período de 42.67 minutos el cual no tiene mucha participación en los terremotos simulados. Salvo el terremoto dos, se ve que los terremotos simulados muestran una migración desde el norte hacia el sur de periodos desde su cuarto periodo más alto (25.6 minutos) hacia periodos cercanos al periodo más bajo encontrado por Cortés y Catalán (13.84 minutos).

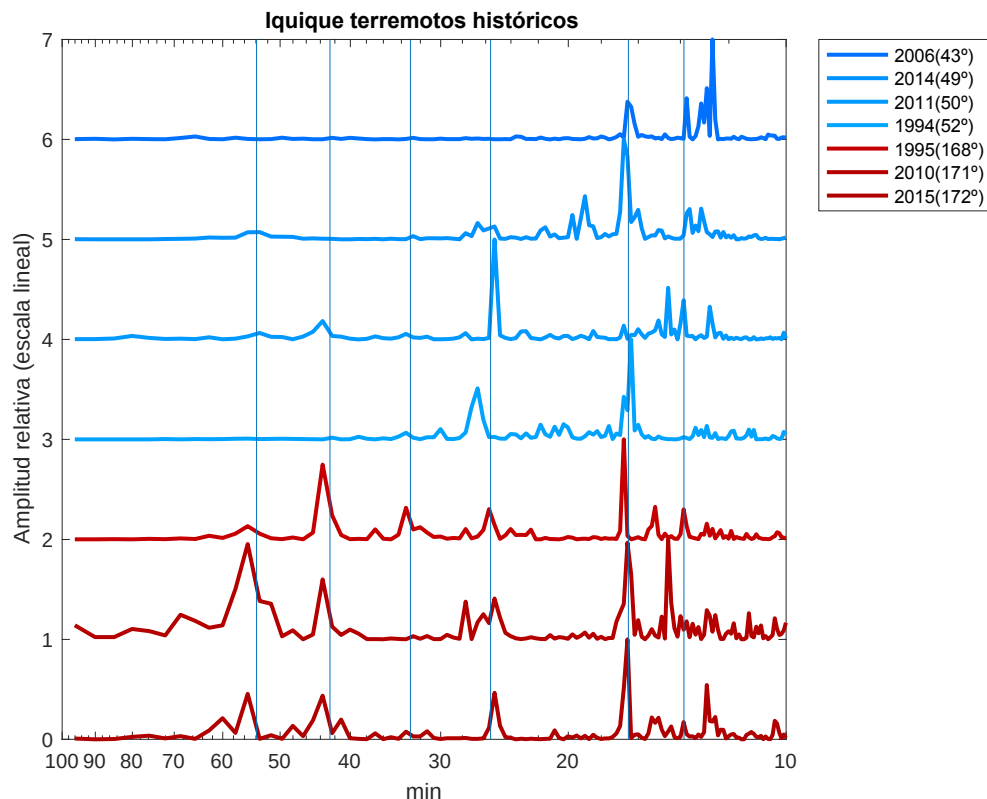


Figura 5-6: Espectro normalizado para Iquique, Terremotos Históricos

En la figura 5-6 se muestran el contenido de frecuencias de los terremotos históricos medidos en Iquique, para la ventana de 24 horas mencionada anteriormente.

Se ve que en general en todos los terremotos su pico corresponde con algún período encontrado por Cortés y Catalán, siendo el más recurrente el período de 16.52 minutos, siendo el máximo en 6 de los 8 terremotos históricos. Se observa también que a medida que el terremoto histórico cambia su ángulo de aproximación, desde el norte hacia el sur, periodos mayores comienzan a aumentar su potencia y son comparables con los periodos máximos encontrados en

los terremotos de más hacia el norte. En términos de excitación de modos asociados a periodos, el terremoto más significativo es el del 2010, el cual es el único que excita el modo fundamental de 53.89 minutos, pero también el terremoto excita las frecuencias más altas, con una alta participación del modo de 16.52 segundos.

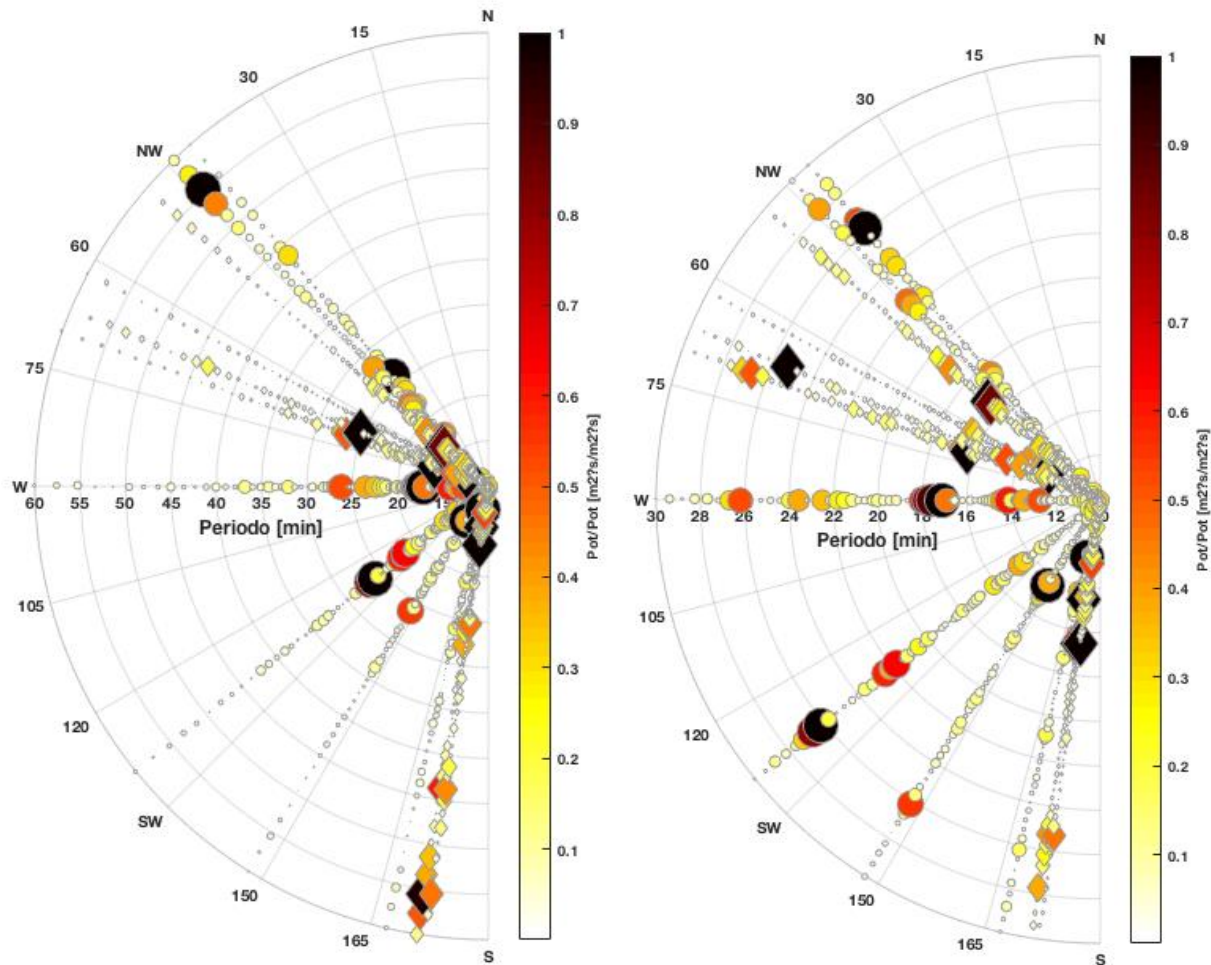


Figura 5-7: Rosa que muestra la intensidad de los espectros para la bahía de Iquique. La forma representa que tipo de terremoto se representa (Los círculos terremotos simulados y rombos terremotos históricos). La escala de colores, al igual que el tamaño, muestra la intensidad del espectro de respuesta asociado a cada terremoto. Figura de la izquierda en rango de periodos de 10 a 60 minutos. Derecha a mayor detalle, entre 10 y 30 minutos.

La figura 5-7 muestra la rosa del espectro de respuestas de Iquique. Se puede apreciar que en general no coinciden entre sí los resultados de terremotos históricos con terremotos simulados.

Se observa la tendencia que se explicó anteriormente, donde se muestra que los terremotos históricos, a medida que el ángulo de incidencia aumenta (se va hacia el sur) tienden a excitar periodos mayores. También, se verifica que los terremotos simulados también muestran una tendencia de transición, pero en este caso a frecuencias más altas. Esto último evidencia que la bahía no tiene una respuesta única ante los distintos eventos y además no es consistente entre los terremotos simulados y los terremotos históricos.

5.3 Tocopilla

Según la clasificación de bahías propuestas por Cortés y Catalán (2016), Tocopilla es una bahía de poca extensión y poca definición. Este grupo lo constituyen bahías que son pequeñas y en general son poco definidas, donde estas podrían presentar abrigo en una dirección simplemente son completamente abiertas al océano, como lo es el caso de Tocopilla.

En comparación con las otras bahías estudiadas, los periodos encontrados por Cortés y Catalán (2016) son bajos, siendo esto una característica de resonancia local. Esto coincide con lo encontrado por Yamazaki y Cheung (2011) que afirma que los modos de plataforma son cada vez más pequeños y menos importantes a medida que se avanza hacia el norte de Chile.

El modo fundamental de la bahía se encuentra en los 22.76 minutos, luego el segundo modo se encontró con un período asociado a los 18.62 minutos, el tercero a los 14.84 minutos. Los siguientes dos modos fueron encontrados a 12.49 minutos y 11.01 minutos.

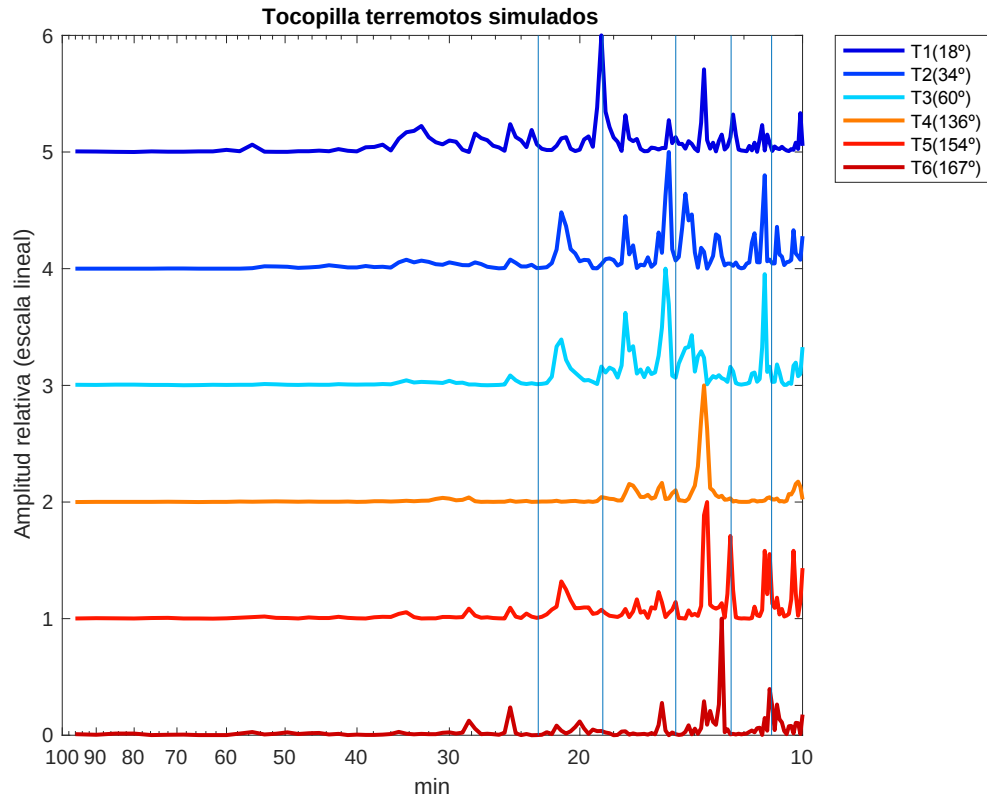


Figura 5-8: Espectro normalizado para Tocopilla, terremotos simulados.

Para los terremotos simulados, se aprecia en la figura 5-8 que el período fundamental no tiene gran participación en los espectros de los terremotos simulados. También, se observa que el Terremoto 1 (de más arriba en la figura o que viene de más hacia el norte) es el terremoto que más excita el modo asociado al segundo período encontrado. La mayor parte de la energía de los restantes terremotos simulados se encuentra en la banda entre el tercer y cuarto período encontrados por Cortés y Catalán. Finalmente, se observa también que el último período descrito, de 11.01 minutos, si tiene participación modal, especialmente en los terremotos 2 y 3 (segundo terremoto color azul de arriba abajo y único celeste respectivamente).

Se aprecia que existe una tendencia desde el norte hacia el sur donde el pico espectral se traslada desde los 18.6 minutos hasta los 12.5 minutos. Esta tendencia no tiene mayor significancia debido a que el intervalo entre periodos pico es de seis minutos.

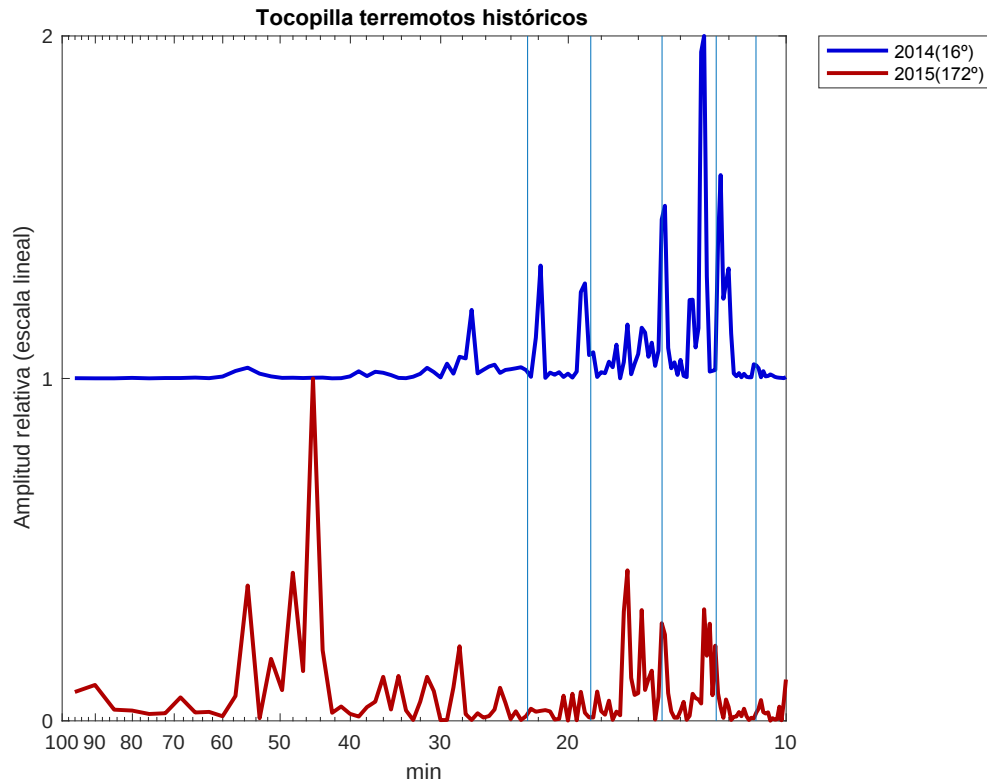


Figura 5-9: Espectro normalizado para Tocopilla, terremotos históricos.

Para los terremotos históricos, se puede apreciar de la figura 5-9 que estos son bastante distintos. El primero, del terremoto del 2014, tiende a excitar un período cercano a los 13 minutos, que coincide con el período de 12.49 minutos encontrado por Cortés y Catalán. Por otra parte, el tsunami post terremoto del 2015 tiene su energía máxima concentrada en períodos altos, con un periodo pico cercano a los 50 minutos, lo que llama la atención ya que no coincide con los períodos encontrados por Cortés y Catalán en su investigación y se genera un contraste con las respuestas espectrales de terremotos simulados. Esta diferencia podría estar provocada por otros factores diferentes al ángulo de incidencia del tsunami y propios de la fuente, como lo son la heterogeneidad de la falla o la profundidad de esta.

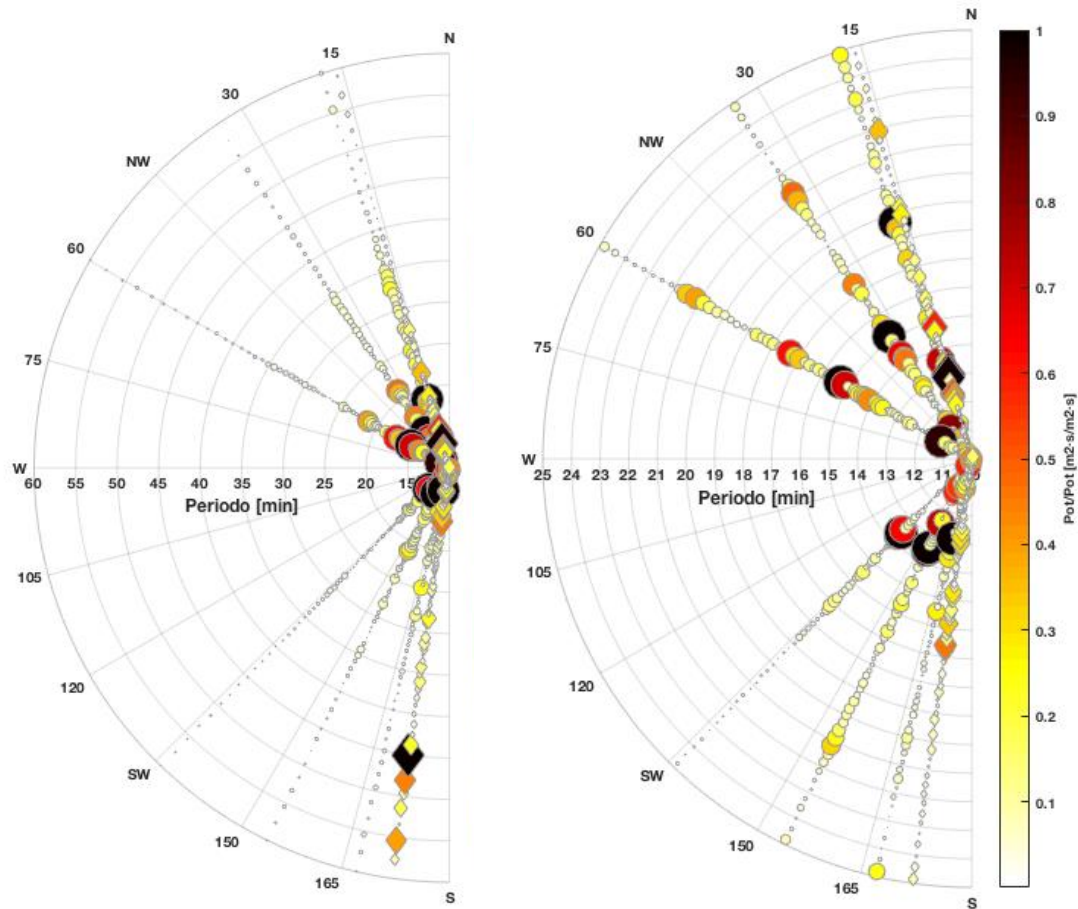


Figura 5-10: Rosa que muestra la intensidad de los espectros para la bahía de Tocopilla. La forma representa que tipo de terremoto se representa (Los círculos terremotos simulados y rombos terremotos históricos). La escala de colores, al igual que el tamaño, muestra la intensidad del espectro de respuesta asociado a cada terremoto. Figura de la izquierda en rango de periodos de 10 a 60 minutos. Derecha a mayor detalle, entre 10 y 25 minutos

La figura 5-10 muestra la rosa asociada a Tocopilla, aquí se ve claramente que los períodos pequeños dominan el espectro de respuesta en la mayoría de los casos, siendo el terremoto histórico del 2015 la única excepción a la regla, evidenciando que pudiese existir otros factores de la fuente que se podrían considerar, como lo son la heterogeneidad de la falla y la profundidad de esta.

En general, todos los terremotos se encuentran en el rango de respuestas entre 10 y 19 minutos por el norte y 10 a 14 minutos por el sur y sin considerar el pico a los 50 minutos del terremoto del 2015, por lo tanto, en lo que respecta a los periodos bajo 20 minutos, los espectros históricos se comportan de manera similar a los espectros de los terremotos simulados.

5.4 Antofagasta

La bahía de Antofagasta, según la clasificación otorgada por Cortés y Catalán, corresponde a una bahía gran extensión y alta definición. Estas bahías, se caracterizan por tener una extensión a lo largo de la costa comparable con el ancho de la plataforma continental, y donde además de presentar una forma que otorga un alto grado de abrigo al agua que contiene, aislando el cuerpo de agua interior respecto al océano abierto.

En el espectro de fondo de Antofagasta encontrado por Cortés y Catalán (2016), los autores reconocieron dos períodos muy energéticos y muy marcados: el período fundamental se encuentra a los 42.67 minutos, seguido del otro período muy marcado cercano a los 22.76 minutos. Se encuentran luego períodos con menor concentración de energía tanto en 20.08, 17.66 y 15.06 minutos.

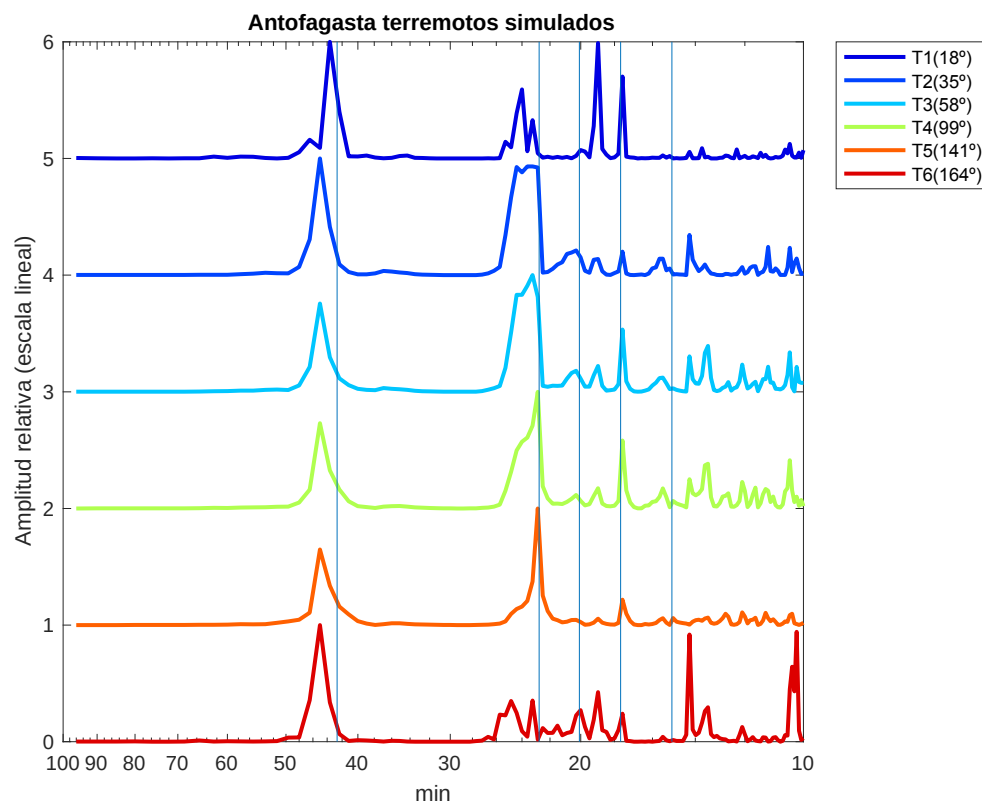


Figura 5-11: Espectro normalizado para Antofagasta, Terremotos simulados

En el caso de los terremotos simulados (figura 5-11), se aprecia que todos los espectros tienen al menos dos pico, lo que muestra una repartición más equitativa de la energía con los modos distintos al fundamental. Aquí también se observa, por ejemplo, la aparición del período cercano

a los 20 minutos manifestado en el terremoto 1, el cual no se encuentra en los terremotos históricos. A su vez, también los períodos más pequeños se muestran más participativos y se manifiestan con una mayor energía relativa que los espectros de los terremotos históricos. Llama la atención que los terremotos 3, 4 y 5 tienen su pico en el segundo modo, dejando el modo fundamental con un menor grado de participación espectral.

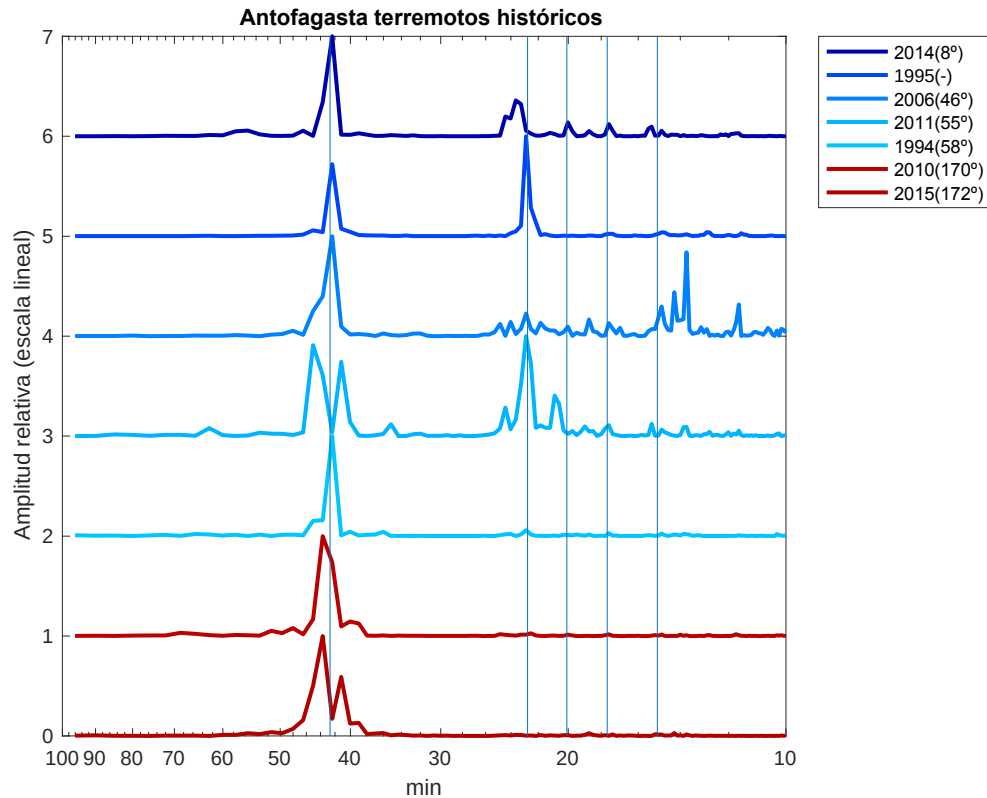


Figura 5-12: Espectro normalizado para Antofagasta, Terremotos históricos.

Se aprecia en la figura 5-12 que casi prácticamente todos los terremotos históricos generaron una respuesta con tendencia a la concentración de la potencia en modo fundamental de los 42.67 minutos. Los dos terremotos restantes, el del 1995 y el de 2011, generaron una excitación del segundo período, de 22.76 minutos. El resto de los períodos prácticamente no se manifiesta en el espectro de respuesta de los tsunamis históricos.

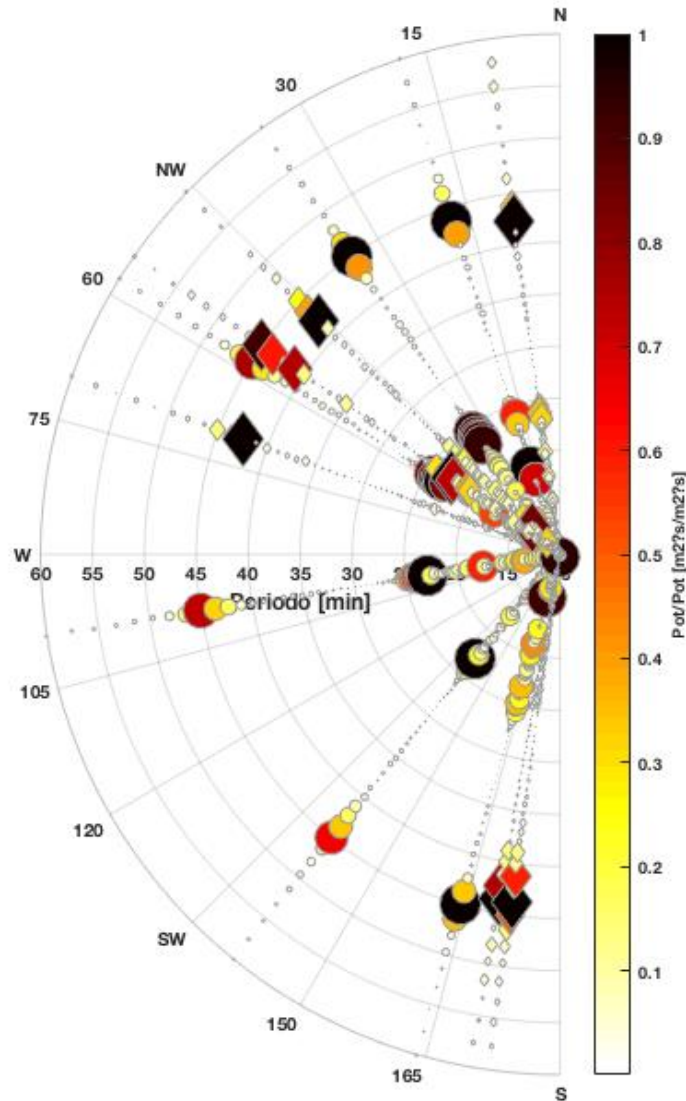


Figura 5-13: Rosa que muestra la intensidad de los espectros para la bahía de Antofagasta. La forma representa que tipo de terremoto se representa (Los círculos terremotos simulados y rombos terremotos históricos). La escala de colores, al igual que el tamaño, muestra la intensidad del espectro de respuesta asociado a cada terremoto.

La figura 5-13 muestra la rosa de Antofagasta, la que muestra claramente que existen dos bandas principales de respuesta, asociados a los dos períodos más grandes encontrados en el espectro de fondo, 42.67 y 22.76 minutos, que se manifiestan como verdaderos anillos en la rosa. Además, la rosa muestra que los resultados coinciden entre sí con los terremotos simulados e históricos.

5.5 Coquimbo

Coquimbo, al igual que Antofagasta, también recae en la clasificación de bahías de gran extensión y de alta definición propuesta por Cortés y Catalán (2016). Los periodos resonantes encontrados por estos autores son: 44.52, 32, 28.44, 18.96, 16.8 y 15.52 minutos.

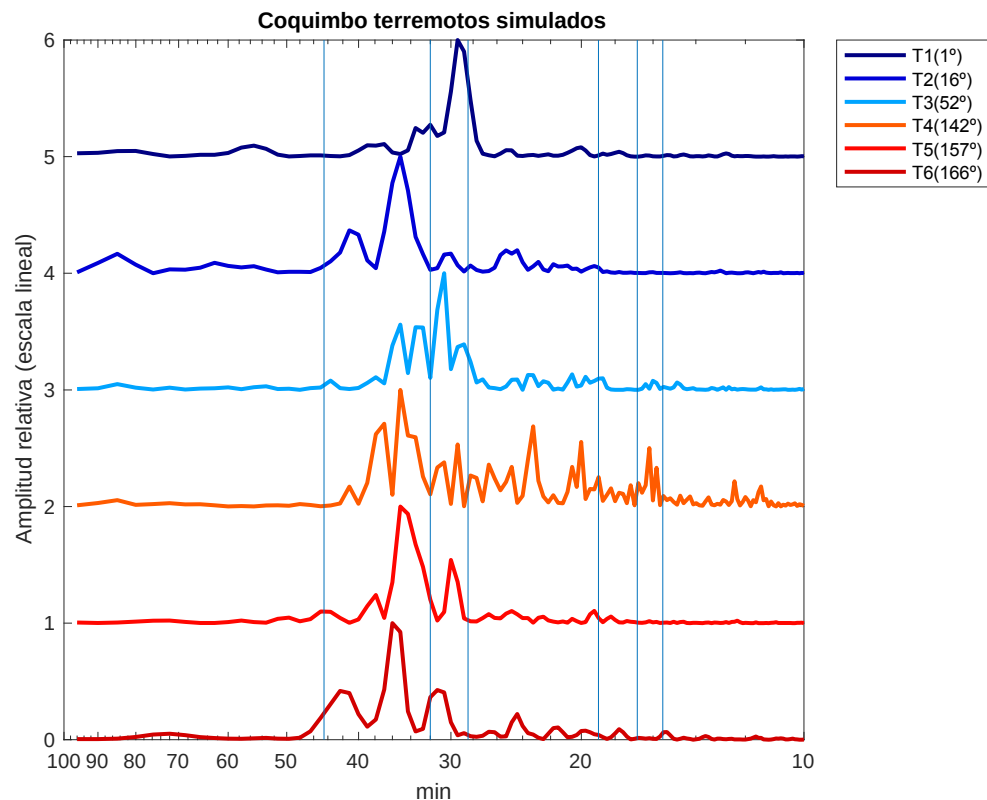


Figura 5-14: Espectro normalizado para Coquimbo, Terremotos simulados.

En la figura 5-14 se muestran los espectros normalizados para la bahía de Coquimbo. Aquí, se puede apreciar que todas las respuestas asociadas a los distintos terremotos tienen su máximo en la banda entre 28 a 36 minutos y sin una tendencia clara por su ángulo de incidencia.

Esta respuesta es similar a la encontrada en la bahía de Antofagasta, donde se puede apreciar una única respuesta donde el pico del espectro se encuentra entre los 28 y los 36 minutos.

El terremoto 4 se diferencia más del resto debido a que presenta también excitación de periodos bajo el periodo pico, pero que bajo los 16 minutos prácticamente se hace 0 la potencia.

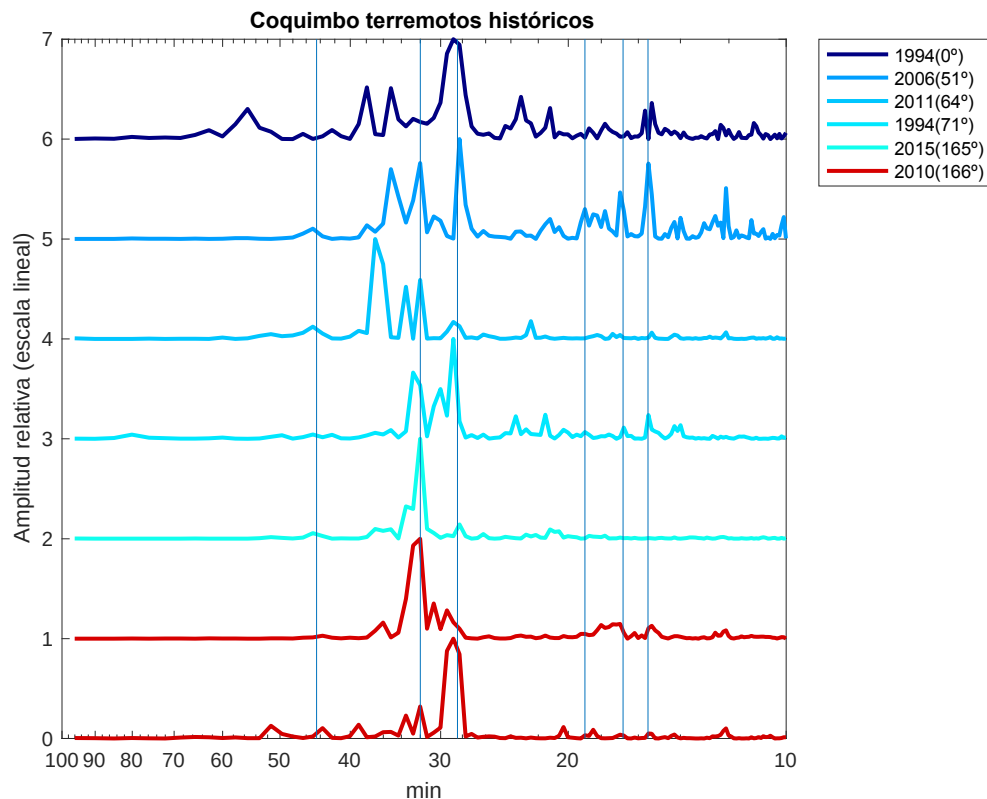


Figura 5-15: Espectro normalizado para Coquimbo Terremotos históricos

La figura 5-15 muestra el espectro de respuesta para los terremotos históricos. Aquí, se aprecia que en todos los terremotos históricos, la potencia máxima se encuentra entre los periodos de 32 y 28.44 minutos, exceptuando el terremoto del 2006 que su máximo se encuentra cercano a los 37 minutos.

Se puede apreciar además que los demás periodos encontrados por Cortés y Catalán no tienen mayor participación en la respuesta espectral, salvo en el terremoto de Kuril del 2006 donde el espectro de respuesta muestra una concentración de la potencia cercano al periodo de 15.52.

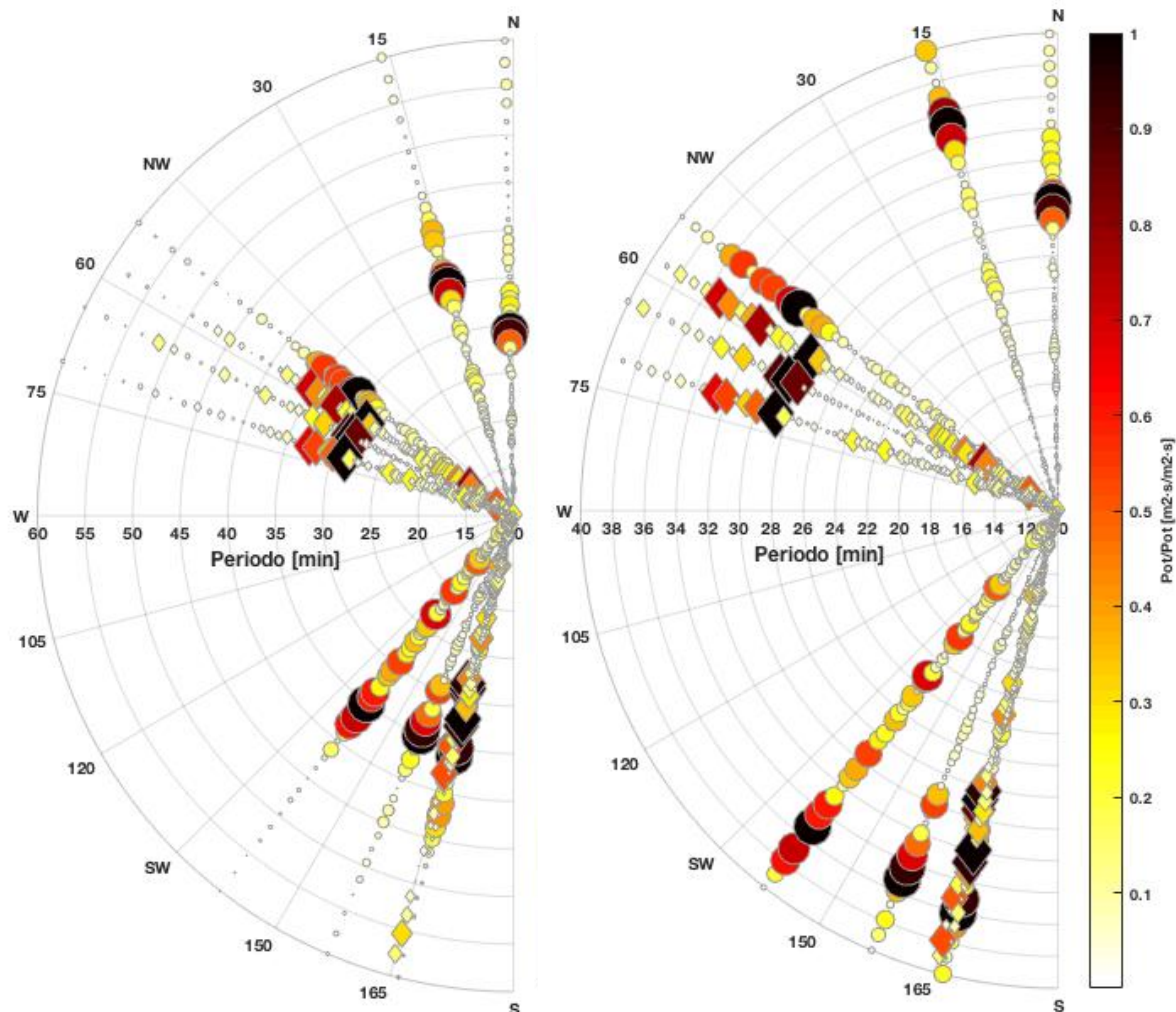


Figura 5-16: Rosa que muestra la intensidad de los espectros para la bahía de Coquimbo. La forma representa que tipo de terremoto se representa (Los círculos terremotos simulados y rombos terremotos históricos). La escala de colores, al igual que el tamaño, muestra la intensidad del espectro de respuesta asociado a cada terremoto. Figura de la izquierda en rango de periodos de 10 a 50 minutos. Derecha a mayor detalle, entre 10 y 40 minutos.

La figura 5-16 muestra las rosas asociadas al espectro de respuesta de Coquimbo. Aquí, la figura de la izquierda muestra a mayor cabalidad y la de la derecha con mayor detalle.

Se puede ver que existe un anillo donde se concentran todas las potencias máximas. Queda en manifiesto gráficamente que las respuestas de los terremotos históricos son similares con los terremotos simulados y no muestran tendencia a alguna transición a otros periodos.

5.6 Valparaíso

La bahía de Valparaíso, según clasificación realizada por Cortés y Catalán (2016) entra en la categoría de Sistemas de varias bahías. Sus características principales son que a pesar de existir una bahía local, existe un acoplamiento con otras bahías aledañas, formando un sistema de mayor extensión geográfica. En el caso de Valparaíso, se considera el sistema Concón – Valparaíso.

Cortés y Catalán en su estudio encontraron que el modo fundamental para el espectro de fondo de Valparaíso es de 35.31 minutos. Luego, el período que lo sigue es de 30.12 minutos. El tercer período dominante del espectro encontrado fue de 25.6 minutos. Los últimos dos períodos son 18.96 y 14.42 minutos respectivamente. Finalmente se encuentra un período relacionado a la bahía de Valparaíso de 10.78 minutos.

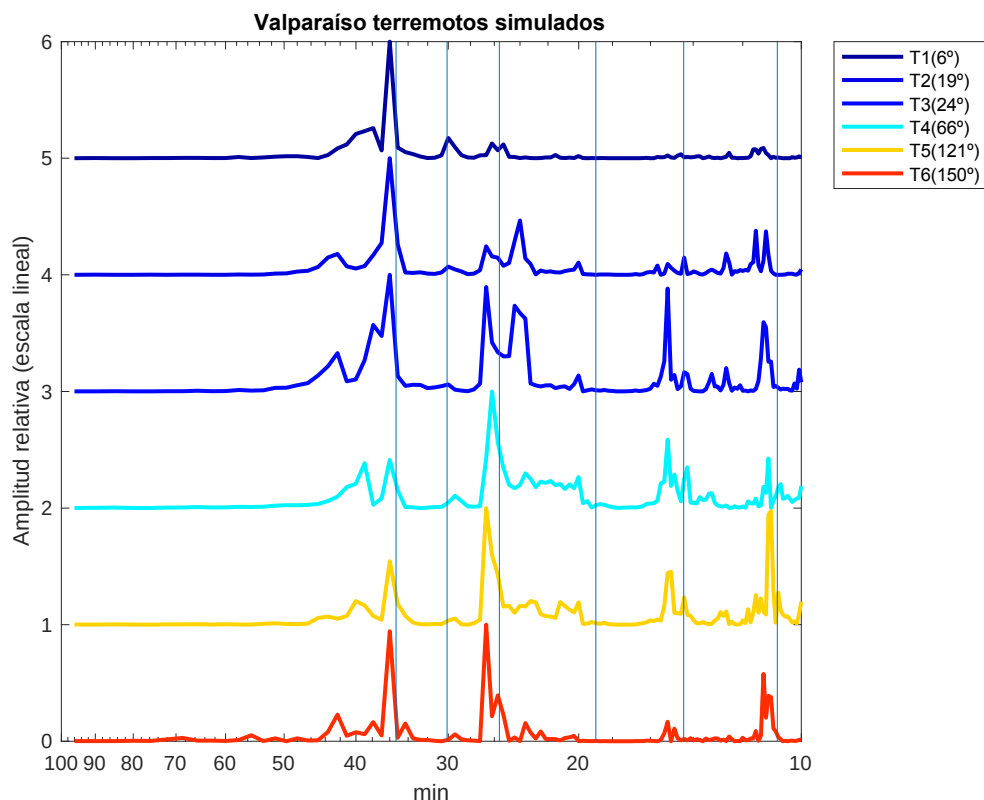


Figura 5-17: Espectro normalizado para Valparaíso, Terremotos simulados.

Los terremotos simulados para Valparaíso se muestran en la figura 5-17. Aquí se puede ver claramente que los resultados muestran una mayor concentración de energía entre el primer y el tercer período. Se puede ver, además, que hay participación de los modos asociados a períodos más pequeños, donde en el terremoto 3 muestra una excitación del modo asociado al período de 14.42 minutos y el terremoto 5 muestra una concentración de potencia asociado al modo local de la bahía de 10.78 minutos. En definitiva, se expone una evidencia de que la bahía podría tener dos tipos de respuesta espectral asociado al ángulo de incidencia.

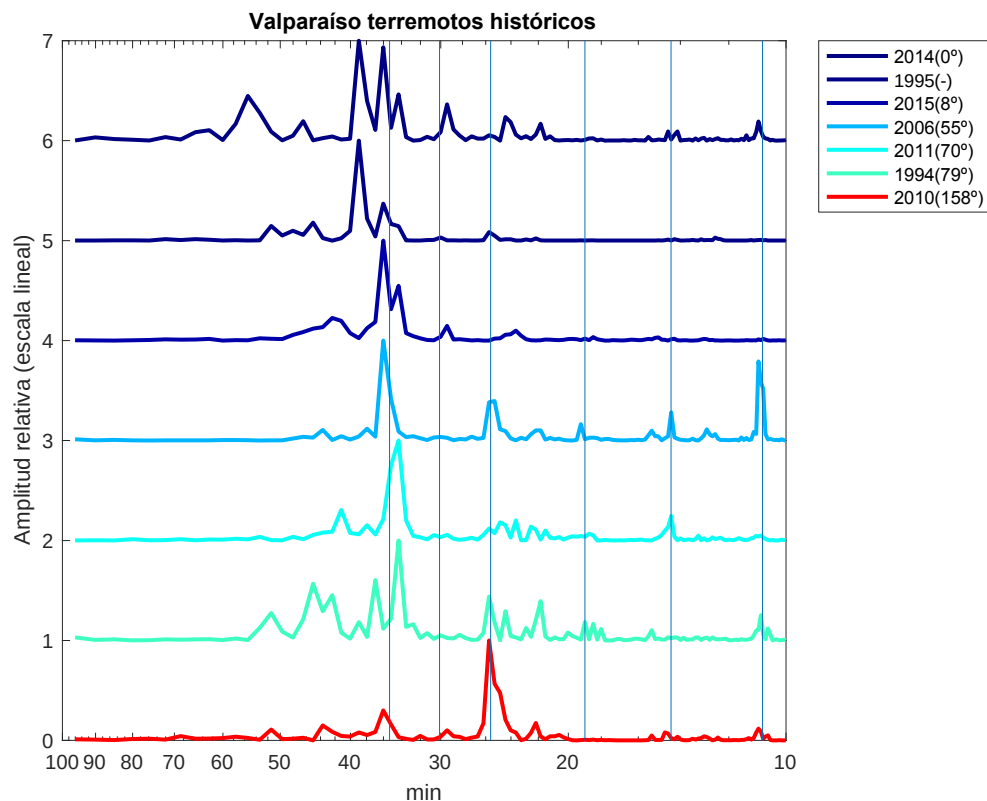


Figura 5-18: Espectro normalizado para Valparaíso, Terremotos históricos.

En la figura 5-18 se muestra el espectro de respuesta de la boya de Vaparaíso para los terremotos históricos. Acá se ve claramente la influencia del modo fundamental (35.31 min) en todos los terremotos excepto el terremoto del 2010, el cual excita el tercer período mas alto de 25.6 minutos. En general, los otros períodos no tienen mayor manifestación en los espectros, siendo la gran mayoría de estos uni-modales. El terremoto del 2014 muestra un valle entre los dos picos en los 40 minutos. El único terremoto que muestra resonancia local es el terremoto del 2006, donde se ve que existe un peak cercano a los 10.8 minutos.

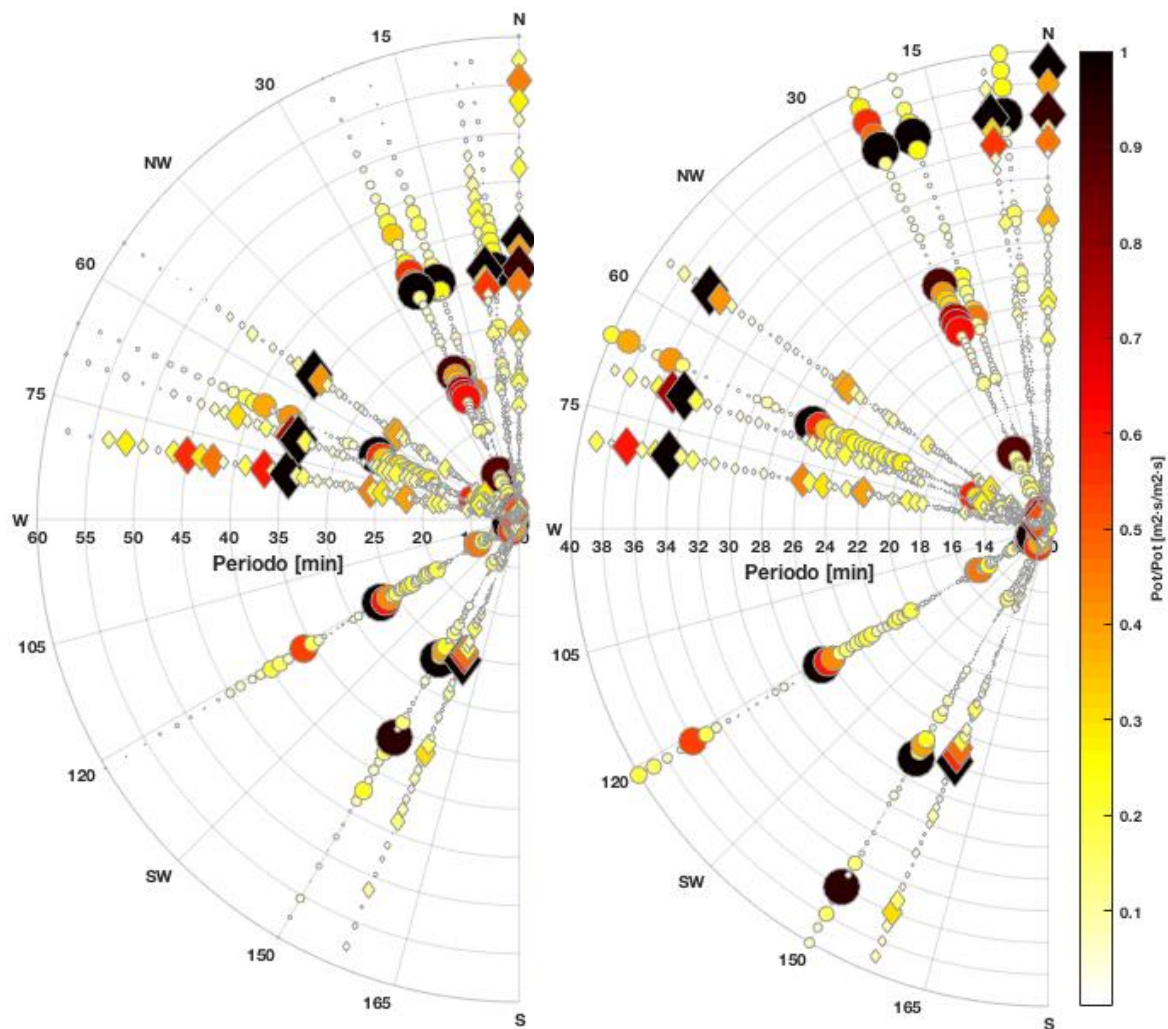


Figura 5-19: Rosa que muestra la intensidad de los espectros para la bahía de Valparaíso. La forma representa que tipo de terremoto se representa (Los círculos terremotos simulados y rombos terremotos históricos). La escala de colores, al igual que el tamaño, muestra la intensidad del espectro de respuesta asociado a cada terremoto. Figura de la izquierda en rango de periodos de 10 a 60 minutos. Derecha a mayor detalle, entre 10 y 40 minutos.

En la figura 5-19 se muestran las rosas asociadas a Valparaíso. Se puede ver que la respuesta asociada a los terremotos entre el ángulo 0° y 90° tienen su pico máximo en el primer modo de 35 minutos, así forman una banda asociada a este periodo.

Luego, para los terremotos que vienen del sur, la banda que predomina está asociada al segundo modo de 26 minutos. Es importante recalcar que el único terremoto histórico que se tiene registro y viene del sur es el terremoto del 2010.

Sin considerar esta diferencia entre las bandas del sur y del norte, los terremotos en general coinciden casi de manera perfecta entre los resultados simulados y los resultados históricos.

5.7 San Antonio

La bahía de San Antonio entra en la clasificación de bahías como una bahía de poca extensión y alta definición, esto debido a que aunque estas bahías presenten un alto grado de definición, su extensión geográfica es tal que su respuesta está dominada por los modos de plataforma.

Los períodos asociados a los modos resonantes encontrados fueron: 53.89, 32.00, 28.44, 16.52 y 15.06, 13.65, 11.64 y 10.14 minutos.

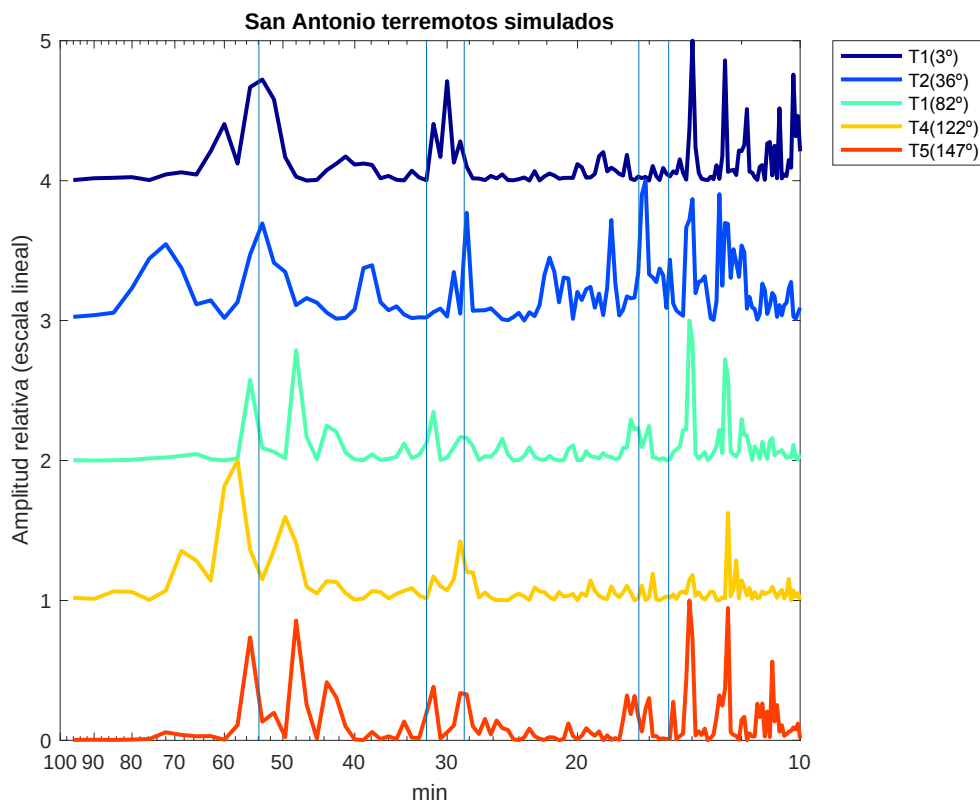


Figura 5-20: Espectro normalizado para San Antonio, Terremotos simulados.

La figura 5-20 muestra el espectro de los terremotos simulados. Aquí se aprecia que en general, todos los terremotos tienen la misma estructura, la que consiste en una excitación al modo

fundamental de 53.8 minutos, luego una frecuencia media entre los dos períodos siguientes, la cual varía su porcentaje de participación para luego tener bastante energía en las frecuencias altas, aquí se encontraron bastantes picos en diferentes períodos, donde el período de 13.65 minutos es el que tiene un mayor grado de participación en el espectro.

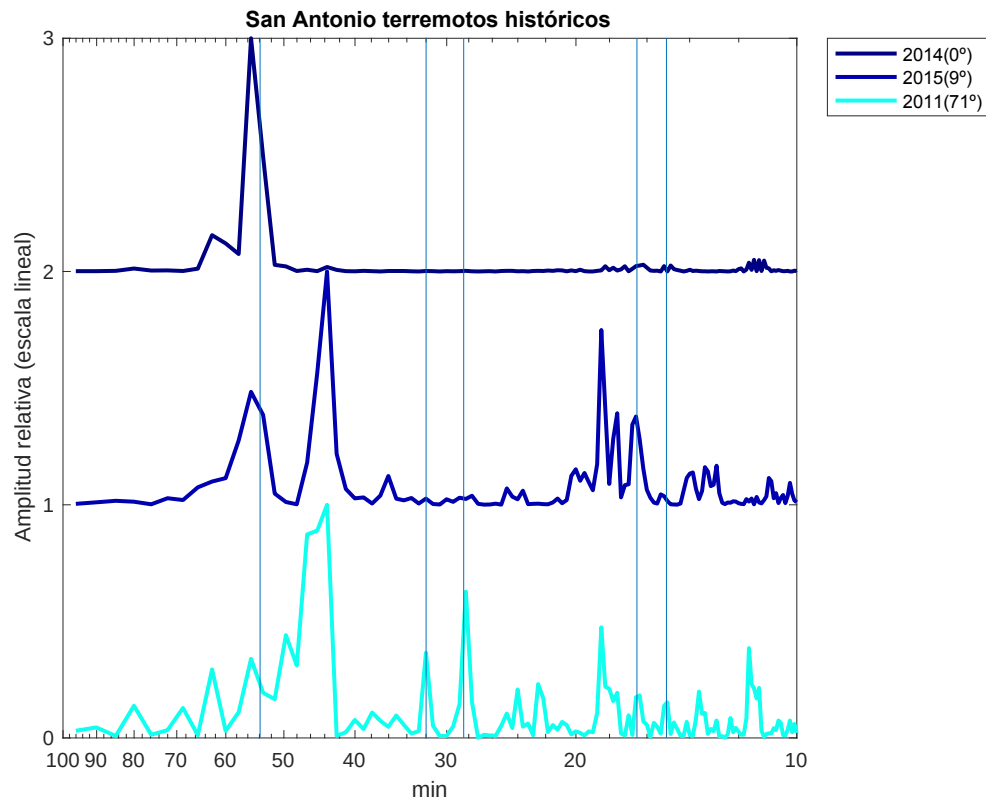


Figura 5-21: Espectro normalizado para San Antonio, Terremotos históricos.

En la figura 5-21 se representan tres tsunamis asociados a los terremotos del 2011, 2014 y 2015. Aquí, se aprecia que el terremoto de Pisagua del 2014 sólo genera una respuesta cercana al modo fundamental de la bahía, siendo el único resultado relativamente uni-modal. Los dos otros terremotos, además de tener un máximo asociado al período fundamental de 53.89 minutos, tienen otra distribución, donde el del 2015 se muestra con distribución energética hacia las frecuencias más altas y el tsunami del 2011 con un segundo pico, pero menor, en períodos medios cercanos al segundo y tercer período.

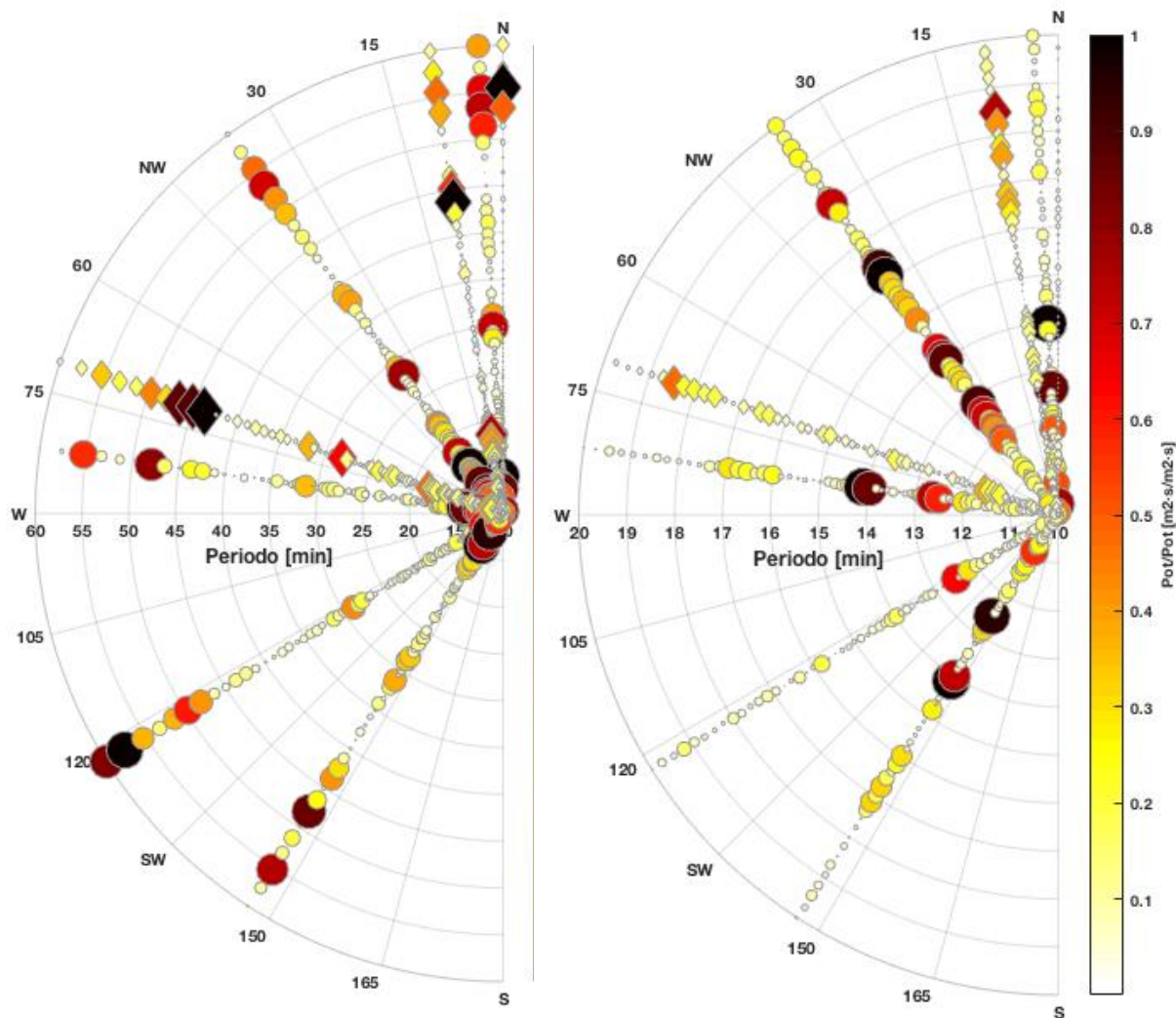


Figura 5-22: Rosa que muestra la intensidad de los espectros para la bahía de San Antonio. La forma representa que tipo de terremoto se representa (Los círculos terremotos simulados y rombos terremotos históricos). La escala de colores, al igual que el tamaño, muestra la intensidad del espectro de respuesta asociado a cada terremoto. Figura de la izquierda en rango de periodos de 10 a 60 minutos. Derecha a mayor detalle, entre 10 y 20 minutos.

Como se aprecia en la figura 5-22, la rosa muestra en los terremotos históricos que sólo existe concordancia entre los dos terremotos, el tercero tiene un máximo cercano a los 55 minutos. Es importante recalcar que no existen registros históricos para tsunamis en San Antonio que provengan del sur.

Para los terremotos simulados se aprecia que si existe una concordancia entre sí, aunque no existan máximos igual tienden a aparecer en la misma banda y en general los espectros de respuesta tienen una forma parecida.

6 Discusión

En el presente capítulo se discutirán los resultados obtenidos y presentados en el capítulo anterior. Primero se presentarán los criterios por los cuales se determinará si una bahía presenta sensibilidad de la respuesta al evento y eventualmente a la dirección del tsunami incidente. Después, se presentarán nuevamente los resultados por bahía estudiada, pero con objetivo de mostrarlos con una nueva visión más acorde al objetivo de la memoria, se presentarán dos terremotos históricos uno del norte y uno del sur, dos terremotos simulados uno del norte y uno proveniente del sur, el espectro de fondo, el promedio de todos los terremotos históricos y el promedio de los terremotos simulados. Finalmente, se analizarán las características topobatimétricas de las bahías con el objetivo de analizar si existe formulará una hipótesis de clasificación de estas bahías para terminar con algunos resultados obtenidos del análisis de amplificación que se realizó.

Es importante recalcar que se trabajará con espectros relativos para enfatizar en el cambio en la respuesta espectral de los resultados, considerando una mayor importancia en la posición de estos períodos más que en su valor. También, se presentarán así para poder comparar efectivamente los resultados de distintos tsunamis sin importar la condición de lejanía de la fuente del tsunami.

Se realizarán análisis adicionales, los cuales consisten en promediar el espectro de los tsunamis históricos de manera relativa, como realizó Zaytsev et. al. (2016), el cual en su investigación ocupa un promedio de los espectros para despojarse de las características del lugar.

La clasificación de las bahías se realizará considerando dos grandes puntos: sensibilidad al evento y sensibilidad direccional. El primero de estos, la sensibilidad al evento, mostraría que la bahía es sensible a una combinación entre dirección, lejanía, magnitud del terremoto, ubicación, y otras propiedades del tsunami. Estas bahías se caracterizarían por manifestar distintas respuestas espectrales de los terremotos históricos. El segundo de estos hablaría de una sensibilidad ligada a la ubicación del epicentro del tsunami. Aquí, la bahía aparte de manifestar una sensibilidad al evento (ya que la ubicación es parte del evento) tendería a reaccionar de manera muy distinta a los

distintos tsunamis simulados, ya que de estos solo se variaría la ubicación del epicentro manteniendo la magnitud constante. La tercera clasificación sería las que no son sensibles a nada, donde estas bahías reaccionarían siempre igual ante distintos tipos de estímulos.

6.1 Criterios de determinación de sensibilidad.

Para determinar si una bahía tiene sensibilidad o no de la respuesta espectral ante un evento de tsunami, se debe ver y evaluar la respuesta que tienen las bahías ante los dos grupos de tsunamis de estudio: históricos y simulados.

Para esto, se deberá ver como varían los espectros de respuesta y analizar la forma que cambian (o no) las bahías.

De acuerdo a los posibles resultados de los terremotos estudiados, la sensibilidad se dará en dos aspectos:

- Sensibilidad al evento
- Sensibilidad direccional

La sensibilidad al evento se dará cuando la respuesta de la bahía de estudio variará significativamente ante el ángulo de aproximación del terremoto histórico incidente. Además, otro criterio que se evaluará en la sensibilidad al evento (o histórica) será un criterio de tendencia continua, donde se verá también un patrón común en la evolución de modos.

La sensibilidad direccional se dará en el caso de que en la respuesta de los terremotos simulados se presente una variación significativa que presente similitud y que sea concordante la variación asociada a los espectros de respuesta de los terremotos históricos. En caso de que no exista una variación en la respuesta de terremotos simulados o esta tenga una respuesta diferente a los terremotos históricos, se considerará solo como una sensibilidad al evento.

6.2 Determinación de sensibilidad

A continuación se expondrá si las bahías estudiadas presentan o no sensibilidad de acuerdo a los criterios dispuestos en la sección 6.1.

Los gráficos presentados muestran el promedio de la respuesta de los terremotos históricos (Prom H en la leyenda), promedio de la respuesta de los terremotos simulados (Prom S), el espectro de fondo (BS), dos terremotos históricos (uno del norte y otro del sur) y dos terremotos simulados (uno del norte y otro del sur).

6.2.1 Arica

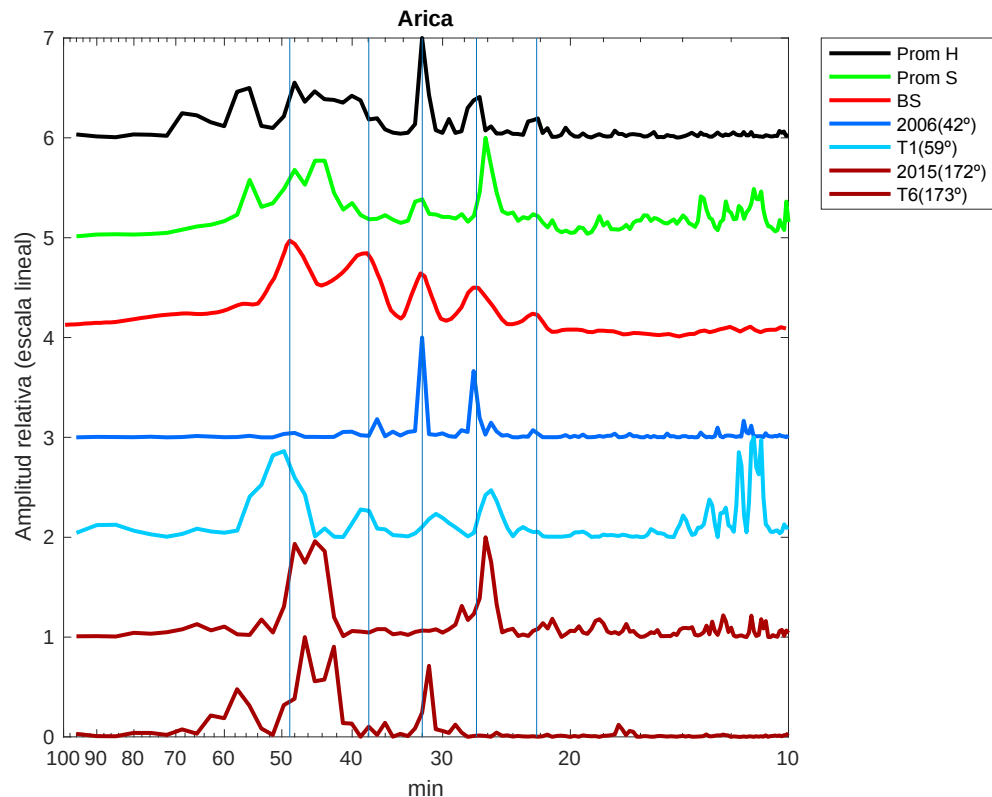


Figura 6-1: Selección de terremotos para Arica

La figura 6-1 muestra un extracto de los terremotos más significativos para el análisis de dependencia direccional y/o al evento que eventualmente podría tener la bahía de Arica.

Aquí, se ve que el comportamiento de los terremotos históricos, es de transición desde periodos más bajos a periodos altos. En los dos terremotos históricos mostrados en la figura 6-1 se ve que del periodo pico de 32 minutos asociado al 2006, pasa a un periodo pico cercano a los 48 minutos. Esto último se complementa con lo que se muestra en la figura 5-3, por lo que se puede dar indicios de una dependencia al evento.

Para los terremotos simulados, se ve que no existe una gran variación asociada al cambio de los periodos pico, donde su máximo se mantiene entre los 52 y 48 minutos, cercano al periodo fundamental de la bahía. Las demás respuestas espectrales muestran una clara tendencia de uniformidad en la respuesta, por lo tanto se descarta una sensibilidad direccional de la bahía ante el ángulo de inclinación de ésta.

En lo relativo a la comparación del espectro de fondo encontrado por Cortés y Catalán (2016) con el promedio de la respuesta de los terremotos históricos y el promedio de la respuesta de los terremotos simulados, se puede ver que ningún pico calza con otro. Los picos más cercanos se encuentran entre los promedios históricos y los promedios simulados, que ambos calzan con los periodos encontrados por Cortés y Catalán. Esto muestra que la respuesta de la bahía no calza con las oscilaciones de fondo de esta, por lo tanto la respuesta espectral de la bahía podría tener una dependencia de la fuente.

Se puede concluir, considerando los análisis a las respuesta realizados, que la bahía de Arica sí presenta una dependencia por el evento más que por la dirección de la ola incidente a la bahía.

6.2.2 Iquique

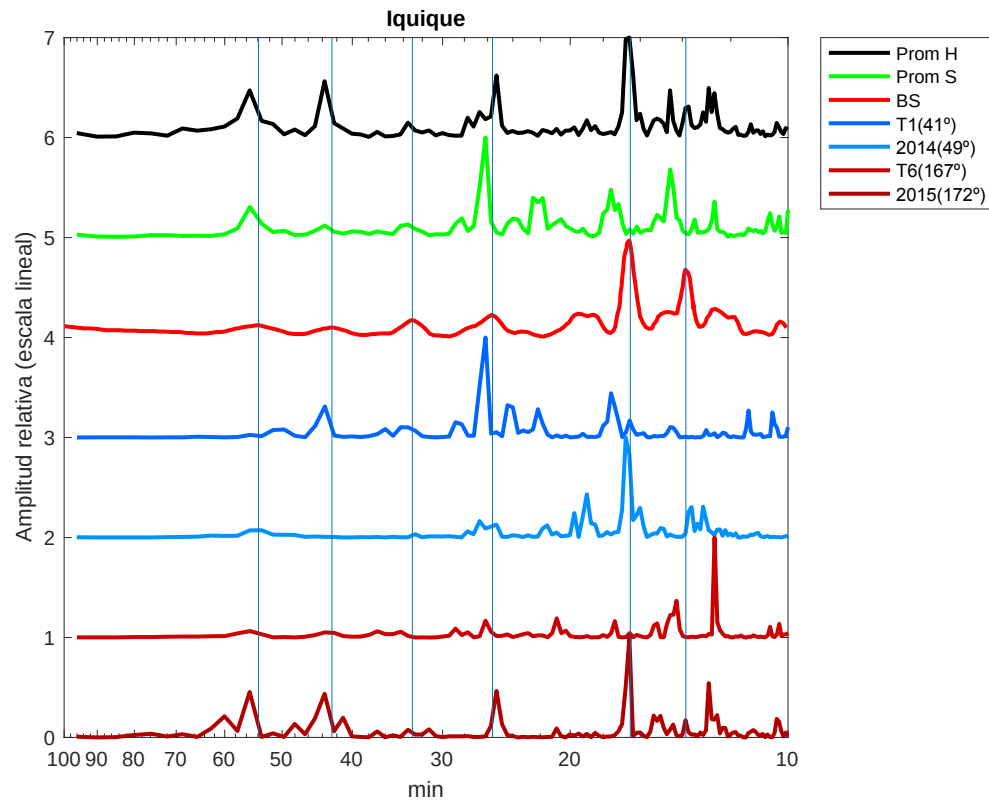


Figura 6-2: Selección de terremotos para Iquique

Se aprecia en la figura 6-2 que el terremoto simulado 1 es completamente distinto al terremoto simulado 6, en donde se ve que el primero de estos tiene su máximo en el período de 25.6 segundos, en cambio para el terremoto simulado 6 este máximo se encuentra cercano a los 15 minutos. Esta transición de periodos altos a periodos bajos en la respuesta espectral de la bahía muestra evidencias de una dependencia de la bahía al no presentar una respuesta única.

Para los terremotos históricos, se aprecia que el tsunami del 2015 tiene el máximo en el mismo periodo que el tsunami del 2014, salvo que este último tiene una distribución energética en menos periodos, mostrando una tendencia uni-modal, a diferencia del maremoto del 2015, donde este último presenta excitación de los períodos más altos encontrados por Cortés y Catalán. En la figura 5-6 de los resultados muestra que en Iquique los terremotos históricos tienden a comportarse de manera similar de acuerdo a la orientación a la que vienen, por ejemplo, siendo el espectro del 2015 muy similar al espectro del 2010, aunque estos tuviesen una magnitud distinta. La respuesta similar que tienen los terremotos históricos de ángulos parecidos, pero la diferencia

que muestran cuando vienen de distinto ángulo, reafirman el hecho de una sensibilidad al evento de la respuesta en la bahía de Iquique.

Considerando los promedios de los terremotos simulados e históricos, se puede ver en la figura 6-2 que el espectro de respuesta promedio de los terremotos históricos es muy parecido al espectro de fondo encontrado por Cortés y Catalán. Por otra parte, para el promedio de los terremotos simulados, se observa que este último difiere del espectro de fondo, en donde se puede ver que el periodo máximo sucede en los 25.6 minutos para el caso de los promedios de terremotos simulados, a diferencia del espectro de fondo y de los promedios históricos donde el periodo pico se encuentra cercano a los 16 minutos.

Finalmente, las evidencias presentadas muestran que Iquique presenta una sensibilidad al evento específico pero no a la direccionalidad de la ola incidente, esto debido a que el comportamiento de la respuesta a terremotos históricos se muestra una tendencia a evolución de periodos altos, mientras que la respuesta de terremotos simulados muestra una concentración energética en periodos bajos, evidenciando así una no convergencia en el comportamiento.

6.2.3 Tocopilla

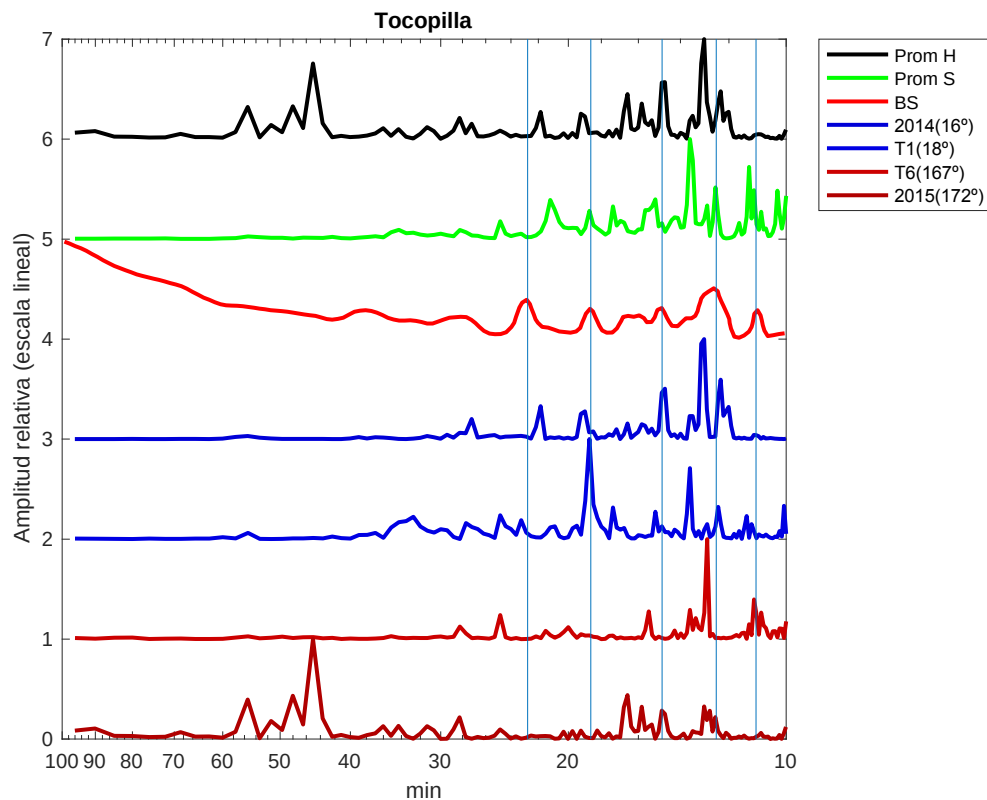


Figura 6-3: Selección de terremotos para Tocopilla

La figura 6-3 muestra un extracto de los tsunamis, tanto registrados como simulados en la bahía de Tocopilla. En general todos los resultados se comportan de manera similar, variando levemente entre los períodos encontrados por Cortés y Catalán. En los terremotos simulados, se aprecia que el terremoto 1 que viene del norte (El quinto desde arriba hacia abajo en la figura 6-3) tiene su máximo en el segundo período de 18.6 minutos en cambio el terremoto 6 que viene del sur tiene su máximo cercano a 12.5 minutos. Esto último, considerando la información mostrada en la figura 5-8 donde se ve que toda la variación en los terremotos simulados se da en una banda de seis minutos, se llega a la conclusión de que Tocopilla no tiene una sensibilidad direccional.

Para los terremotos históricos, el terremoto de 2014 coincide bastante bien con los terremotos simulados. Para el terremoto del 2015, se observa que este presenta su máximo en la banda de períodos entre los 40 y 50 minutos, lo que no calza con los períodos encontrados por Cortés y Catalán, además, la diferencia con respecto a todas las otras mediciones hace pensar que

esto podría ser un registro eventual que podría estar asociado a errores de medición por mediciones defectuosas, ya que esto no es un efecto de amplificación o resonancia local. Si no se considera esto, los períodos de la banda entre 10 y 20 minutos calzan con lo descrito anteriormente. Para concluir que la bahía de Tocopilla tiene sensibilidad al evento, es importante considerar mayor cantidad de estadísticas, lo cual en estos momentos no es posible ya que faltan eventos de registro de tsunamis al momento de la realización de esta investigación. La tendencia del espectro de fondo a su máximo de los 100 minutos evidencia un error de proceso, donde si no se considera esto y tampoco se considera la elevada potencia de los periodos altos asociados al terremoto del 2015, los dos promedios, tanto históricos como simulados calzarían muy bien con el espectro de fondo.

Finalmente, se concluye que la bahía de Tocopilla tiene un comportamiento similar para los distintos eventos y no posee dependencia de ningún tipo.

6.2.4 Antofagasta

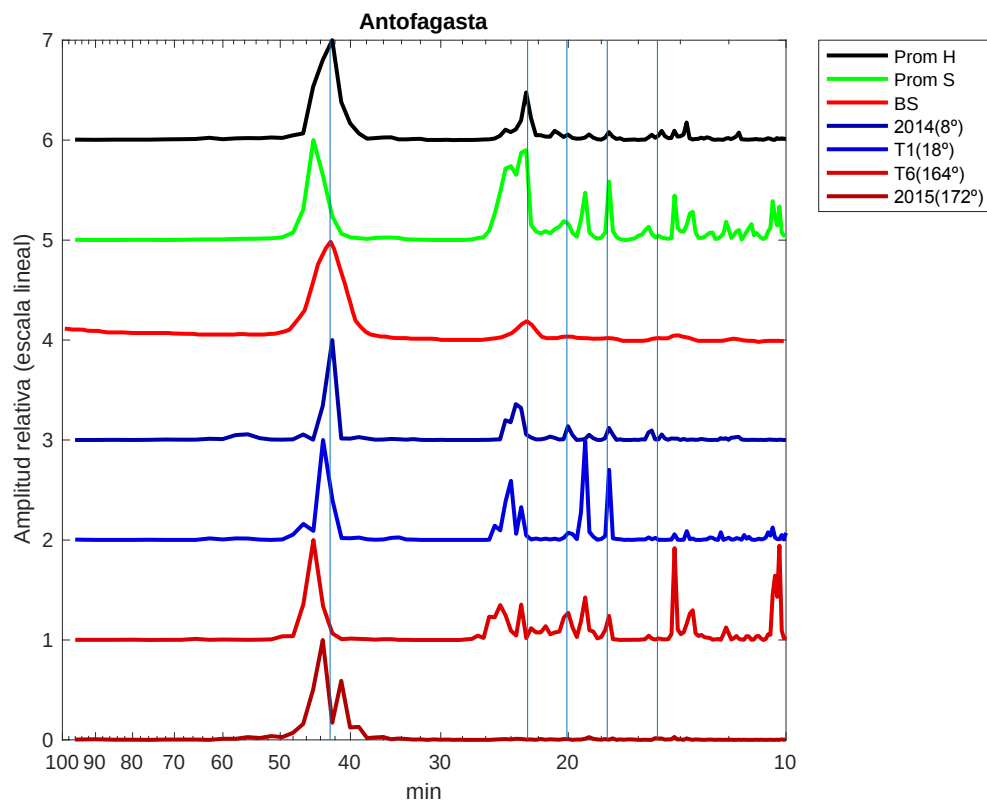


Figura 6-4: Selección de terremotos para Antofagasta

La figura 6-4 muestra los tsunamis del 2014, 2015 históricos y los tsunamis asociados a los terremotos 1 y 6 de los simulados, aparte del promedio de los terremotos históricos y el espectro de fondo de la bahía de Antofagasta.

Los terremotos simulados en Antofagasta reparten su energía siempre entre dos períodos, el período fundamental de 43.67 minutos y el período que los sigue de 22.76 minutos. En estos dos períodos se encuentran los máximos asociados a la bahía de Antofagasta. Como se ve en la figura 6-3 se ve la participación de algunos períodos más pequeños (bajo los 20 minutos) tanto en el terremoto simulado 1 como en el 6, pero, se aprecia en el promedio de los terremotos históricos y en el espectro de fondo que estos períodos no tienen mayor participación.

Los terremotos históricos en Antofagasta se comportan de manera similar, donde la variación más significativa sucede cuando en el terremoto del 1995 y del 2011 el máximo sucede en el período de los 22.76 minutos en vez de suceder en el período fundamental de 43.67 minutos.

Respecto a los valores promedio de las distintas respuestas calculadas, se puede comprobar que el espectro de fondo es muy similar al promedio de los terremotos históricos, prácticamente idénticos.

Con respecto a los terremotos simulados, se aprecia en la figura 6-4 que los dos periodos dominantes en la respuesta, en los promedios de 43.67 y 22.76 tienen una manifestación importante en la respuesta espectral. La convergencia entre el promedio de la respuesta y el espectro de fondo, la bahía de Antofagasta podría presentar una respuesta única ante los distintos eventos.

En conclusión, se aprecia que la bahía de Antofagasta presenta un comportamiento similar, tanto para los terremotos simulados como para los terremotos históricos, por lo que ésta no tendría sensibilidad direccional ni sensibilidad al evento específico.

6.2.5 Coquimbo

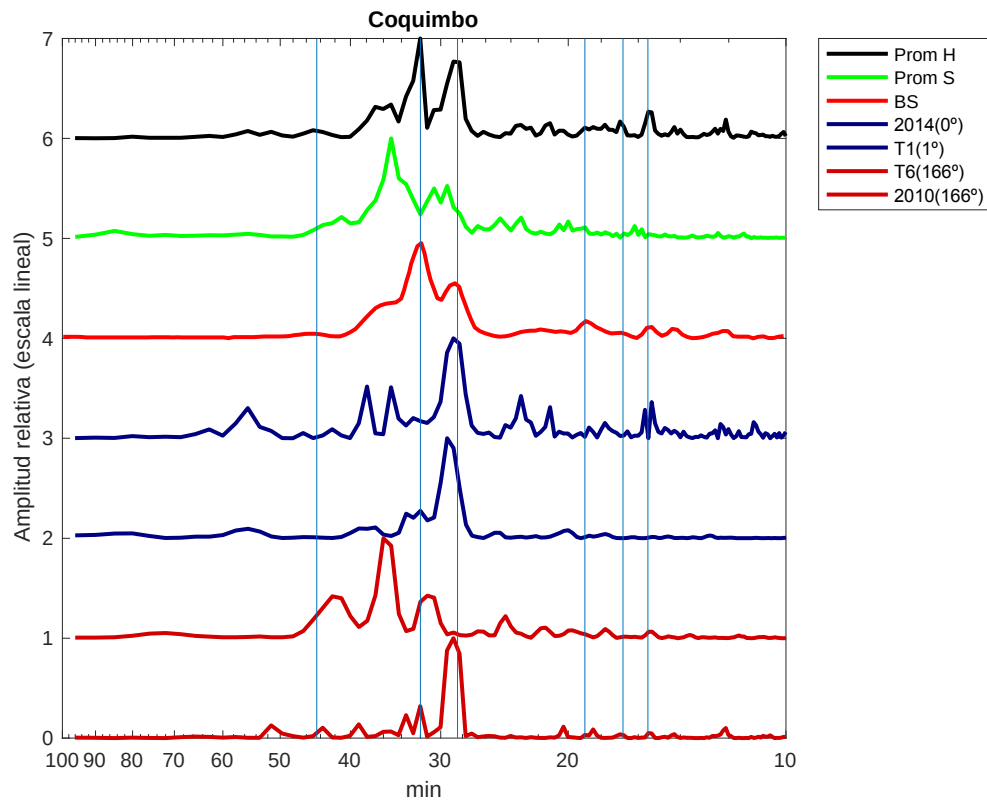


Figura 6-5: Selección de terremotos para Coquimbo

En la figura 6-5 se muestra la selección de las respuestas asociadas a terremotos representativos de la bahía de Coquimbo.

En marco del estudio de la respuesta de los terremotos históricos, se puede apreciar que tanto el 2014 que viene del norte y del 2010 que viene del sur, las respuestas son muy parecidas, donde la potencia máxima sucede al tercer periodo encontrado por Cortés y Catalán cercano a los 28.44 minutos. Esto sucede también para el resto de las respuestas asociadas al resto de los terremotos históricos (Figura 5-15).

La respuesta de los terremotos simulados también muestran un comportamiento similar, no realizando grandes cambios y en general todas las respuestas asociadas a los terremotos simulados se encuentran en una banda de 10 minutos.

En lo que respecta a la comparación del espectro de fondo y los promedios de las respuestas de terremotos históricos y simulados, se puede apreciar que las tres coinciden casi a la perfección, salvo que para el promedio de los terremotos simulados el pico del espectro se da en un periodo un par de minutos más alto, esto sería evidencia de que la bahía de Coquimbo no presenta distintas respuestas ante la variación de la fuente.

A modo de conclusión, se puede afirmar que la bahía de Coquimbo no muestra evidencias de una posible sensibilidad direccional ni ligada al evento.

6.2.6 Valparaíso

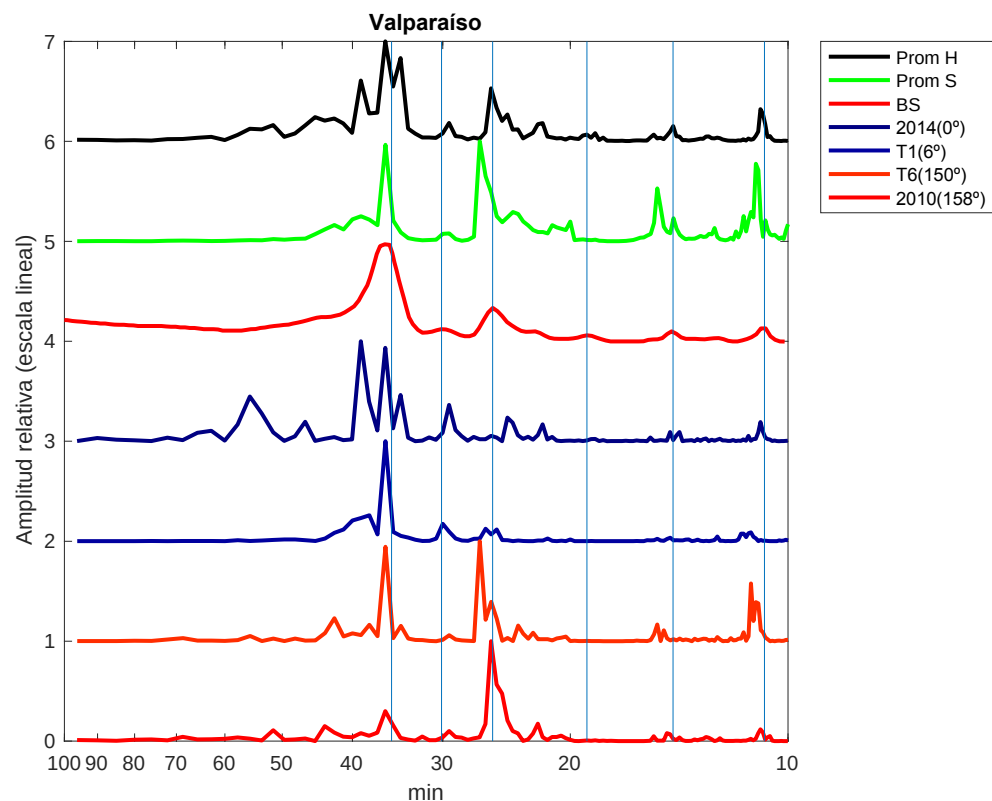


Figura 6-6: Selección de terremotos para Valparaíso

Se aprecia en la figura 6-6 algunos registros de tsunamis, tanto históricos como simulados de la bahía de Valparaíso.

Con respecto a los terremotos históricos, se ve que la respuesta del terremoto del 2014, el cual viene del norte, tiene un único pico cercano al período fundamental, y el resto de los máximos más pequeños no son significativos. El único terremoto que tiene un ángulo de incidencia desde el sur y tiene registro en el mareógrafo de Valparaíso es el terremoto de Maule del 2010. En la respuesta espectral de este terremoto, su máximo se encuentra en el tercer período encontrado por Cortés y Catalán, de valor 25.6 minutos. Evidenciando una transición desde periodos más altos, cercanos a los 35 minutos en terremotos históricos provenientes del norte hacia periodos más bajos, de 25.6 minutos provenientes del sur. Esto se complementa en la figura 5-18 la cual muestra todos los terremotos históricos para Valparaíso y como se menciona, la distribución de períodos pico va de mayor a menor.

Para la respuesta de los terremotos simulados, se puede apreciar que el modo fundamental progresivamente deja de ser el periodo con mayor potencia cuando se analizan los resultados desde el norte hacia el sur. Aquí, en la figura 6-6, complementado con la figura 5-17 se puede apreciar la evolución que tiene el modo asociado al periodo de los 25.6 minutos. Esto último, coincide con lo sucedido con la respuesta de los terremotos históricos.

Analizando el promedio de las respuestas, se puede ver que el promedio de la respuesta para los terremotos históricos coincide de buena forma y casi en su totalidad con el espectro de fondo. Con respecto al promedio de las respuestas de terremotos simulados, se muestran los dos picos asociados al promedio de la respuesta por la variación al ángulo de incidencia, del norte y del sur. Es importante mencionar que todos los terremotos históricos, salvo el terremoto del 2010, vienen del norte, por lo que el promedio de los terremotos históricos tiende a mostrar la respuesta del “norte” del ángulo.

Considerando los dos análisis, tanto de terremotos históricos como de terremotos simulados, se llega a la conclusión de que la bahía de Valparaíso no tiene una respuesta única para distintos escenarios de tsunami, donde en específico se trataría de sensibilidad direccional. Esto último se concluye debido a que la respuesta de los terremotos históricos coincide con la respuesta de los terremotos simulados y muestran el mismo comportamiento.

6.2.7 San Antonio

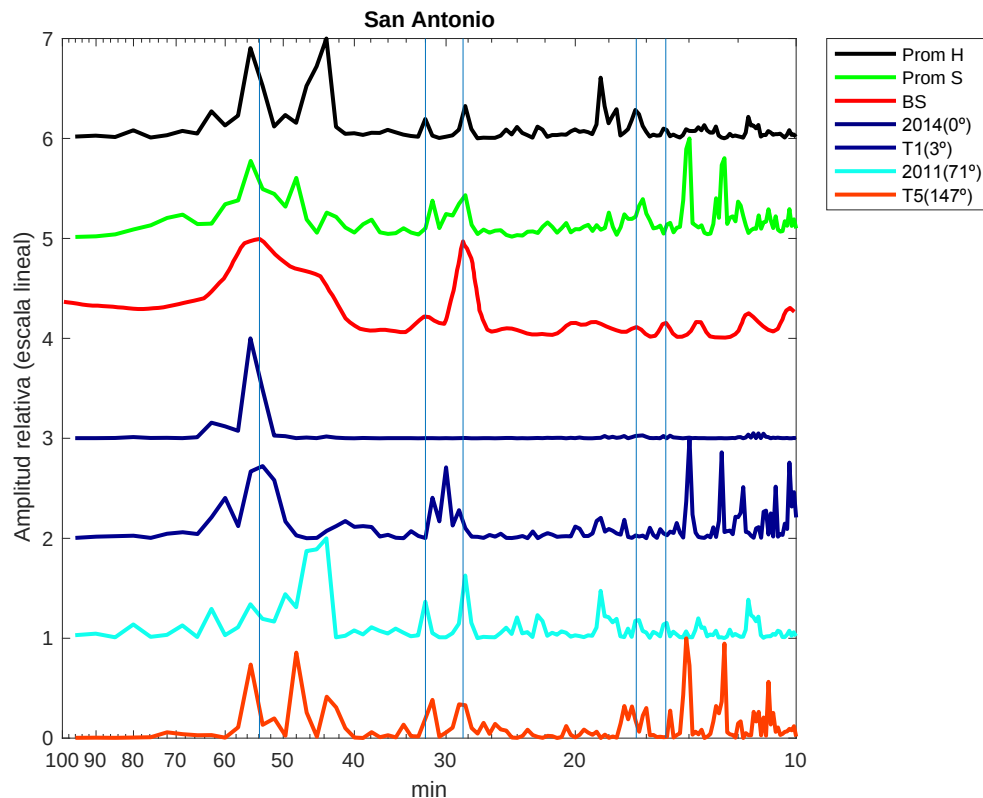


Figura 6-7: Selección de terremotos para San Antonio

La figura 6-7 muestra dos registros de tsunamis históricos (del 2014 y del 2011), dos terremotos simulados (T1 y T5) y el promedio de los terremotos históricos y simulados más el espectro de fondo de la bahía encontrado por Cortés y Catalán.

Se aprecia en la figura, que el terremoto del 2014 genera un único pico, el cual sucede en el período fundamental de la bahía de San Antonio, de 53.89 minutos, este espectro de respuesta es único entre los espectros de respuesta debido a que todos los otros terremotos, tanto simulados como históricos tienen más energía en otros modos, como se aprecia en la figura 5-20. Por otra parte, el terremoto del 2011 tiene un comportamiento similar al de los terremotos simulados y también su respuesta es más parecida al espectro de fondo de la bahía.

Es difícil notar una tendencia para los terremotos históricos debido al hecho de que no existen registros de terremotos históricos que tengan un ángulo de incidencia mayor a los 71°

grados, lo que significa que no se cuenta con la estadística suficiente para mostrar una tendencia de dependencia.

Por otra parte, en relación a la respuesta de los terremotos simulados, estas se comportan de forma muy parecida, donde se reconocen tres bandas de periodos donde se produce concentración energética: períodos altos, donde se incluye el periodo fundamental (40 – 60 minutos), períodos medios (banda cercana a los 30 minutos) y períodos bajos, (bajo 15 minutos). Esta tendencia de promedio para los terremotos simulados no solo ocurre en los terremotos 1 y 5 mostrados en la figura 6-7, si no que esto también se manifiesta con el resto de los terremotos simulados, que se encuentran en la figura 5-19.

Respecto a los promedios de la respuesta de terremotos históricos y simulados, se puede ver que el promedio de los terremotos simulados muestra un pico cercano a los 14 minutos que no se observa en el promedio de los terremotos históricos, donde este último tiene una forma bi-modal con los picos más en periodos más altos.

En relación de espectro de fondo, se puede ver que presenta una similitud en la forma con el promedio de los terremotos simulados, de hecho, si no se considerara el máximo en los 14 minutos, sería prácticamente igual. Por otra parte, para los terremotos históricos se ve que difiere con respecto al espectro de fondo, al tener esos picos 56 y 44 minutos y no presentar el pico de los 28 minutos bien marcado.

Ante la falta de información de terremotos históricos y considerando el total de los registros, puede concluir que la bahía de San Antonio se comporta de manera similar a los distintos terremotos simulados, por lo que se descarta una sensibilidad direccional.

6.3 Períodos fundamentales mediante modelos simplificados.

A continuación se calcularán los períodos fundamentales de las bahías mediante la utilización de las ecuaciones propuestas por Rabinovich (2009). Aquí, al ser tipos de bahías, se ocupará la ecuación propuesta para cuencas de tipo Semi-Circular y de dimensiones Semi-Paraboloide. La ecuación es la siguiente:

$$T_0 = 2.220 \left(\frac{2L}{\sqrt{gh_1}} \right)$$

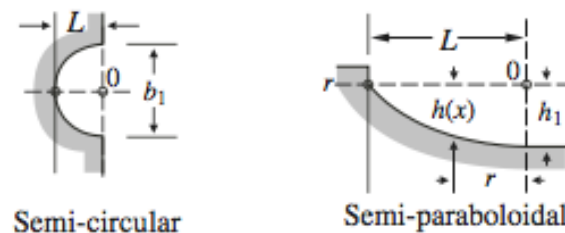


Figura 6-8: Parámetros para cálculo de períodos (Fuente: Rabinovich (2009))

En donde las variables (L y h_1) se encuentran definidas por la figura 6-8.

Para las bahías estudiadas, los resultados obtenidos son presentados en la tabla 6-1.

	Arica	Iquique	Tocopilla	Antofagasta	Coquimbo	Valparaíso	San Antonio
h_1 [m]	15.5	51.3	52.5	166.6	132.4	67.5	137.1
L [km]	2.9	4.1	1.6	19.2	10.9	7.4	11.6
T_0 [min]	17.4	13.5	5.2	35.1	22.4	21.3	23.4
T Fundamentales encontrados [min]	48.6	53.9	22.8	42.7	44.5	35.3	53.8
Diferencia porcentual [%]	64,2%	75,0%	77,2%	17,8%	49,7%	39,7%	56,5%

Tabla 6-1: Cálculo períodos fundamentales por ecuación

La fórmula presentada por Rabinovich (2009) para el cálculo de periodos fundamentales en general no calza muy bien con los periodos encontrados por Cortés y Catalán (2016) para las bahías estudiadas, principalmente por el hecho de que este cálculo de periodos fundamentales por la

fórmula planteada se basa en el cálculo del periodo de la bahía, donde por otra parte, los periodos encontrados por Cortés y Catalán (2016) fueron encontrados por métodos de análisis de series de tiempo de maremotos y de espectros de fondo además de resolver las resolviendo los valores propios asociados a las ecuaciones LSWE asociadas a la batimetría de la bahía, por lo tanto, se produce que sea imposible diferenciar entre modos de plataforma y modos locales de bahía. Por otra parte, si se puede apreciar, que aunque la fórmula no de resultados exactos sobre los periodos fundamentales, esta si entregue directrices sobre los parámetros los cuales son sensibles los periodos fundamentales, los cuales son la altura promedio h y el largo L de la bahía. Esto último, se confirma ya que las bahías que tienen los mayores periodos calculados (Antofagasta y San Antonio) son las bahías que presentan los mayores periodos locales. Es importante destacar, que la bahía de Iquique está influenciada por los modos de plataforma (Cortés y Catalán (2016)) por lo que en base a los fundamentos del cálculo del periodo no debería tomarse en cuenta.

6.4 Clasificación

Ya estudiadas las siete bahías, donde al menos existe una de cada tipo propuestas por Cortés y Catalán (2016), se llega a la conclusión de que efectivamente en algunas bahías sí existe una sensibilidad direccional y/o sensibilidad al evento en el marco de la respuesta espectral de tsunamis, lo que en cualquier manera rompe el la creencia de que las bahías tienen un único comportamiento a distintos tsunamis.

Se proponen tres clasificaciones para las bahías:

1. Bahías sin sensibilidad: Tocopilla – Antofagasta – Coquimbo – San Antonio
2. Bahías con sensibilidad
 - a. Bahías con sensibilidad al evento y sin sensibilidad a la dirección del tsunami:
Iquique – Arica.
 - b. Bahías con sensibilidad al evento y con sensibilidad a la dirección del tsunami:
Valparaíso

6.5 Parámetros topo-batimétricos

Se realizaron mediciones geográficas para ayudar a comprender más aun estas clasificaciones encontradas en los espectros de respuesta. Estas mediciones consisten en dos mediciones de área, una desde la línea de costa hasta la línea de definición de la bahía (A1) y la otra desde la línea de costa hasta la curva de nivel de -200 metros de profundidad (A2). También se realizaron mediciones de largo, como lo es L1, la cual marca la extensión de la línea de definición de la bahía, L2 la cual muestra la distancia máxima entre la línea de definición y la línea costera, en ángulo recto, y L3 la cual muestra la distancia máxima entre la cota de 200 metros de profundidad y la línea de costa L4 es la medida en la proyección de L3 hasta la línea de definición de la bahía. En la figura 6-9 se ven estas medidas con mayor claridad para la bahía de Iquique.

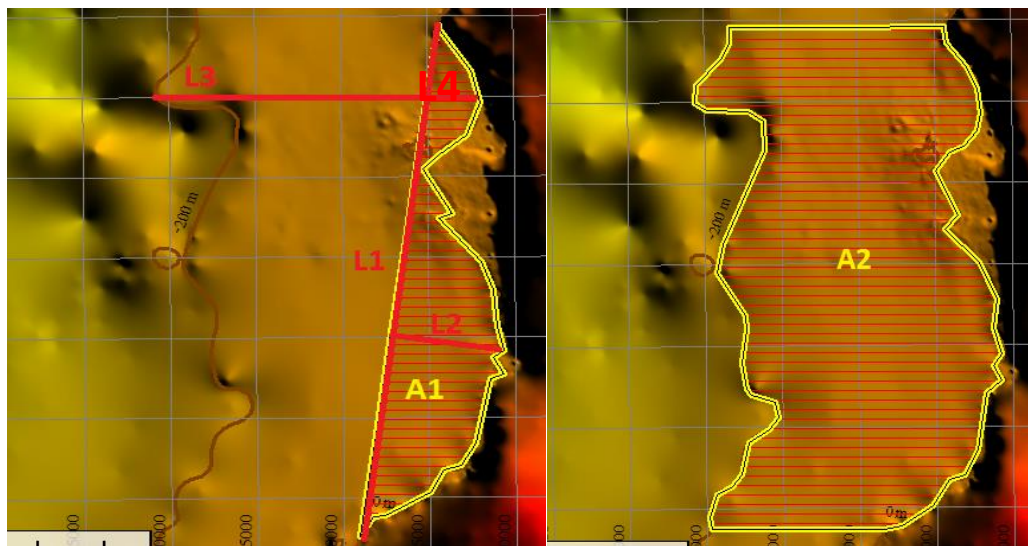


Figura 6-9: Mediciones geográficas de la bahía de Iquique

La siguiente tabla (Tabla 6-2) resume las mediciones realizadas a las distintas bahías.

Medición	Arica	Iquique	Tocopilla	Antofagasta	Coquimbo	Valparaíso	San Antonio
A1 [km ²]	14	54	11	489	186	141	348
A2 [km ²]	160	205	33	523	229	439	821
L1 [km]	7.4	22.4	9.1	33.3	28.1	24.5	40.8
L2 [km]	2.9	4.1	1.6	19.2	10.9	7.4	11.6
L3 [km]	24.8	12.1	7.7	26.7	14.1	22.3	30.3
L4 [km]	2.5	1.9	1.7	22	11.1	7.2	11.5
h [m]	15.5	51.3	52.5	166.6	132.4	67.5	137.1

Tabla 6-2: Mediciones

El parámetro h es la profundidad promedio de la bahía en la línea de definición de la bahía ($L1$).

Para comparar de manera relativa estas bahías, se consideraron cinco parámetros:

- $P1 = A1/A2$: Es representativo del % de la bahía que se encuentra definida con respecto a la curva de nivel de los 200 metros.
- $P2 = A1/(L1 * L2)$: Da una idea de la potencial área que está cubierta por topografía, es una medida del % de mar que tiene la bahía definida.
- $P3 = L1/L2$: Describe un parámetro de forma de la bahía, entre más grande más alargada, más pequeña es más estrecha. Está también asociada al grado de definición de la bahía.
- $P4 = \frac{A2-A1}{L1*(L3-L4)}$: Parecido al P2 solo que ahora se relaciona con el % de área fuera de la definición de la bahía.
- $P5 = \frac{h}{L2*1000}$: Es la pendiente que tiene la bahía. Promedio

Es importante mencionar, que para el caso de Arica, esta es una bahía que debe ser tratada con cuidado debido a que esta bahía se encuentra en el lugar donde se produce la inclinación de la costa Peruana con respecto al territorio nacional.

Los resultados para todas las bahías se muestran en la tabla 6-3

	Arica	Iquique	Tocopilla	Antofagasta	Coquimbo	Valparaíso	San Antonio
Tipo	PE-MD	PE-MD	PE-PD	GE-AD	GE-AD	SVB	PE-AD
P1	0.09	0.26	0.33	0.93	0.81	0.32	0.42
P2	0.65	0.59	0.76	0.76	0.61	0.78	0.74
P3	2.55	5.46	5.69	1.73	2.58	3.31	3.52
P4	0.88	0.66	0.40	0.22	0.51	0.81	0.62
P5	0.53%	1.25%	3.28%	0.87%	1.21%	0.91%	1.18%

Tabla 6-3: Parámetros

La fila “Tipo” muestra que clasificación se dio según Cortés y Catalán (2016):

- GE-AD: Bahías de Gran Extensión y Alta Definición
- PE-AD: Bahías de Poca Extensión y Alta Definición
- PE-MD: Bahías de Poca Extensión y Mediana Definición
- SVB: Sistemas de Varias Bahías
- PE-PD: Bahías de Poca Extensión y Poca Definición.

Analizando los resultados obtenidos de la medición de los parámetros, se puede observar, que respecto al parámetro P1, que indica el % de área que queda definida respecto a la línea de 200 metros, que Arica por lejos es la bahía que tiene una menor área de definición de la bahía, siendo esta una bahía poco profunda. Por otra parte, Antofagasta es la bahía con mayor valor del parámetro, lo que significa que esta es una bahía profunda. A modo global, se observa que las bahías de la categoría “Extensas y con alta definición” son las que tienen el mayor porcentaje asociadas (Antofagasta y Coquimbo). Relacionado este parámetro respecto a la sensibilidad direccional, se aprecia que las bahías con menor valor numérico de este parámetro (Arica, Iquique y Valparaíso) son las bahías que presentan una evidencia de sensibilidad.

El parámetro 2 (P2) muestra el porcentaje de efectividad de la bahía con respecto a un polígono formado por la línea de definición de ésta, mostrando así una relación agua/tierra de la bahía. Se puede ver, que la bahía de Iquique es la de menor porcentaje, con 59% de agua y el resto entre el 65% y el 78%. No se ve una tendencia por mayor son todos resultados relativamente parejos, excepto Iquique que tiene un 0.59 % de agua, todos las otras bahías tienen cercano al 76%.

El parámetro 3 muestra la definición de la bahía, los resultados son consistentes con las observaciones realizadas por Cortés y Catalán (2016) donde las bahías bien definidas están entre 1.7 (Antofagasta) y 3.5 (San Antonio). Tocopilla e Iquique son catalogadas como poca y mediana definición, como se ve en los resultados. Arica numéricamente se encuentra en el caso de las bahías bien definidas, quizás por la inclinación características de las costa al norte de esta bahía.

Los resultados asociados al parámetro 4 muestran una tendencia a que las bahías que presentan sensibilidad muestren un valor numérico del parámetro mayor. Aquí, se puede ver que las bahías de Arica, Iquique y Valparaíso son las tres bahías que presentan el mayor parámetro y son las únicas tres que presentan evidencias de sensibilidad direccional.

La pendiente permite mostrar qué tan abrupta es el la batimetría de las bahías. Aquí, se puede ver que la bahía de Arica tiene la pendiente más baja, con un 0.53% y Tocopilla es la más alta, con un 3.28%

Analizando los resultados globalmente y comparando los resultados de las distintas bahías, puede ver que las tres bahías que presentan sensibilidad coinciden en dos parámetros: en el % de área dado por la línea de definición de la bahía y la cota de los 200 metros (P1) y el parámetro 4 que relaciona el área fuera de la definición que está contenido dentro de los 200 metros.

Por otra parte, considerando el grado de definición de las bahías, es consistente el hecho de que las bahías, por mayor grado de definición de estas, tienen períodos resonantes locales de bahía más marcados, como lo es Antofagasta, Coquimbo y San Antonio, las cuales tienen grados de definición bastante altos, facilitando el atrapamiento de las olas.

La idea expuesta en los párrafos anteriores da cuenta de diferenciar los elementos topobatimétricos que podrían tener las bahías que presentan sensibilidad en su espectro de respuesta. Es aquí, donde se puede ver que las bahías que presentan un alto grado de definición no muestran evidencia de sensibilidad de la bahía, si no que su comportamiento está ligado más a los modos locales. Además, el estudio de los parámetros permite mostrar que las bahías que si presentan sensibilidad son aquellas que, aparte de no tener un alto grado de definición, presentan una pendiente baja. Por último, el parámetro 1 muestra además que las bahías que presentan sensibilidad tienen una extensa área sobre los 200 metros en relación la línea de definición de la bahía, la cual muestra la extensión de la pendiente hacia el océano, lo que se complementa con el parámetro 4 el cual muestra el potencial, del área fuera de la definición de la bahía, que se encuentra sobre los 200 metros.

Finalmente y debido a lo anterior, se podría decir que la sensibilidad de la bahía ante los eventos de terremotos o direcciones de aproximación podría estar ligada a los modos de plataforma más que a los modos locales de resonancia. Esto, ya que la resonancia de plataforma está ligada a características de la plataforma oceánica, fuera de la definición de la bahía, donde esta última es la encargada de definir los modos locales de resonancia. Para confirmar esta idea, se sugiere que se realice un mayor estudio de las propiedades físicas de la batimetría con una mayor caracterización de las distintas áreas mencionadas en esta memoria. Además, el estudio de otras bahías podría agregar mayor información para poder complementar la investigación y así corroborar esta hipótesis de que la sensibilidad direccional este ligada a los modos de plataforma.

7 Conclusiones

Durante el desarrollo de esta investigación, se realizaron análisis espectral a las distintas series de tiempo de los terremotos simulados e históricos donde se estudió la respuesta espectral de estas bahías. Por parte de los terremotos simulados, consistió en una simulación de 6 terremotos por bahía, donde boyas a 10 metros de profundidad midieron la altura de las olas en una ventana de tiempo de 24 horas. Estos parámetros (ej.: 24 horas, 6 terremotos, 10 metros) fueron definidos de acuerdo a generar las mejores condiciones para la simulación de los terremotos en el software COMCOT.

Para los terremotos históricos, se analizaron las series de tiempo de los mareógrafos del SHOA que se encuentran en las ciudades asociadas a las bahías, esto consistió en extraer 24 horas de la serie de tiempo de las mareógrafos, que previamente se les había realizado un filtro para eliminar la marea y luego de esa serie de tiempo realizar el análisis.

Finalmente, los datos de la serie de tiempo se analizaron con el software Matlab, donde se generaron scripts que permitían realizar el análisis de Fourier y representar los datos de manera gráfica para la fácil comprensión de estos.

Es importante considerar que pueden existir algunas fuentes de error en los resultados, como son errores de medición, en específico, de los datos de mareógrafos para determinar la serie de tiempo de los terremotos histórico. Otra fuente de error que se puede evidenciar, son errores que se producen al analizar los resultados de las simulaciones, que al utilizar las grillas de cierta precisión podrían influir en los resultados. Además, la consideración de una falla plana y homogénea podría a su vez influenciar en lo que corresponde a la comparación de los terremotos simulados con el análisis de los terremotos históricos, pero esto está considerado dentro de los alcances de la investigación. Vale mencionar, que se tomaron las medidas correspondientes para evitar estos errores aunque no asegura su completa eliminación.

En cuanto a los resultados, se verificaron que se encontraron los mismos períodos resonantes que los encontrados por Cortés y Catalán (2016) donde además el promedio de los terremotos históricos se asemeja bastante al espectro de fondo encontrado por los mismos autores. Se encontró también que efectivamente existen bahías las cuales tienen un comportamiento sensitivo de acuerdo al terremoto que genera los maremotos, en específico, se encontró que las bahías de Arica e Iquique son sensibles al evento y Valparaíso es sensible a la dirección de aproximación del tsunami. El resto de las bahías estudiadas no presentan evidencia de sensibilidad, ni al evento ni por dirección de aproximación que se concluye por un comportamiento es similar e invariante tanto al evento como a la dirección.

Se analizaron también características físicas de las bahías encontrándose así que las bahías que tienen sensibilidad tienden a tener una mayor cantidad de área, absoluta y potencial, fuera de la línea de definición de la bahía, lo que sumado además a la mediana o baja definición de la bahía, podrían ser un indicador de que la sensibilidad podría estar ligada más a los modos de plataforma que a los modos locales de bahía. También, con las características locales se encuentra que las bahías muy definidas como Antofagasta, Coquimbo y San Antonio podrían tener características resonantes similares debido al atrapamiento de las olas, siendo los modos resonantes de bahía los más importantes en la resonancia.

El desafío futuro que se debe tomar en cuenta con este trabajo, es el de considerar que si existen bahías que tienen una cierta dependencia al tsunami, da cuenta de que la hipótesis de la respuesta espectral única para las distintas bahías no es siempre correcta. Esto último, además de ser un aporte directo a la ciencia, podría verse relacionado con el diseño de obras marítimas que se vean afectadas por tsunamis y que se considere la variable espectral en su diseño, además, podría servir para realizar protocolos de emergencia más eficientes y seguros a la medida que se conozca mayor información sobre la respuesta de las bahías. El hecho de que la respuesta muestre una variabilidad a la ubicación del sismo generador del tsunami podría darse como base para estudiar la sensibilidad de otros parámetros en la generación de tsunamis por sismos, como por ejemplo la heterogeneidad de fallas o la profundidad del sismo.

8 Referencias

- Abe, K. (2011), Synthesis of a tsunami spectrum in a semi-enclosed basin using its background spectrum, *Pure Appl. Geophys.*, 168(6–7), 1101–1112, doi:10.1007/s00024-010-0222-x.
- Aránguiz, R. (2015), Chapter 6—Tsunami resonance in the Bay of Concepcion (Chile) and the effect of future events, in *Handbook of Coastal Disaster Mitigation for Engineers and Planners*, edited by M. Esteban, H. Takagi, and T. Shibayama, pp. 93–113, Butterworth-Heinemann, Boston, Mass, doi:10.1016/B978-0-12-801060-0.00006-X.
- Aránguiz, R., G. González, J. González, P. A. Catalán, R. Cienfuegos, Y. Yagi, R. Okuwaki, L. Urra, K. Contreras, I. Del Rio, and C. Rojas (2016), The 16 September 2015 Chile Tsunami from the post-tsunami survey and numerical modeling perspectives, *Pure Appl. Geophys.*, 173(2), 333–348, doi:10.1007/s00024-015-1225-4.
- Bellotti G, Briganti R, Beltrami GM (2012) The combined role of bay and shelf modes in tsunami amplification along the coast. *J Geophys Res* 117:C08027. doi:10.1029/2012JC008061
- Catalán, P. A., et al. (2015), The 1 April 2014 Pisagua tsunami: Observations and modeling, *Geophys. Res. Lett.*, 42, 2918–2925, doi:10.1002/2015GL063333.
- Cortés, P., P. A. Catalán, R. Aránguiz, and G. Bellotti (2017), Tsunami and shelf resonance on the northern Chile coast, *J. Geophys. Res. Oceans*, 122, doi:10.1002/2017JC012922.
- Cortés, P. and P. Catalán (2016), *Atlas de Resonancia de Tsunami*, Reporte CIGIDEN.
- Fritz, H. M., Petroff, C. M., Catalán, P. A., Cienfuegos, R., Winckler, P., Kalligeris, N., Weiss, R., Bariantos, S., Meneses, G., Valderas, C., Ebeling, C., Papadopoulos, A., Contreras, M., Almar, R., Dominguez, J. C., & Synolakis, C. E., (2011) “Field Survey of the 27 February 2010 Chile Tsunami”, *Pure and Applied. Geophysics. Springer Basel AG*.
- He, J., and Z.-F. Fu (Eds.) (2001), *Modal Analysis*, pp. 291, Butterworth-Heinemann, Oxford, U. K., doi:10.1016/B978-0-7506-5079-3.50016-4.
- Horrillo, J., W. Knight, and Z. Kowalik (2008), The Kuril Islands Tsunami of November 2006, Part II: Impact at Crescent City by local enhancement, *J. Geophys. Res.*, 113, C01020, doi:10.1029/2007JC004404.
- Miller, G.R., *Relative spectra of tsunamis*, Publ. HIG-72-& 7 pp. Hawaii Inst. of Geophys., Honolulu, 1972.
- Tolkova, E., and W. Power (2011), Obtaining natural oscillatory modes of bays and harbors via empirical orthogonal function analysis of tsunami wave fields, *Ocean Dyn.*, 61(6), 731–751, doi:10.1007/s10236-011-0388-5.

- Power, W., and E. Tolkova (2013), Forecasting tsunamis in Poverty Bay, New Zealand, with deep-ocean gauges, *Ocean Dyn.*, 63(11–12), 1213–1232, doi:10.1007/s10236-013-0665-6.
- Rabinovich, A. B. (1997), Spectral analysis of tsunami waves: Separation of source and topography effects, *J. Geophys. Res.*, 102(C6), 12,663– 12,676, doi:10.1029/97JC00479.
- Rabinovich, A. (2009), Seiches and harbor oscillations, in *Handbook of Coastal and Ocean Engineering*, edited by Y. C. Kim, pp. 193–236, World Sci., Singapore.
- Riquelme, S., Mocanu, M. (2011). Informe Técnico: Desarrollo de una base de datos de fuentes tsunamigenicas para Chile, proyecto SHOA-Universidad de Chile
- Xing X, Kou Z, Huang Z, Lee J-J (2013) Frequency domain response at Pacific coast harbors to major tsunamis of 2005–2011. *Pure Appl Geophys.* doi:10.1007/s00024-012-0526-0
- Yamazaki, Y., and K. F. Cheung (2011), Shelf resonance and impact of near-field tsunami generated by the 2010 Chile earthquake, *Geophys. Res. Lett.*, 38), L12605, doi:10.1029/2011GL047508.
- Zaytsev, O., A. B. Rabinovich, and R. E. Thomson Cheung (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, *Pure Appl. Geophys.*, 173(12), 4139–4178, doi:10.1007/s00024-016- 1407-8.

9 ANEXOS

A. Oscilaciones de Fondo

A.1. Arica

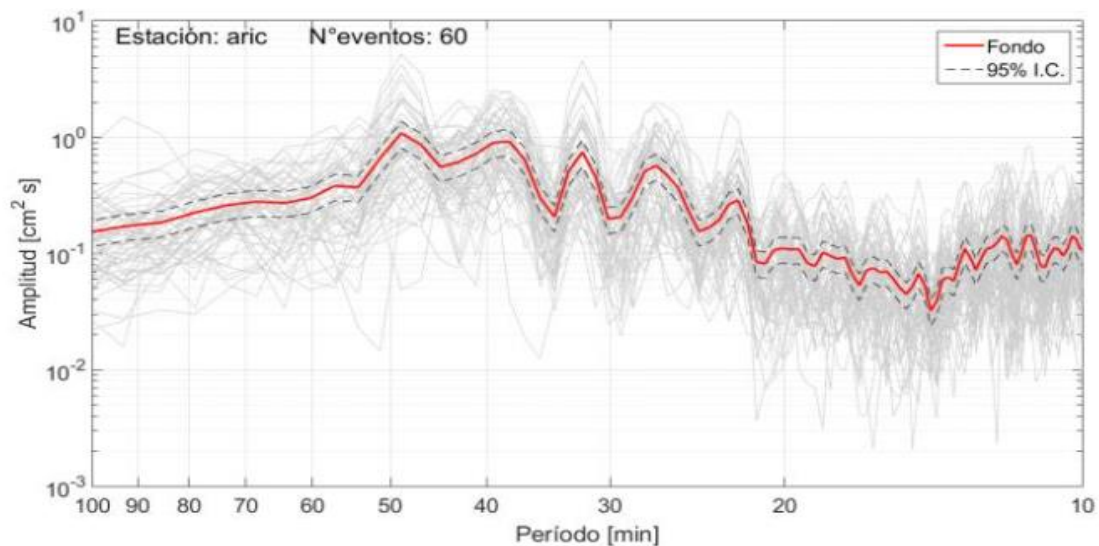


Figura 9-1: Espectro de fondo para Arica (Fuente: Cortés y Catalán (2016))

A.2. Iquique

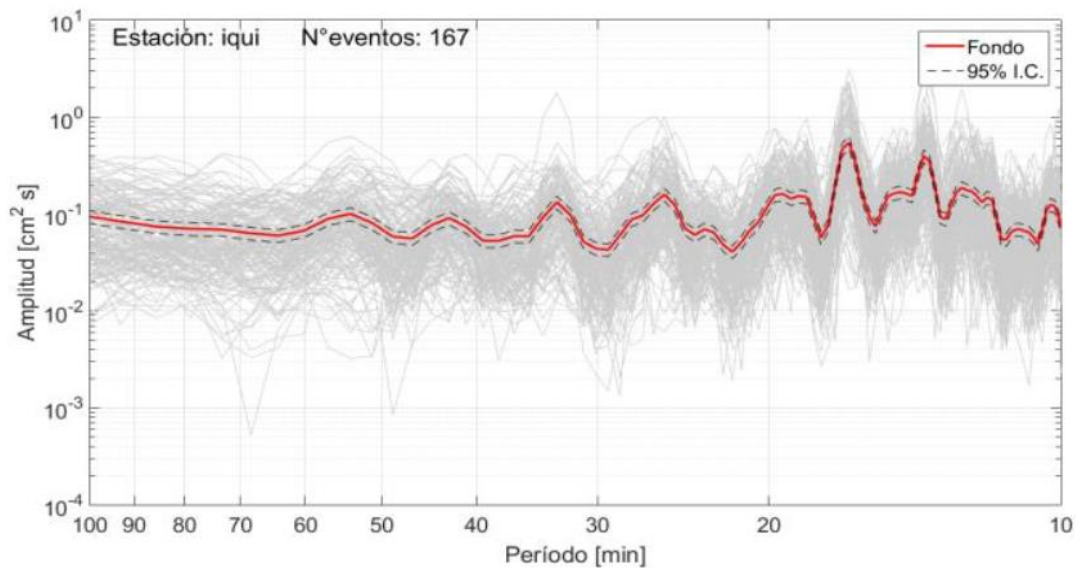


Figura 9-2: Espectro de fondo para Iquique (Fuente: Cortés y Catalán (2016))

A.3. Tocopilla

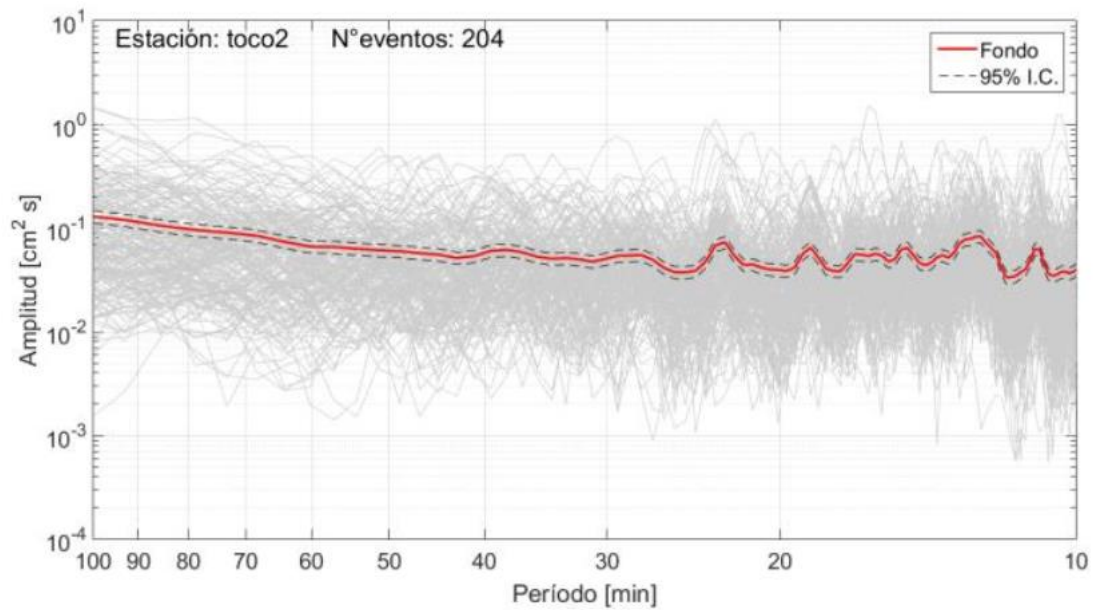


Figura 9-3: Espectro de fondo para Tocopilla (Fuente: Cortés y Catalán (2016))

A.4. Antofagasta

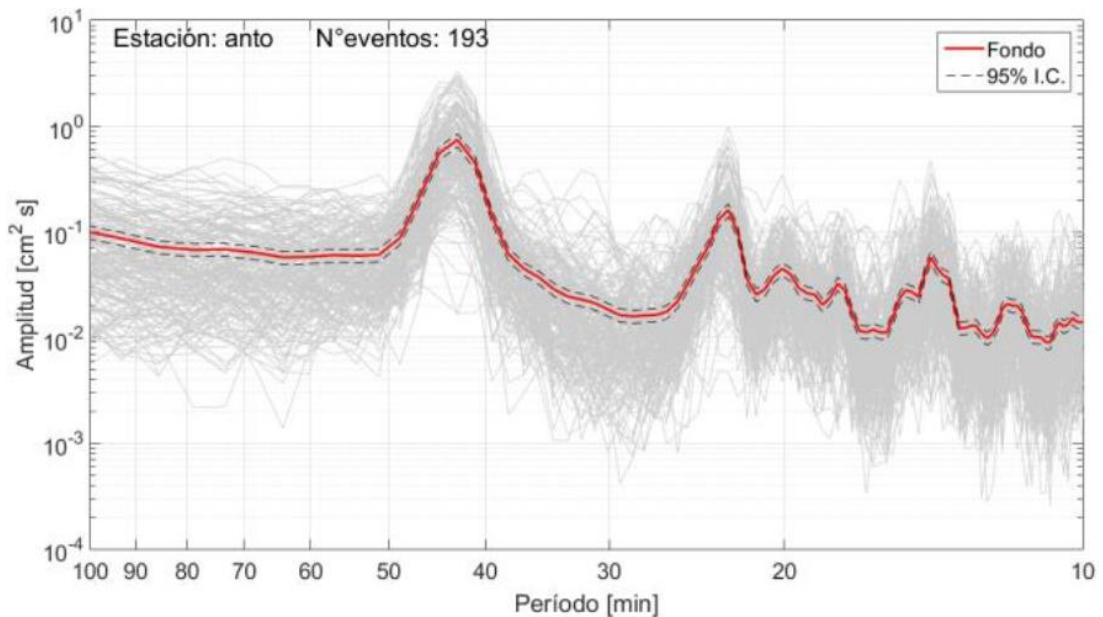


Figura 9-4: Espectro de fondo para Antofagasta (Fuente: Cortés y Catalán (2016))

A.5 Coquimbo

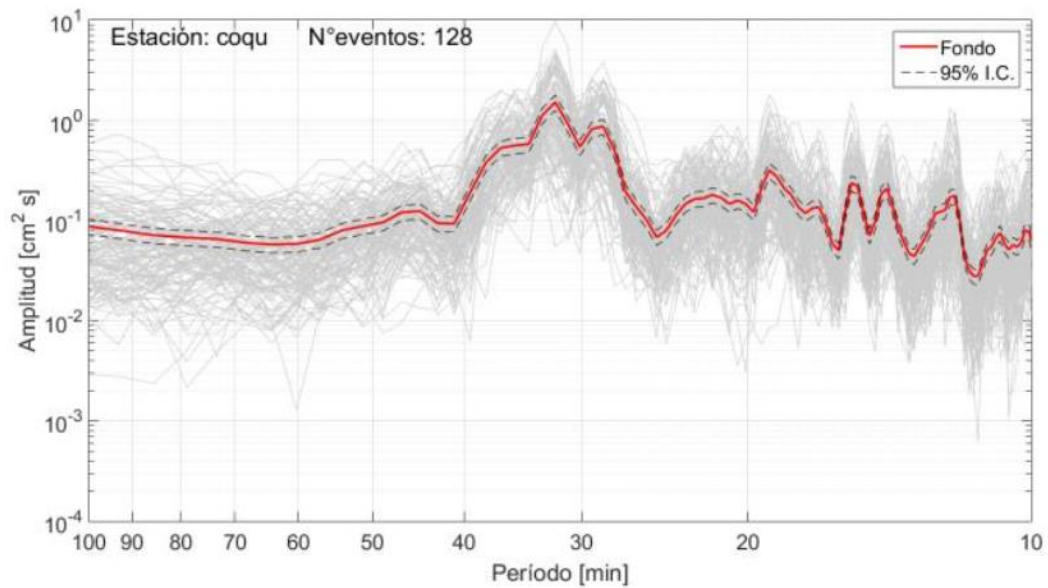


Figura 9-5: Espectro de fondo para Coquimbo (Fuente: Cortés y Catalán (2016))

A.6 Valparaíso

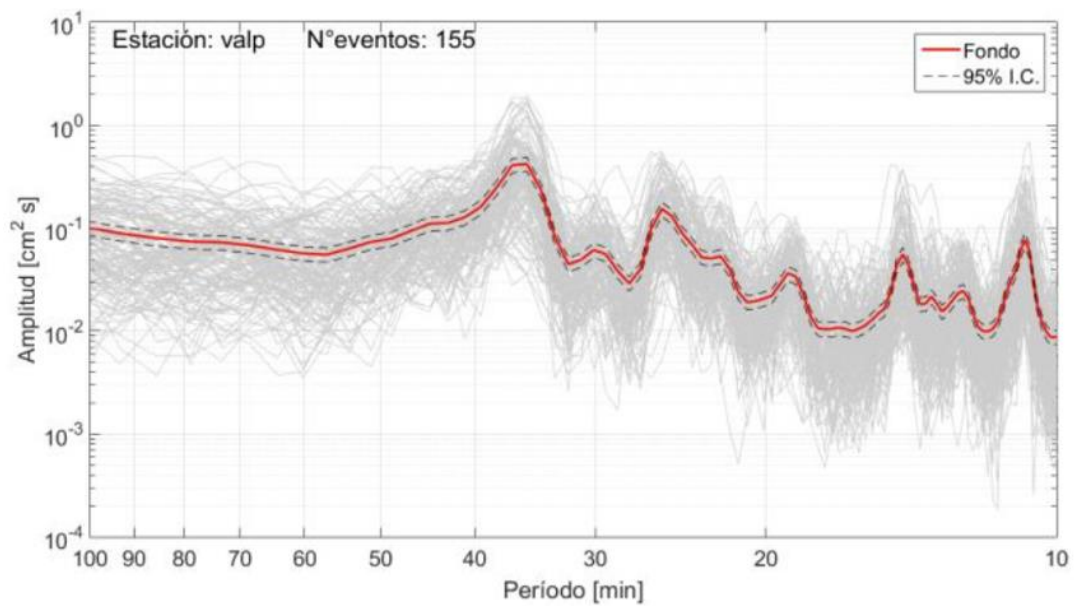


Figura 9-6: Espectro de fondo para Valparaíso (Fuente: Cortés y Catalán (2016))

A.7 San Antonio

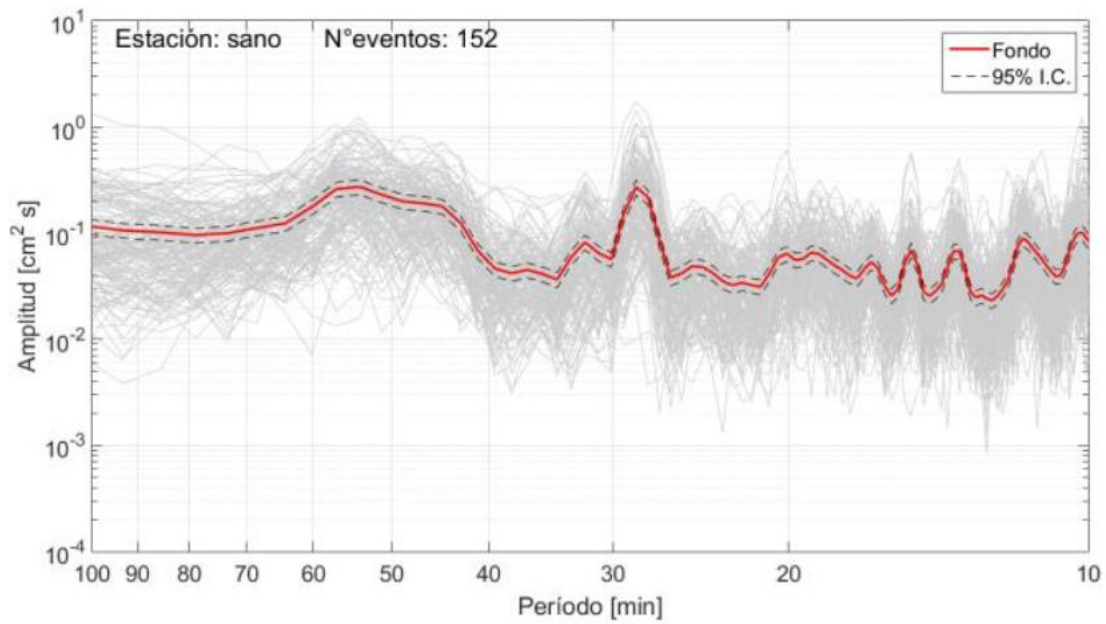


Figura 9-7: Espectro de fondo para San Antonio (Fuente: Cortés y Catalán (2016))