



UNIVERSIDAD TECNICA
FEDERICO SANTA MARIA

DEPARTAMENTO DE OBRAS CIVILES
VALPARAÍSO - CHILE

Impacto potencial de tsunamis volcánicos en la costa de Chile

Memoria de Título presentada por

Nelson Zamora Díaz

como requisito parcial para optar al título de la carrera de

Ingeniería Civil

Profesor Guía
Patricio Andrés Catalán Mondaca

Junio de 2026



CONSTANCIA DE VALIDACIÓN Y CONFIDENCIALIDAD DE MONOGRAFÍA A REPOSITORIO ACADÉMICO

1.- IDENTIFICACIÓN DEL TRABAJO ACADÉMICO

Tipo de monografía (marcar una opción): ☒ Memoria o trabajo de título ☐ Tesis de Postgrado

Título del trabajo: Impacto potencial de tsunamis volcánicos en la costa de Chile.

Nombre del candidato(a): Nelson Alejandro Zamora Díaz.

Carrera / Grado: Ingeniería Civil.

Campus: Casa Central. Departamento: Obras civiles.

2.- VALIDACIÓN DEL PROFESOR GUÍA/DIRECTOR DE TESIS

Yo, _PATRICIO CATALAN_, en mi calidad de profesor(a) guía/director(a) del trabajo académico mencionado anteriormente

DEJO CONSTANCIA que:

- He revisado esta versión del documento y corresponde a la versión final aprobada del trabajo.
- El trabajo cumple con los requisitos académicos y de formato establecidos por la institución.

3.- EVALUACIÓN DE CONFIDENCIALIDAD POR PROPIEDAD INDUSTRIAL (marcar una opción)

X El trabajo **NO contiene** información que amerite confidencialidad y puede ser publicado de inmediato en repositorio con acceso abierto.

☐ El trabajo **CONTIENE** información con potenciales implicancias de propiedad industrial o intelectual y requiere un periodo de confidencialidad (**embargo**) por (marcar una opción):

☐ 6 meses ☐ 12 meses ☐ 2 años ☐ 3 años ☐ 5 años ☐ 10 años

Fundamentación de la necesidad de confidencialidad (obligatorio si se solicita embargo):

4.- FIRMAS

Profesor(a) guía o director(a) de memoria o tesis:

Fecha: __30 JULIO 2026__ Firma: 

Estudiante o Candidato(a):



Fecha: 29-07-2026

Firma: _____



UNIVERSIDAD TECNICA
FEDERICO SANTA MARIA

TITULO DE LA MEMORIA:

Impacto potencial de tsunamis volcánicos en la costa de Chile

AUTOR:

Nelson Alejandro Zamora Díaz

TRABAJO DE MEMORIA, presentado como requisito parcial para optar al título de la carrera de INGENIERIA CIVIL de la Universidad Técnica Federico Santa María.

	<u>Nombre</u>	<u>Firma</u>
Prof. Guía		
Miembro 1 Comisión		
Miembro 2 Comisión		

Valparaíso, Chile, junio de 2026

Resumen

La erupción del volcán Hunga Tonga Hunga Ha'apai (HTHH), ocurrida el 15 de enero de 2022, generó uno de los tsunamis volcánicos más importantes registrados instrumentalmente, produciendo perturbaciones oceánicas y atmosféricas detectadas a escala global. En este contexto, el objetivo de esta investigación fue evaluar la respuesta de la costa de Chile frente a tsunamis volcánicos remotos generados en el Pacífico sur mediante simulaciones numéricas utilizando el modelo FUNWAVE-TVD.

Se implementó una configuración numérica para representar la propagación transoceánica del tsunami y su interacción con el borde costero chileno, considerando forzamientos atmosféricos asociados al evento HTHH y distintos escenarios volcánicos potencialmente tsunamigénicos. Los resultados se validaron mediante comparación con registros mareográficos observados.

Las simulaciones reprodujeron razonablemente los principales trenes de ondas observados durante el evento de Tonga, obteniendo amplitudes del mismo orden de magnitud en diversos mareógrafos del país. Dichos resultados evidencian que la respuesta de la costa chilena depende tanto de la localización de la fuente eruptiva como de las características geométricas y batimétricas locales.

El análisis de los escenarios identificó a Raoul Island como la fuente con mayor potencial tsunamigénico relativo para Chile, mientras que las estaciones más sensibles corresponden a Puerto Montt, Castro y Puerto Aguirre. Asimismo, Rapa Nui presentó la máxima respuesta simulada, alcanzando una amplitud 2,63 veces mayor que la obtenida para el tsunami HTHH.

Finalmente, este trabajo contribuye a comprender la amenaza asociada a eventos eruptivos remotos que podrían afectar a Chile, aportando antecedentes para la evaluación y gestión del riesgo de tsunami.

Índice

1	Introducción.....	6
2	Estado del arte	7
2.1	Tsunami	7
2.2	Observación y monitoreo de tsunamis	8
2.2.1	Mareógrafos	8
2.2.2	Sistema DART	9
2.3	Fenómenos físicos relevantes	10
2.3.1	Resonancia de Proudman	10
2.3.2	Meteotsunami	10
2.4	Tsunami volcánico.....	11
2.4.1	Tipos de volcanes tsunamigénicos	11
2.4.1.1	Estratovolcán.....	11
2.4.1.2	Volcán submarino	12
2.4.1.3	Caldera	12
2.4.1.4	Volcán en escudo	12
2.4.2	Mecanismos de generación	12
2.4.2.1	Explosión submarina.....	12
2.4.2.2	Deslizamientos de flancos.....	13
2.4.2.3	Colapso de caldera	13
2.4.2.4	Flujos piroclásticos	14
2.4.2.5	Forzamiento atmosférico	14
2.5	Caso del tsunami volcánico de Hunga Tonga Hunga Ha’ppai	14
2.6	Definición del problema	16
3	Objetivos.....	17
3.1	Objetivo general.....	17
3.2	Objetivos específicos	17
4	Metodología.....	18
4.1	Fuentes volcánicas del estudio	18
4.2	Modelo numérico FUNWAVE-TVD	19
4.3	Dominio y grilla	19
4.4	Batimetría	20
4.5	Mecanismo de generación modelado	20
4.6	Estaciones de monitoreo	23

4.7	Parámetros numéricos de simulación	25
5	Resultados	26
6	Conclusiones.....	33
7	Referencias	34
8	Anexos.....	37

1 Introducción

Chile posee más de 8.000 km de costa y una gran parte de su población habita en ciudades emplazadas en zonas cercanas al mar. Aproximadamente el 29% de las ciudades del país se localizan en el borde costero, lo que implica una exposición permanente a amenazas naturales como los tsunamis. Un tsunami puede ser generado por sismos, actividad volcánica o impactos de meteoritos en la superficie del océano. Si bien, los sismos constituyen la causa principal de la generación de tsunamis, en los últimos años se han registrado con gran detalle eventos originados por actividad volcánica, los cuales han demostrado tener un potencial destructivo considerable.

Un ejemplo reciente de este tipo de evento corresponde al tsunami volcánico del 15 de enero de 2022, generado por la erupción de Hunga Tonga Hunga Ha'apai, una isla volcánica ubicada en el suroeste del Océano Pacífico perteneciente al país de Tonga. Este tsunami ha sido estudiado ampliamente debido a que la red de mareógrafos y dispositivos DART de la zona lo registraron de manera satisfactoria, lográndose evidenciar aspectos relacionados con su propagación y su posterior impacto a distintas escalas.

Por una parte, el tsunami provocó efectos devastadores a nivel local, registrándose 5 fallecidos (IFRC, 2022) y daños a la infraestructura evaluados en 90,4 millones de dólares según el Banco Mundial (World Bank, 2022). No obstante, el evento también tuvo un impacto significativo a nivel global, al tratarse de un fenómeno que fue detectado en múltiples cuencas oceánicas y cuyas características no pueden ser explicadas únicamente mediante los mecanismos tradicionales de generación de tsunamis.

Esta propagación global se atribuye a un mecanismo mixto, es decir, a la combinación de distintos procesos que, aunque aún no se comprenden completamente, incluyen principalmente la violenta explosión submarina, el colapso de la caldera volcánica, posibles fallas de flanco y la generación de un meteotsunami producto de ondas de gravedad atmosféricas (Terry et al., 2022). La llegada temprana del tsunami a costas del Océano Índico y del mar Mediterráneo, por ejemplo, permite deducir que dicho fenómeno es generado mediante la participación de ondas de presión atmosférica que se propagan a velocidades del orden de 312 m/s (Harkrider y Press, 1967). Las características de estas ondas les permiten interactuar con la superficie oceánica generando tsunamis de onda larga, que viajan incluso más rápido que las ondas de gravedad oceánicas de un tsunami generado por efectos sísmicos, alcanzando velocidades de propagación entre 100 y 220 m/s en profundidades entre el rango de los 1000 y 5000 m, respectivamente. Es por estas razones que el evento de HTHH (2022) no se considera como un tsunami convencional.

Considerando el potencial destructivo que pueden alcanzar los tsunamis volcánicos y que, en el caso de Chile, no se han realizado estudios lo suficientemente detallados para analizar los posibles efectos que produciría la propagación de un tsunami volcánico en las costas de dicho país, es que esta investigación busca simular distintos escenarios de tsunamis volcánicos con el fin de evaluar su amplitud en las costas de Chile. Cabe destacar que, la cantidad de escenarios a simular está determinada por la cantidad de volcanes que potencialmente producirían un tsunami, por lo que, se considerará como fuente tsunamigénica los volcanes situados en el Cinturón de Fuego del Pacífico que presenten características favorables para la generación de tsunamis, cuyos criterios de selección se describen en la Sección 4. El modelo numérico utilizado en la investigación considera la participación de un mecanismo mixto conformado por el forzamiento atmosférico, para el cual se utiliza el modelo de Lynett et al. (2022) y desplazamiento vertical del agua producido por la erupción, donde las condiciones iniciales fueron definidas a partir del estudio de Heidarzadeh et al. (2022).

2 Estado del arte

2.1 Tsunami

Los tsunamis son fenómenos naturales que pueden describirse como una serie de olas de periodo largo que se generan en el océano o en un lago por una perturbación abrupta a gran escala que viaja a grandes velocidades (NOAA, 2024). Aunque los tsunamis son causados mayoritariamente por actividad sísmica cerca del fondo oceánico, existen otras formas en que se pueden producir este tipo de eventos, por ejemplo, la actividad volcánica, deslizamientos de relieve en el fondo oceánico o impactos de meteoritos. Sin importar la manera en cómo se produce el tsunami, se pueden distinguir claramente 3 etapas en el comportamiento de estos eventos: la generación mediante fuerzas que perturban un gran volumen de agua en el océano, la propagación de dicha perturbación desde la fuente generadora, hasta el borde costero y finalmente, la inundación de los sectores aledaños a las costas que corresponden a las zonas más vulnerables ante este tipo de eventos.

Desde el punto de vista teórico de la física de ondas, un tsunami puede describirse mediante un conjunto de parámetros fundamentales, entre los que destacan la altura de ola H , la amplitud A , el período T , la longitud de onda λ y la velocidad de propagación c (Dean & Dalrymple, 1984). La velocidad de propagación de la onda c puede calcularse para cualquier profundidad mediante la siguiente expresión:

$$c = \sqrt{\frac{g\lambda}{2\pi}} \tanh\left(\frac{2\pi h}{\lambda}\right) \quad (1)$$

Donde g corresponde a la aceleración de gravedad. Sin embargo, la propagación de las ondas oceánicas depende fundamentalmente de la relación entre la longitud de onda λ y la profundidad del agua h . En función de esta relación, las ondas pueden clasificarse en distintos regímenes. Se habla de ondas en aguas profundas cuando la profundidad satisface la condición $h > \lambda/20$, mientras que el régimen de aguas someras se alcanza cuando $h < \lambda/20$.

En el régimen de aguas profundas, la velocidad de propagación de la onda depende de su longitud de onda y está dada por:

$$c = \sqrt{\frac{g\lambda}{2\pi}} \quad (2)$$

En contraste, en el régimen de aguas someras, la longitud de onda es mucho mayor que la profundidad del océano ($\lambda \gg h$), por lo que la velocidad de propagación deja de depender de λ y queda controlada exclusivamente por la profundidad local, de acuerdo con:

$$c = \sqrt{gh} \quad (3)$$

Una de las principales características de los tsunamis es que presentan períodos excepcionalmente largos, típicamente en el rango de 5 a 60 minutos y que su longitud de onda es extremadamente extensa, alcanzando valores del orden de decenas a cientos de kilómetros, por lo que si se asume que $\lambda \gg h$ y se consideran profundidades típicas del océano de 1000 a 5000 m, es posible determinar que la velocidad c típica de un tsunami está entre los 100 a 220 m/s. De esta manera se puede verificar con la siguiente expresión que la longitud de onda cumple con la condición impuesta:

$$\lambda = c T \quad (4)$$

En la propagación de los tsunamis la batimetría ocupa un rol fundamental, a medida que la onda se aproxima a la costa y la profundidad del océano disminuye, la velocidad de propagación se reduce progresivamente conforme a la relación $c = \sqrt{g h}$. Esta desaceleración provoca una contracción de la longitud de onda y, como consecuencia de la conservación de la energía, un aumento significativo de la altura de la ola. Este proceso se conoce como asomeramiento.

Como resultado de la interacción con la batimetría costera y la plataforma continental, un tsunami que en mar abierto presenta amplitudes del orden de centímetros puede experimentar un crecimiento considerable de su altura al alcanzar aguas someras. En casos extremos, este incremento puede traducirse en una elevación significativa del nivel del mar, generando inundaciones extensas y causando graves impactos en las zonas costeras.

2.2 Observación y monitoreo de tsunamis

2.2.1 Mareógrafos

Los mareógrafos corresponden a instrumentos utilizados para medir las variaciones del nivel del mar a lo largo del tiempo, constituyendo una de las principales herramientas para el monitoreo y detección de tsunamis. Existen distintos tipos de mareógrafos, entre los que destacan los sistemas de flotador, presión, acústicos y radáricos, cada uno basado en diferentes principios de medición. A lo largo de los años, el desarrollo tecnológico ha permitido mejorar significativamente la precisión y continuidad de los registros, solucionando muchas de las limitaciones presentes en los sistemas antiguos de medición mecánica. De esta manera, los mareógrafos tradicionales basados en flotadores y registros analógicos han sido progresivamente reemplazados por equipos electrónicos modernos capaces de transmitir información prácticamente en tiempo real.

En los últimos años, los mareógrafos radáricos han adquirido especial relevancia debido a su facilidad de operación y mantención, además de presentar una menor dependencia de las condiciones atmosféricas en comparación con los sensores acústicos. Asimismo, poseen costos relativamente bajos y requieren una infraestructura de instalación más simple respecto a otros sistemas de monitoreo. Muchos de estos instrumentos incluyen hardware y software capaces de transformar automáticamente las mediciones obtenidas en registros de nivel del mar, además de ser compatibles con sistemas modernos de almacenamiento y transmisión de datos (Intergovernmental Oceanographic Commission, 2006).



Figura 1. Estación mareográfica equipada con sensores GNSS para monitoreo del nivel del mar en tiempo real. Fuente: Deep Insight.

Actualmente, numerosos países cuentan con redes mareográficas destinadas al monitoreo permanente del nivel del mar y a la detección temprana de tsunamis potencialmente destructivos. En el caso de Chile, existe una extensa red de estaciones mareográficas distribuidas a lo largo de la costa, las cuales forman parte fundamental de los sistemas de vigilancia oceanográfica y alerta de tsunami. Muchos de estos instrumentos

registran datos con resoluciones temporales del orden de 1 minuto (en algunos casos 30 segundos), permitiendo detectar adecuadamente perturbaciones rápidas del nivel del mar asociadas al arribo de ondas tsunami.

Además de su utilidad operacional, los registros mareográficos cumplen un rol importante en la investigación científica de tsunamis, ya que permiten validar modelos numéricos mediante la comparación entre señales simuladas y observadas. A partir de estos registros es posible analizar tiempos de arribo, amplitudes máximas y características temporales de las ondas tsunami en distintas localidades costeras. Asimismo, los mareógrafos permiten identificar procesos locales de amplificación y resonancia asociados a la geometría costera, batimetría y configuración de bahías y puertos, factores que pueden modificar significativamente la respuesta frente a un tsunami.

En eventos de campo lejano, como el tsunami generado por la erupción del volcán Hunga Tonga–Hunga Ha‘apai en 2022, las redes mareográficas permitieron registrar perturbaciones del nivel del mar en distintas regiones del planeta, incluso a miles de kilómetros de la fuente generadora. Debido a ello, los registros mareográficos utilizados en esta investigación constituyen una herramienta primordial para comparar y evaluar el comportamiento de los tsunamis simulados en las distintas localidades.

2.2.2 Sistema DART

La estación DART (Deep-Ocean Assessment and Reporting of Tsunamis), es un sistema de boyas utilizadas para medir tsunamis en aguas profundas mediante cambios de presión de la columna de agua. Cumplen una función esencial en la detección de tsunamis, puesto que son capaces de registrarlos de manera precisa y temprana, facilitando la gestión de riesgos en zonas costeras (NOAA, s.f.).

El sistema DART consta de dos componentes principales, el registrador de presión de fondo (BPR), el cual es el encargado de medir la presión de la columna de agua, permitiendo detectar los cambios de la superficie oceánica, y la boya de superficie, que es un dispositivo que flota y recibe la información del BPR a través de señales acústicas que luego son transmitidas hacia los satélites. Finalmente, la información se transmite hasta llegar a los centros de alerta de tsunamis (NOAA, s.f.).

La primera generación del sistema DART (DART I) constaba de seis estaciones estratégicamente ubicadas frente a Alaska, Oregon y cerca del ecuador, para detectar tsunamis originados en la zona de Chile y Perú. El sistema demostró ser eficaz cuando logró medir un pequeño tsunami originado en Alaska y transmitir estos datos al Centro de Alerta de Tsunamis del Pacífico del NOAA en tiempo real. Los registros indicaron que el tsunami generado no tenía características para considerarlo destructivo, por lo que la evacuación de la costa de Hawái era innecesaria, ahorrando así el coste de una evacuación (Bernard & Meinig, 2011).

En diciembre de 2004 ocurrió uno de los desastres naturales más devastadores de la historia reciente: el terremoto y posterior tsunami de Sumatra–Andamán, en el océano Índico, evento que causó la muerte de más de 235.000 personas. Este acontecimiento impulsó el desarrollo de la segunda generación del sistema DART, denominada DART II, caracterizada por incorporar comunicación bidireccional entre el fondo marino y la estación receptora.

Asimismo, el tsunami motivó el desarrollo de diversas tecnologías de detección de tsunamis en aguas profundas, incluyendo sistemas satelitales, de radar y acústicos. Sin embargo, estas tecnologías no lograban detectar tsunamis con la precisión, confiabilidad y rapidez necesarias para su pronóstico en tiempo real. Por esta razón, la tecnología DART, basada en la medición de presión en el fondo oceánico, se consolidó como una de las herramientas más precisas para la detección y monitoreo de tsunamis en tiempo real (Bernard & Meinig, 2011).



Figura 2. Boya del sistema DART utilizada para el monitoreo de tsunamis mediante sensores de presión en aguas profundas. Fuente: PMEL/NOAA.

2.3 Fenómenos físicos relevantes

2.3.1 Resonancia de Proudman

Se conoce como resonancia de Proudman a la respuesta resonante de un cuerpo de agua frente al paso de una perturbación atmosférica de alta frecuencia cuya velocidad es similar a la velocidad de propagación de las olas barotrópicas oceánicas (Vilibić, 2008). El fenómeno recibe su nombre en honor a Joseph Proudman, quien desarrolló los principios teóricos que describen esta interacción atmósfera–océano (Proudman, 1929).

La teoría considera los efectos producidos por una perturbación de presión atmosférica que se desplaza sobre un fluido homogéneo utilizando las ecuaciones de aguas poco profundas, sin incorporar procesos de fricción ni difusión (Vilibić, 2008). Cuando la perturbación atmosférica viaja con una velocidad U cercana a la velocidad de las ondas oceánicas largas $c = \sqrt{gH}$, se produce una respuesta oceánica resonante, la cual posee un factor de amplificación (F_{proudman}) igual a:

$$F_{\text{proudman}} = \left(1 - \frac{U^2}{c^2}\right)^{-1} \quad (5)$$

Aunque los mayores efectos destructivos suelen concentrarse en localidades específicas debido a procesos de amplificación asociados a la geometría costera y la batimetría local, el mecanismo fundamental de generación corresponde a la transferencia de energía entre la atmósfera y el océano. Debido a ello, la resonancia de Proudman constituye uno de los procesos más importantes en la formación de meteotsunamis destructivos.

2.3.2 Meteotsunami

Los meteotsunamis son oscilaciones del nivel del agua dentro de los rangos de frecuencias de los tsunamis generadas por eventos meteorológicos como perturbaciones de la presión atmosférica, ondas de gravedad atmosférica, borrascas, etc. (Pattiaratchi y Wijeratne, 2015 ; Rabinovich y Monserrat, 1996). Un ejemplo bien documentado de meteotsunami corresponde al evento ocurrido el 15 de enero de 2022, cuando el volcán Hunga Tonga Hunga Ha’ppai hizo erupción, la cual se considera entre las erupciones volcánicas más poderosas registradas (Poli y Shapiro, 2022). La violenta explosión ocasionó diferencias de presión atmosférica que a su vez desencadenaron ondas de gravedad acústica (Terry et al., 2022) que viajaron a velocidades cercanas a la del sonido (343 m/s) a través de la superficie del agua, conocidas como ondas Lamb.

Al mismo tiempo, la erupción del volcán Hunga Tonga Hunga Ha’ppai generó tsunamis mediante una gran variedad de mecanismos a diferentes escalas espaciales (Lynett et al., 2022), por una parte, en el dominio local, el tsunami se generó por la onda de choque inicial y el terremoto submarino, en el campo lejano se debió

a la propagación de la onda de presión atmosférica. Cabe destacar que el meteotsunami viaja a velocidades mayores que un tsunami generado por actividad sísmica, por lo que aquel caso histórico, el tsunami arribó aproximadamente 2 horas antes de lo esperado (Kubota et al., 2022).

Diversos autores han desarrollado modelos que simulan el pulso de presión generado por la gran erupción explosiva del volcán HTHH. Por un lado, Lynnet et. al. (2022) propuso un modelo empírico de onda N que permite simular la velocidad y amplitud de la onda de presión observada en función del tiempo y la distancia a la fuente volcánica, el cual determinó mediante la recopilación de series temporales de presión de 134 estaciones de muestreo ubicadas en diferentes partes del planeta. Los datos fueron obtenidos de algunas instituciones como National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA), Japan Meteorological Agency, entre otros.

Los registros temporales permitieron determinar los tiempos de llegada del pulso en diferentes estaciones de medición, determinando que la onda no viaja a una velocidad constante, más bien, cerca de la fuente el pulso es más lento que en el campo lejano, donde tiende a estabilizarse. Debido a lo anterior, definieron una velocidad promedio que depende del tiempo tanto para la cresta como para el valle de la onda N. Adicionalmente, aplicaron ajustes numéricos para reflejar la disminución de la amplitud a medida que aumenta la distancia al volcán.

2.4 Tsunami volcánico

Se le denomina tsunami volcánico a aquellos que son generados por una amplia variedad de procesos donde destacan las erupciones submarinas, forzamiento atmosférico, flujos de material piroclástico que ingresan al océano, deslizamientos de tierra y colapsos de caldera de un volcán (Paris, 2015). Se ha observado que los tsunamis grandes y peligrosos corresponden a los que son generados por erupciones explosivas que producen flujos piroclásticos que ingresan en el océano y por deslizamientos de tierra pertenecientes a los flancos del volcán (Watts et al., 2003). Sin embargo, los tsunamis generados por erupciones submarinas ocurren con mayor frecuencia que los antes nombrados y pueden ocasionar grandes impactos a nivel local.

Los registros históricos de los últimos 4 siglos muestran que alrededor del 6% tsunamis han sido generados por actividad volcánica (Schindelé et al., 2024) y se ha observado que su potencial destructivo puede ser comparado con el de un tsunami tectónico.

2.4.1 Tipos de volcanes tsunamigénicos

Con el fin de simplificar la descripción de los sistemas volcánicos relevantes para esta investigación, se empleará una clasificación funcional basada en características morfológicas, estructurales y geográficas asociadas a su potencial tsunamigénico. Si bien esta categorización no corresponde estrictamente a una clasificación volcanológica formal, permite identificar de manera más clara los tipos de volcanes considerados en este estudio.

2.4.1.1 Estratovolcán

Los estratovolcanes, también denominados volcanes compuestos, corresponden a estructuras volcánicas de pendientes pronunciadas formadas por capas alternadas de flujos de lava, ceniza volcánica y material piroclástico (United States Geological Survey, s. f.). Estos sistemas suelen presentar una geometría cónica de gran tamaño y un conducto central que transporta magma desde reservorios profundos hacia la superficie. Debido a la acumulación sucesiva de material eruptivo, los estratovolcanes pueden alcanzar elevaciones considerables y desarrollar estructuras complejas e inestables.

Este tipo de volcanes es común en zonas de subducción y frecuentemente se asocia a actividad eruptiva explosiva, producto de magmas relativamente viscosos y ricos en gases. Desde el punto de vista tsunamigénico, los estratovolcanes presentan especial interés debido a su capacidad de generar perturbaciones significativas en cuerpos de agua cercanos mediante procesos asociados a inestabilidad de flancos, flujos piroclásticos y colapsos volcánicos (Paris et al., 2014). En particular, Paris et al. (2014) señalan que los estratovolcanes localizados próximos a la costa representan una fuente potencial de generación de tsunamis debido a la interacción directa entre la actividad eruptiva y el océano.

2.4.1.2 Volcán submarino

Los volcanes submarinos corresponden a sistemas volcánicos ubicados bajo el nivel del mar, donde la interacción entre magma y agua puede modificar significativamente el comportamiento eruptivo (United States Geological Survey, s. f.). En aguas someras, el ingreso de agua de mar a conductos volcánicos activos puede generar erupciones altamente explosivas, fragmentación rápida del material volcánico y expulsión violenta de vapor, ceniza y escombros. En contraste, en aguas profundas la elevada presión ejercida por la columna de agua puede limitar parcialmente la liberación explosiva de gases.

Desde el punto de vista tsunamigénico, los volcanes submarinos presentan especial interés debido a que pueden generar perturbaciones importantes en la columna de agua mediante explosiones, colapsos estructurales y deslizamientos submarinos (Paris et al., 2014). Debido a ello, este tipo de sistemas representa una fuente relevante para el estudio de tsunamis volcánicos.

2.4.1.3 Caldera

Las calderas corresponden a grandes depresiones volcánicas asociadas a colapsos estructurales posteriores a erupciones de gran magnitud. Estos sistemas resultan de interés debido a que pueden generar perturbaciones significativas en la columna de agua mediante subsidencia rápida, explosiones submarinas, inestabilidad de flancos y actividad eruptiva asociada (Paris et al., 2014). Entre los sistemas tipo caldera pueden distinguirse calderas lacustres, calderas abiertas al mar y calderas submarinas parcialmente emergidas, todas potencialmente capaces de generar tsunamis volcánicos.

2.4.1.4 Volcán en escudo

Los volcanes en escudo corresponden a estructuras volcánicas formadas principalmente por flujos de lava basáltica de baja viscosidad, los cuales se expanden a grandes distancias antes de solidificarse (United States Geological Survey, s. f.). Debido a ello, presentan pendientes suaves y una geometría amplia y poco inclinada. Este tipo de volcanes suele asociarse a erupciones predominantemente efusivas; sin embargo, algunos sistemas oceánicos pueden presentar deformaciones e inestabilidad de flancos capaces de generar tsunamis (Paris et al., 2014).

2.4.2 Mecanismos de generación

2.4.2.1 Explosión submarina

La generación de ondas por explosiones submarinas ha sido ampliamente estudiada y aplicada a explosiones nucleares, químicas y volcánicas. Durante una explosión submarina se produce una cavidad en el agua cuya expansión, ascenso y posterior colapso gravitacional generan ondas que se propagan radialmente desde la fuente. El potencial tsunamigénico de una erupción submarina depende principalmente de la energía de la erupción y de la profundidad a la que ocurre, considerándose generalmente que erupciones en profundidades menores a 500 m poseen mayor capacidad de generar tsunamis. Sin embargo, las erupciones freatomagmáticas presentan una dinámica particularmente compleja debido a la interacción

entre magma y agua, la cual está controlada por factores como la profundidad, la geometría del conducto volcánico, la transferencia de calor y el contenido de gases del magma (Schindelé et al., 2024).

Ejemplos históricos de tsunamis asociados a explosiones submarinas incluyen la erupción del volcán Myojin-sho en 1952 y, más recientemente, la erupción de Hunga Tonga Hunga Ha'apai en 2022.

2.4.2.2 Deslizamientos de flancos

Los tsunamis generados por deslizamientos pueden dividirse en dos categorías: deslizamientos subaéreos y deslizamientos submarinos. El primero corresponde al deslizamiento de masas de roca y sedimento ubicadas sobre la superficie del cuerpo de agua, generalmente asociado a la inestabilidad de un flanco volcánico. Típicamente, el volumen del material movilizado es del orden de 10^5 a 10^6 m³ para pequeños deslizamientos, pudiendo alcanzar incluso 10^9 m³ en grandes avalanchas de escombros (Schindelé et al., 2024).

La entrada del flujo másico al agua genera una onda impulsiva que posteriormente se propaga alejándose de la fuente. Inicialmente se produce una situación de impulso forzado, ya que la onda viaja a una velocidad controlada por el frente del deslizamiento. Posteriormente, la onda se libera y se propaga como una onda libre, generando un primer frente de olas de mayor amplitud, debido a que concentra gran parte de la energía transferida durante el impacto. La altura de esta ola aumenta conforme incrementan parámetros como el número de Froude, el espesor relativo, el flujo de masa y el volumen del material deslizado.

En cuanto a los deslizamientos submarinos, estos también se producen debido a la inestabilidad de los flancos volcánicos, pero en este caso la masa movilizada se encuentra completamente sumergida. Los volúmenes involucrados pueden variar desde eventos de pequeña escala, como colapsos de cañones submarinos, hasta colapsos masivos de flancos de islas volcánicas capaces de abarcar decenas de km³. Los principales parámetros que controlan el potencial tsunamigénico de este mecanismo corresponden al volumen del material deslizado, su aceleración inicial y su velocidad máxima.

Los tsunamis generados por deslizamientos submarinos presentan generalmente una secuencia característica de tres ondas sucesivas. La primera corresponde a una cresta generada por la transferencia inicial de energía del deslizamiento; la segunda, a una gran depresión que se propaga a una velocidad similar a la del movimiento de masa; y la tercera, a una cresta final generada por la desaceleración del deslizamiento. En algunos casos, esta última onda puede transformarse en la principal responsable de la inundación costera.

Ejemplos históricos de este tipo de mecanismo incluyen el colapso del volcán Ritter Island en 1888 y el colapso parcial del flanco de Anak Krakatau en 2018, ambos responsables de tsunamis destructivos en sus respectivas regiones.

Finalmente, cabe destacar que el número de tsunamis asociados a deslizamientos submarinos probablemente se encuentra subestimado debido a la limitada cantidad de observaciones directas de este tipo de fenómeno (Schindelé et al., 2024).

2.4.2.3 Colapso de caldera

Las erupciones explosivas pueden provocar el colapso de la parte central del edificio volcánico, dando origen a una caldera. Cuando este proceso ocurre en un ambiente submarino, el colapso genera una subsidencia de la superficie oceánica, produciendo una gran depresión que posteriormente se propaga en forma de ondas. La magnitud de esta perturbación depende principalmente de la duración del colapso, su

geometría y el volumen de agua desplazado durante la subsidencia. Para que se generen tsunamis significativos, el colapso debe ocurrir de manera suficientemente rápida en comparación con la velocidad de propagación de las ondas largas en aguas someras (Schindelé et al., 2024).

Registros históricos de este mecanismo son las erupciones del Krakatau en 1883 y de Hunga Tonga–Hunga Ha’apai en 2022. Sin embargo, aún no existe consenso respecto a la contribución exacta del colapso de caldera en la generación de los tsunamis observados, debido a la interacción simultánea de múltiples mecanismos tsunamigénicos durante dichas erupciones.

2.4.2.4 Flujos piroclásticos

Los flujos piroclásticos corresponden a mezclas de gases calientes y partículas volcánicas cargadas de escombros, generadas durante erupciones volcánicas (Schindelé et al., 2024). Si estas corrientes, que se desplazan lateralmente cerca de la superficie y alejándose de la fuente eruptiva, ingresan al océano bajo determinadas condiciones dinámicas, pueden generar tsunamis.

Las propiedades físicas y características de los flujos piroclásticos pueden variar considerablemente, ya que poseen distintos niveles de energía térmica, contenido de gases, densidad y tamaño de partículas. Además, su potencial tsunamigénico depende de parámetros como el flujo de volumen, flujo de masa, densidad, permeabilidad y el ángulo de incidencia respecto a la superficie del océano (Watts & Waythomas, 2003).

Debido a la complejidad de la interacción entre el flujo de piroclastos y el agua, el comportamiento de este mecanismo resulta difícil de analizar. No obstante, diversos estudios han demostrado que el ingreso de la componente basal densa del flujo piroclástico al océano corresponde al principal mecanismo generador de olas, actuando de manera similar a un deslizamiento subaéreo (Watts & Waythomas, 2003).

Ejemplos clásicos de este tipo de fenómeno ocurrieron en las erupciones del volcán Anak Krakatau en 1883 y del volcán Soufrière Hills en 2003, donde el ingreso de flujos piroclásticos al océano generó tsunamis locales y regionales.

2.4.2.5 Forzamiento atmosférico

Durante una erupción volcánica violenta puede producirse una gran variedad de ondas de choque atmosféricas, que se propagan a través de la atmósfera como ondas Lamb. Las ondas Lamb viajan a la velocidad del sonido produciendo un fenómeno de acoplamiento aire-agua, el cual, por medio de transferencia de energía, induce ondas de periodo largo en la superficie oceánica. Dicha interacción puede durar horas e incluso días por lo que este tipo de tsunamis presenta duraciones más elevadas que un tsunami tectónico. Este fenómeno particular se evidenció por primera vez con la erupción de Anak Krakatau en 1883 y se registró muy bien durante la erupción del volcán Hunga Tonga-Hunga Ha’apai en 2022. Cabe señalar que, el forzamiento atmosférico constituye el único mecanismo capaz de generar tsunamis con un alcance planetario (Kubota et al., 2022; Matoza et al., 2022).

2.5 Caso del tsunami volcánico de Hunga Tonga Hunga Ha’apai

Hunga Tonga Hunga Ha’apai es una isla volcánica deshabitada ubicada en el Reino de Tonga a unos 65 km de Tongatapu. El 15 de enero de 2022, tras un periodo de intensa actividad volcánica, se produjo una violenta erupción submarina que generó un tsunami de características extraordinarias. La magnitud de la explosión fue tal que generó potentes ondas de presión atmosférica que dieron varias vueltas alrededor del planeta, desencadenando tsunamis secundarios en distintas regiones del mundo (Nishida et al., 2024).

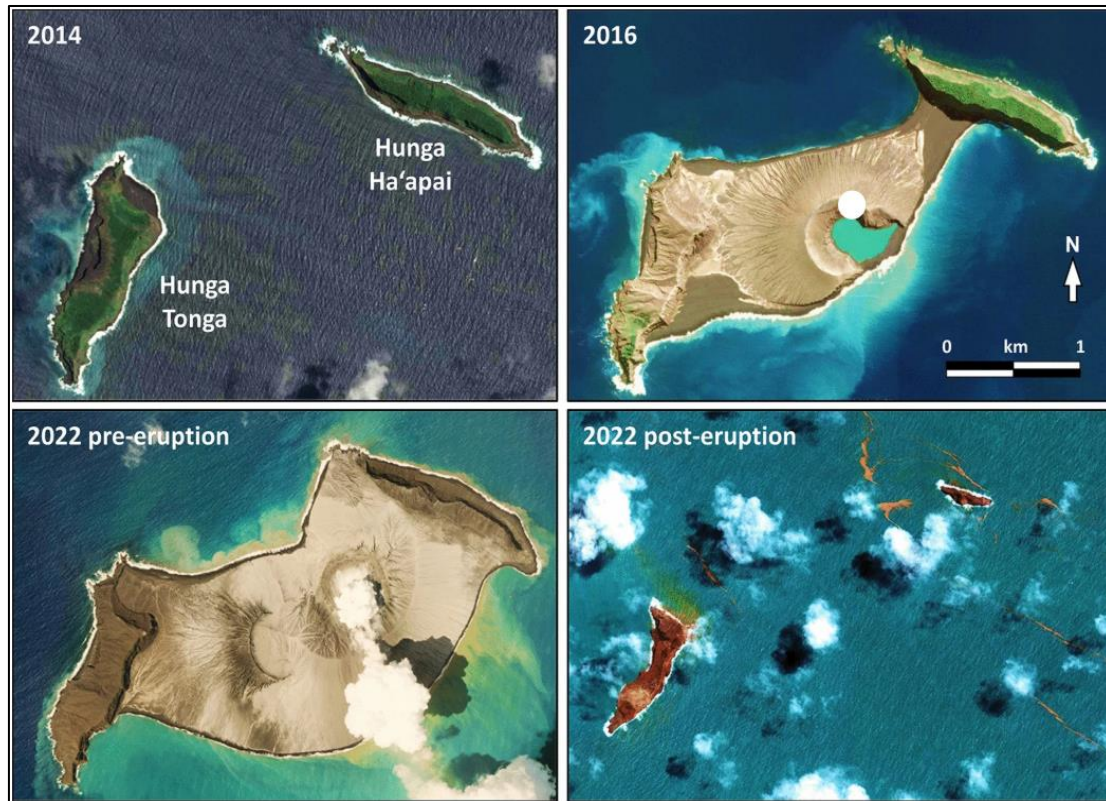


Figura 3. Evolución temporal del volcán Hunga Tonga–Hunga Ha’apai antes y después de la erupción de enero de 2022. Fuente: Terry et al. (2022).

Por sus características, la erupción del Hunga Tonga–Hunga Ha’apai (HTHH) solo es comparable con la del volcán Anak Krakatau de 1883. Si bien se han registrado otras erupciones importantes en los últimos siglos, ninguna ha alcanzado una magnitud ni un periodo de onda similar. No obstante, a diferencia del evento de 1883, el tsunami generado por HTHH fue registrado mediante instrumentación moderna y de alta precisión, lo que ha permitido un análisis detallado de las series temporales del fenómeno en múltiples localizaciones a nivel global.

Aunque el mecanismo de generación de este tsunami ha sido motivo de discusión entre los distintos autores, la mayoría ha llegado a la conclusión de que existe una multiplicidad de mecanismos que influyen en el fenómeno. Por su parte, Lynett (2022) propone como principales mecanismos (1) el acoplamiento aire-mar con la onda de choque inicial que irradiaba desde la explosión en el campo inmediatamente cercano al volcán, (2) el colapso de la columna de agua desplazada en la explosión submarina y (3) el acoplamiento aire-mar con el pulso de presión que rodeó la Tierra varias veces, explicándose así un tsunami global. Por otro lado, Fan y Wang (2024) consideran que el tsunami fue generado por una combinación distinta de mecanismos, entre los que destacan el movimiento sísmico asociado a la erupción, las fallas de flanco del volcán, el colapso de la caldera y flujo de piroclastos. Cabe señalar que, tras el tsunami de Hunga Tonga Hunga Ha’apai, un equipo científico del NIWA (Instituto Nacional de Investigación del Agua y la Atmósfera de Nueva Zelanda) realizó una investigación submarina mediante instrumentos acústicos, verificando que la estructura principal del volcán permanecía prácticamente intacta bajo el agua. Además, se identificaron canales erosivos y depósitos de ceniza volcánica sobre el fondo marino, evidencias que respaldan la participación de los flujos piroclásticos como uno de los principales mecanismos generadores del tsunami de campo cercano en Tonga (Fan & Wang, 2024).

Respecto a los impactos del tsunami en el campo cercano, se registraron cinco fallecidos y pérdidas económicas estimadas en US\$90,4 millones, de acuerdo con un informe del Banco Mundial (World Bank, 2022). En general, existe poca información cuantitativa debido a la pandemia del COVID-19 por lo que los testimonios

de quienes presenciaron el evento resultan fundamentales. Se observó que una torre de telefonía móvil ubicada en Kanokupolu cuya base se encontraba a 13 m de altura sobre el nivel medio del mar fue destruida, por lo que se dedujo que el tsunami en dicho lugar alcanzó alturas superiores a los 13 m. Fotografías y videos tomados en la playa de Ha'atafu muestran que un resort ubicado entre los 5 y 10 m de altura sobre el nivel medio del mar fue totalmente arrasado por el tsunami. Los testigos indican que una ola temprana llegó aproximadamente 10 minutos antes que el tsunami primario y antes de que los pobladores escucharan las explosiones más potentes del volcán. En cuanto a la capital de Tonga, Nuku'alofa, situada en la costa norte de Tongatapu, se observaron alturas de tsunami mucho menores, de no más de 5 m (Lynett, 2022).

En el campo lejano, el tsunami afectó a una gran cantidad de países. En el puerto de Ventura, Estados Unidos se registró que la cresta principal del pulso de presión llegó 7,65 h después de la explosión y poco después se detectaron las oscilaciones iniciales del mar. Las olas más grandes aparecieron transcurridas 11,25 h después de la explosión. Durante las siguientes 30 h se observaron continuamente oscilaciones del nivel del mar, cuyos valores máximos estuvieron entre los 1,8 y los 2,4 m. En el puerto de Santa Cruz se registraron valores máximos de 3,97 m por encima de la bajamar media inferior (MLLW), mientras que, en la bahía de Monterrey, se registraron valores entre los 3,71 y 4,28 m sobre la MLLW (Lynett, 2022). En América del Sur, se observaron amplitudes generalizadas en el rango de 1 m aproximadamente. Países como Ecuador, Perú y Chile experimentaron oscilaciones del nivel del mar persistentes durante más de 24 h. En Callao, Perú, la primera cresta del tsunami llegó 10,25 h después de la explosión y las olas con mayores amplitudes aproximadamente 15,25 h después de la explosión. Otros impactos que sufrió dicho país a causa del tsunami consideran la muerte de 2 personas que se encontraban en la playa de Naylamp y un gran derrame de petróleo de cerca de 6000 barriles en la terminal petrolera de La Pampilla.

Por otro lado, en Chile, el tsunami fue registrado por diversos mareógrafos distribuidos a lo largo de la costa, evidenciando tiempos de llegada variables y alturas significativas de ola en algunos puntos. En Arica, las primeras perturbaciones fueron detectadas aproximadamente 11,13 h después de la erupción, con alturas cercanas a los 0,25 m; las olas de mayor tamaño arribaron a las 18,04 h, alcanzando una altura máxima de 2,18 m. En Coquimbo, el arribo inicial se produjo alrededor de 9,27 h post-erupción, mientras que las olas más altas se registraron a las 17,09 h, con una altura máxima de 2,56 m (Carvajal, 2022).

En Valparaíso, uno de los principales puertos del país, las primeras olas fueron registradas a las 13,08 h después del evento, y las de mayor magnitud llegaron a las 16,22 h, alcanzando una altura menor que en otras localidades, con un máximo de 1,06 m. Por su parte, en Chañaral, el frente inicial del tsunami fue detectado a las 9,35 h, y las olas de mayor altura arribaron a las 17,90 h post-erupción, registrando los valores más altos observados en el país, con un máximo de 3,37 m (Carvajal, 2022).

Cabe señalar que, todos los valores de altura reportados anteriormente por los autores corresponden a mediciones “crest to trough”, lo cual es un aspecto importante que considerar, sobre todo para realizar comparaciones futuras.

2.6 Definición del problema

El tsunami volcánico generado por la erupción del Hunga Tonga–Hunga Ha'apai fue un evento de gran impacto a nivel global, con consecuencias significativas tanto en términos de pérdidas humanas como de daños a la infraestructura. Gracias a la extensa red de monitoreo instrumental que permitió registrar el fenómeno en detalle, se han desarrollado diversas investigaciones centradas en su simulación y modelación, lo que ha contribuido al avance en la comprensión de los mecanismos físicos involucrados en su generación y propagación.

No obstante, en el contexto chileno aún existen importantes brechas de conocimiento respecto al nivel de amenaza que podrían representar los tsunamis volcánicos transoceánicos. Actualmente, los mapas de amenaza por tsunami se construyen principalmente a partir de escenarios asociados a terremotos históricos (Aránguiz et al.,

2014), por lo que están enfocados exclusivamente en tsunamis de origen sísmico, sin considerar adecuadamente aquellos generados por erupciones volcánicas. Comprender el alcance, la magnitud y la peligrosidad de estos tsunamis es clave para identificar zonas costeras potencialmente expuestas, fortalecer la gestión del riesgo y mejorar la preparación ante futuros eventos.

A nivel nacional, la mayoría de los esfuerzos de monitoreo, modelación y evaluación del riesgo se han centrado históricamente en tsunamis generados por sismos, dada la alta actividad tectónica de la región. Sin embargo, eventos como el de Hunga Tonga Hunga Ha'apai han evidenciado que los tsunamis de origen volcánico también pueden alcanzar las costas chilenas con amplitudes significativas, incluso cuando su fuente se ubica a miles de kilómetros de distancia. Esta realidad pone en evidencia una laguna de conocimiento importante en la evaluación del peligro, ya que este tipo de fenómenos no ha sido suficientemente considerado en estudios de amenaza costera. Incorporarlos dentro del análisis de escenarios extremos permitiría avanzar hacia una gestión del riesgo más integral, fortaleciendo las capacidades de respuesta y preparación ante eventos poco frecuentes, pero potencialmente destructivos.

En este marco, la presente investigación busca evaluar de manera cuantitativa el impacto potencial de tsunamis volcánicos generados por distintas fuentes tsunamigénicas en el borde costero de Chile mediante simulaciones numéricas, utilizando como caso base el evento de Hunga Tonga Hunga Ha'apai (HTHH). El objetivo es identificar los escenarios más desfavorables en función de la fuente generadora y determinar las zonas del litoral chileno donde se registran las mayores amplitudes de tsunami.

3 Objetivos

A partir del problema identificado anteriormente, se plantean los siguientes objetivos, los cuales orientan el desarrollo de esta investigación. Estos objetivos buscan abordar de forma sistemática la evaluación del impacto de tsunamis volcánicos en las costas chilenas, a través del análisis numérico de un caso representativo y la exploración de distintos escenarios. De esta manera, se espera contribuir al conocimiento técnico-científico sobre este tipo de amenazas y aportar insumos relevantes para la gestión del riesgo en el contexto nacional.

3.1 Objetivo general

- Estimar la amplitud de tsunami generado por distintas fuentes volcánicas en las costas de Chile utilizando modelos numéricos que simulan el comportamiento de este tipo de fenómenos.

3.2 Objetivos específicos

- Determinar el estado actual de las investigaciones desarrolladas sobre modelación de tsunamis volcánicos.
- Implementar un modelo numérico que permita simular la generación del tsunami volcánico de Hunga Tonga Hunga Ha'apai de 2022 y que sea replicable en otros volcanes de la zona de estudio.
- Configurar un modelo matemático que describa la propagación de tsunamis volcánicos, tanto en aguas profundas como en aguas someras, el cual permita obtener amplitudes en la costa de Chile.
- Identificar aquellos volcanes que pudiesen significar un mayor riesgo de tsunami para las costas de Chile.
- Identificar las zonas del litoral chileno donde se registran los valores máximos de amplitud de tsunami en los distintos escenarios simulados.

4 Metodología

En esta sección se describe la metodología empleada para el análisis de tsunamis generados por fuentes volcánicas en la costa de Chile. En primer lugar, se presentan los volcanes considerados en el estudio junto con su ubicación geográfica y características relevantes. Posteriormente, se describe el modelo numérico utilizado para la simulación de la generación y propagación del tsunami, así como la configuración del dominio computacional y la batimetría empleada. Finalmente, se detallan las estaciones virtuales de monitoreo definidas a lo largo de la costa chilena y los procedimientos utilizados para el análisis de los resultados obtenidos.

4.1 Fuentes volcánicas del estudio

Para llevar a cabo la investigación, la cual consiste principalmente en simular distintos tsunamis volcánicos generados por distintos volcanes con potencial tsunamigénico, es que primero se identificó todos los volcanes que representan un riesgo desde una lista de volcanes presentada por UNESCO (Intergovernmental Oceanographic Commission, 2024), dicha información viene dada en la Tabla 1, en donde se puede observar el tipo de volcán y la ubicación de cada uno de ellos.

Nombre	País	Tipo de Volcán	Coordenadas Geográficas	
			Longitud	Latitud
Whakaari	Nueva Zelanda	Estratovolcán	177,180	-37,52
Raoul Island	Nueva Zelanda	Estratovolcán	-177,920	-29,27
Tinakula	Islas Salomón	Estratovolcán	165,804	-10,386
Home Reef	Tonga	Caldera	-174,775	-18,992
Lateiki	Tonga	Caldera	-174,870	-19,180
Tofua	Tonga	Estratovolcán	-175,070	-19,750
East Epi	Vanuatu	Caldera	168,389	-16,680
Kuwae	Vanuatu	Caldera	168,523	-16,830
Lopevi	Vanuatu	Estratovolcán	168,346	-16,507

Tabla 1. Fuentes volcánicas consideradas en el estudio y su localización geográfica. Fuente: Elaboración Propia.

Los volcanes considerados en esta investigación corresponden principalmente a sistemas volcánicos ubicados en las regiones de Tonga–Kermadec y Vanuatu, zonas caracterizadas por una elevada actividad tectónica y volcánica asociada a procesos de subducción en el Pacífico suroccidental. Estas regiones presentan una importante concentración de volcanes activos submarinos e insulares con potencial tsunamigénico.

La selección se realizó priorizando volcanes del tipo estratovolcán y caldera, debido a que este tipo de estructuras volcánicas suele estar asociado a erupciones explosivas capaces de generar perturbaciones significativas en la columna de agua. En particular, se consideró de interés el estudio de volcanes tipo caldera debido a que Hunga Tonga–Hunga Ha’apai corresponde a una caldera submarina, por lo que volcanes con características morfológicas similares representan escenarios relevantes para el análisis de tsunamis volcánicos. Además, la ubicación oceánica de estos sistemas favorece la propagación de ondas de largo período a escala regional y transoceánica, convirtiéndolos en fuentes relevantes para el estudio y simulación de tsunamis volcánicos.

4.2 Modelo numérico FUNWAVE-TVD

Para la simulación numérica del tsunami se utilizó el modelo FUNWAVE-TVD, debido a su amplia validación en estudios científicos y su capacidad para representar de manera precisa la propagación y transformación de ondas. FUNWAVE-TVD (Functional Wave equations – Total Variation Diminishing) es utilizado en trabajos de investigación e ingeniería costera para la simulación de tsunamis, oleaje y otros procesos relacionados con la dinámica del agua en ambientes litorales (Shi et al., 2012). Su característica principal es la implementación de un esquema numérico del tipo TVD (Total Variation Diminishing), el cual permite capturar con alta precisión los frentes de onda sin introducir oscilaciones espurias ni dispersión numérica excesiva, problemas comunes en esquemas numéricos menos robustos.

El modelo resuelve una formulación no lineal de las ecuaciones de Boussinesq, las cuales incluyen términos que representan tanto la dispersión como la no linealidad de las ondas, permitiendo una descripción más realista de su propagación y transformación en aguas someras. Para la resolución de este sistema de ecuaciones, FUNWAVE-TVD emplea una discretización espacial mediante el método de diferencias finitas sobre una malla estructurada, mientras que la integración temporal se realiza utilizando un esquema de Runge-Kutta explícito, lo que garantiza una solución numérica estable y precisa a lo largo del tiempo.

A continuación, se presenta una versión generalizada de las ecuaciones de Boussinesq en forma conservativa, propuesta por Kennedy et al. (2001) y extendida por Chen (2006). Esta versión incluye los efectos no lineales y dispersivos que son fundamentales para representar fenómenos como la propagación de trenes de ondas, el rompimiento cerca de la costa y la inundación en zonas bajas:

$$\frac{\partial \Psi}{\partial t} + \nabla \cdot \theta(\Psi) = S \quad (6)$$

Donde

$$\Psi = \begin{pmatrix} \eta \\ U \\ V \end{pmatrix}, \theta(\Psi) = \begin{pmatrix} Pi + Qj \\ \left[\frac{P^2}{H} + \frac{1}{2}g(\eta^2 + 2\eta h) \right] i + \frac{PQ}{H} j \\ \frac{PQ}{H} i + \left[\frac{Q^2}{H} + \frac{1}{2}g(\eta^2 + 2\eta h) \right] j \end{pmatrix} \quad (7)$$

Y S representa los términos fuente que incorporan los efectos de pendiente del fondo marino, así como los términos dispersivos ψ_x y ψ_y definidos como:

$$\psi_x = \eta_t(U'_1 - U_4) + H(uU_{4,x} + vU_{4,y} + U_4u_x + V_4u_y - U''_1 - U_2 - U_3) \quad (8)$$

$$\psi_y = \eta_t(V'_1 - V_4) + H(uV_{4,x} + vV_{4,y} + U_4u_x + V_4u_y - V''_1 - V_2 - V_3) \quad (9)$$

Esta formulación permite una representación más precisa de la física de las ondas en comparación con modelos basados únicamente en las ecuaciones de aguas poco profundas, ya que considera tanto las no linealidades como la dispersión de forma integrada.

4.3 Dominio y grilla

El dominio computacional utilizado en las simulaciones corresponde a un dominio cartesiano que abarca una amplia región del océano Pacífico, permitiendo modelar la propagación del tsunami desde la fuente volcánica

hacia la costa de Chile. El sistema de referencia se define a partir del punto de origen ubicado en la esquina suroeste del dominio, con coordenadas latitudinal y longitudinal de $-76,991^\circ$ y $170,008^\circ$, respectivamente, de acuerdo con la configuración empleada en el modelo FUNWAVE-TVD.

La discretización espacial se realizó mediante una grilla uniforme con resolución de 90 segundos de arco, es decir, 2775 m en dirección x e y. El dominio numérico está compuesto por 4798 celdas en la dirección longitudinal y 3880 celdas en la dirección latitudinal, lo que permite cubrir adecuadamente el área de estudio y representar la propagación del tsunami a escala oceánica.

4.4 Batimetría

La batimetría utilizada en las simulaciones fue obtenida a partir de la base de datos global GEBCO (General Bathymetric Chart of the Oceans), la cual proporciona información batimétrica a escala mundial. Se empleó el conjunto de datos con resolución espacial de 90 segundos de arco, lo que permite representar de manera adecuada las principales características del relieve submarino dentro del dominio de estudio.

La grilla del modelo numérico fue definida en concordancia con dicha resolución espacial, estableciendo un tamaño de celda uniforme equivalente en el dominio cartesiano. De esta manera, la discretización utilizada en el modelo se ajusta directamente a la resolución de la batimetría empleada, sin requerir procesos adicionales de interpolación. La distribución espacial de la batimetría considerada se muestra en la Figura 3.

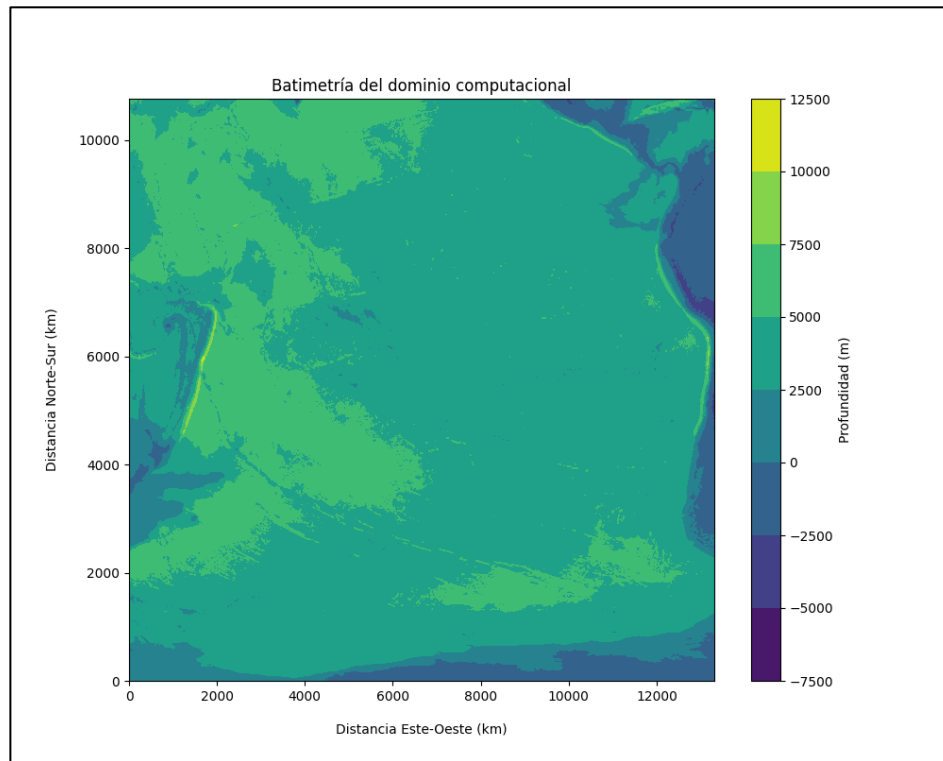


Figura 4. Batimetría del dominio de cálculo utilizada para la simulación de los escenarios tsunamigénicos analizados. Fuente: Elaboración Propia.

4.5 Mecanismo de generación modelado

Para la generación del tsunami se modeló un mecanismo mixto compuesto por el desplazamiento inicial de la columna de agua y un forzamiento atmosférico asociado al pulso de presión. En primer lugar, el tsunami generado por el desplazamiento de agua se representó mediante una perturbación inicial simplificada de tipo gaussiana, la

cual puede definirse a partir de su amplitud y extensión espacial. Esta aproximación fue propuesta por Heidarzadeh et al. (2022), quienes, a partir de un análisis espectral de series temporales registradas por diversas estaciones DART durante el evento, junto con un procedimiento de calibración inversa, evaluaron distintos escenarios seleccionando aquellos que presentaban una mejor concordancia mediante un análisis de bondad de ajuste. Como resultado, los autores determinaron una amplitud característica de 90 m y una longitud de 12 km para la perturbación inicial.

Sin embargo, en el presente estudio, tras realizar un análisis de sensibilidad del modelo, se adoptó una longitud característica de 15 km, la cual permitió obtener una representación más adecuada de la propagación del tsunami dentro del dominio computacional, manteniéndose dentro del mismo orden de magnitud reportado en la literatura. En consecuencia, estos valores fueron incorporados en la configuración del modelo mediante la definición de condiciones iniciales.

Para ello, el modelo FUNWAVE-TVD requiere la especificación de tres archivos de entrada correspondientes a la elevación superficial inicial y a las componentes de velocidad. El archivo de elevación inicial (η) fue generado a partir de una función de distribución gaussiana como se muestra en la siguiente expresión:

$$\eta(i, j) = A \cdot e^{-\left[\frac{(i-i_0)^2 + (j-j_0)^2}{2\left(\frac{L}{6}\right)^2} \right]} \quad (10)$$

Donde,

η : elevación superficial inicial (m).

i, j : coordenadas del dominio computacional del modelo (m).

i_0, j_0 : coordenadas de cada volcán en el dominio computacional (m).

A : amplitud inicial de la perturbación (m).

L : Largo de la perturbación (m).

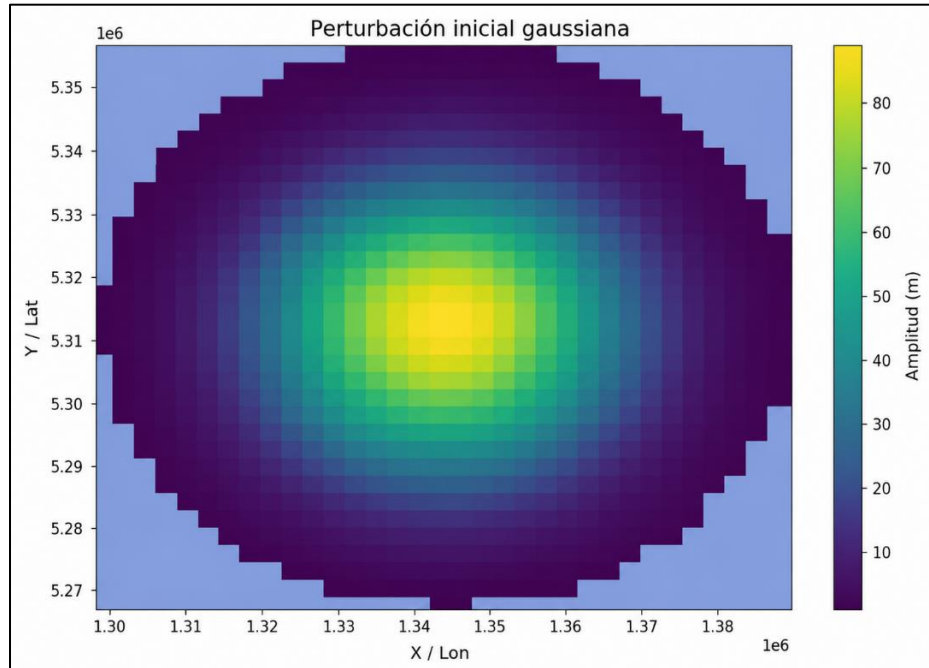


Figura 5. Distribución espacial de la perturbación gaussiana utilizada como condición inicial en FUNWAVE-TVD. La misma configuración fue aplicada en todos los escenarios, modificándose únicamente la ubicación de su centro para representar la posición de la fuente eruptiva. Fuente: Elaboración Propia.

Adicionalmente, los archivos correspondientes a las velocidades iniciales u y v (que representan ambas direcciones en el plano horizontal) fueron definidos con valores nulos en todas las celdas del dominio, asumiendo que la perturbación inicial corresponde únicamente a un desplazamiento de la superficie libre con velocidad inicial igual a 0 m/s.

En segundo lugar, para el tsunami generado por el pulso de presión, se utilizó el modelo de onda N de Lynett et. al (2022), el cual viene dado por las siguientes expresiones:

$$P(r, t) = P_{crest} \times e^{-\theta_{crest}} - P_{trough} \times e^{-\theta_{trough}} \quad (11)$$

Donde $P(r, t)$ es una función de presión que varía en el tiempo y en el espacio (Pa), r es la distancia desde el volcán (m), t es tiempo transcurrido luego de la erupción (s), P_{crest} y P_{trough} son la amplitud dependiente del tiempo de la cresta, principal y de valle posterior, respectivamente (Pa). Los parámetros θ_{crest} y θ_{trough} corresponden a la función de fase al cuadrado dependientes del tiempo y del espacio, asociados a la cresta y al valle, respectivamente. A partir de lo anterior y con la finalidad de obtener un mejor ajuste respecto a las series temporales reales es que se determinaron las siguientes expresiones:

$$c_{crest} = 306 \times \tanh\left(\frac{t + 300}{4000}\right) \quad (12)$$

$$c_{trough} = 295 \times \tanh\left(\frac{t}{7000}\right) \quad (13)$$

$$P_{crest} = \frac{2,2 \times 10^6}{2\pi R_c^{0.5}} \times \tanh\left(\frac{R_c}{3,0 \times 10^5}\right)^2 \quad (14)$$

$$P_{trough} = \frac{8,8 \times 10^8}{2\pi(R_t + 2,0 \times 10^5)^{0.9}} \quad (15)$$

$$R_c = c_{crest} \times t \quad (16)$$

$$R_t = c_{trough} \times t \quad (17)$$

Donde los parámetros c_{crest} y c_{trough} son la velocidad media temporal de la onda en tiempo t (m/s) asociadas a la cresta y al valle, respectivamente. R_c y R_t son las distancias radiales recorridas por el pulso en un tiempo t , para la cresta y el valle, respectivamente. Como puede inferirse a partir de las expresiones presentadas anteriormente, el modelo se ajustó considerando que las velocidades de onda no son constantes, pues dependen tanto de la distancia a la fuente como del tiempo transcurrido luego de la explosión. Las variaciones de velocidad del pulso de presión real en el campo cercano pueden ser atribuidas a efectos transitorios del mecanismo generador y a la superposición de distintos modos y frecuencias (Lynett et. al 2022). Adicionalmente, es posible aclarar que la función tangente hiperbólica actúa de forma que reduce la amplitud de la onda a medida que r aumenta, ajustándose al comportamiento de la serie observada en estaciones de Tonga y Fiji.

Las funciones de fase al cuadrado corresponden a las siguientes expresiones:

$$\theta_{crest} = \left(\frac{r - R_c}{0,75 \times L_c}\right)^2 \quad (18)$$

$$\theta_{trough} = \left(\frac{r - R_t}{0,75 \times L_t} \right)^2 \quad (19)$$

Donde L_c y L_t corresponden a parámetros de escala de longitud dependientes del tiempo y asociados a la cresta y el valle de la onda, respectivamente. Se presentan a continuación:

$$L_c = c_{crest} \times T_{crest} \quad (20)$$

$$L_t = c_{trough} \times T_{trough} \quad (21)$$

Donde T_{crest} y T_{trough} son los periodos del pulso (s) asociado a la cresta y al valle, respectivamente. Dichos periodos se ajustaron de acuerdo con los datos observados mediante una minimización del error entre la series observadas y predichas. Se obtuvieron las siguientes expresiones:

$$T_{crest} = 2300 \times t^{-0.1} \quad (22)$$

$$T_{trough} = 3300 \times t^{-0.1} \quad (23)$$

A partir de este conjunto de expresiones, el modelo quedo definido y es válido tanto para calcular el pulso de presión en la zona próxima al volcán como en el campo lejano.

Mediante modificaciones del módulo “Mod_Meteo” presente en la configuración de FUNWAVE-TVD, se aplicará el pulso de presión propuesto por Lynett et. al. (2022) para generar un meteotsunami similar al producido por el volcán HTHH en 2022.

4.6 Estaciones de monitoreo

Con el objetivo de analizar la propagación del tsunami a lo largo de la costa de Chile, se definieron estaciones de monitoreo basadas en la ubicación de mareógrafos reales disponibles en la plataforma “Sea Level Monitoring Facility”. Estas estaciones corresponden a puntos instrumentales utilizados para el registro del nivel del mar, lo que permite evaluar la respuesta del tsunami en ubicaciones representativas del litoral chileno.

Las coordenadas de los mareógrafos fueron incorporadas al dominio computacional como estaciones virtuales del modelo, en las cuales se registró la variación temporal de la elevación de la superficie libre. De esta manera, es posible obtener series temporales del tsunami que permiten analizar los tiempos de arribo y las amplitudes máximas en cada ubicación considerada. La Tabla 2 presenta el listado de estaciones utilizadas, junto con sus coordenadas y la región administrativa correspondiente, mientras que la Figura 4 muestra su distribución espacial dentro del dominio de estudio.

Mareógrafos de Chile				
Ubicación	Región	Latitud °	Longitud °	N° Estación
Arica	Arica y Parinacota	-18,476	-70,323	19
Pisagua	Tarapacá	-19,597	-70,216	20
Iquique	Tarapacá	-20,205	-70,148	21
Puerto Patache	Tarapacá	-20,803	-70,198	22
Tocopilla	Antofagasta	-22,094	-70,212	23
Mejillones	Antofagasta	-23,098	-70,451	24

Mareógrafos de Chile				
Ubicación	Región	Latitud °	Longitud °	Nº Estación
Antofagasta	Antofagasta	-23,654	-70,405	25
Paposo	Antofagasta	-25,009	-70,469	26
Taltal	Antofagasta	-25,407	-70,490	27
Isla San Félix	Valparaíso	-26,292	-80,109	54
Chañaral	Atacama	-26,352	-70,634	28
Caldera	Atacama	-27,065	-70,825	29
Rapa Nui	Valparaíso	-27,155	-109,439	53
Huasco	Atacama	-28,469	-71,250	30
Punta de Choros	Coquimbo	-29,246	-71,469	62
Coquimbo	Coquimbo	-29,950	-71,335	31
Pichidanguí	Coquimbo	-32,136	-71,529	32
Quintero	Valparaíso	-32,775	-71,525	33
Valparaíso	Valparaíso	-33,028	-71,628	34
San Antonio	Valparaíso	-33,582	-71,618	35
Archipiélago Juan Fernández	Valparaíso	-33,636	-78,830	55
Boyeruca	Maule	-34,687	-72,058	58
Constitución	Maule	-35,356	-72,458	36
Coliumo	Biobío	-36,538	-72,957	61
Quiriquina	Biobío	-36,636	-73,057	37
Talcahuano	Biobío	-36,701	-73,106	38
Coronel	Biobío	-37,029	-73,152	39
Lebu	Biobío	-37,594	-73,664	40
Nehuenté	Araucanía	-38,750	-73,408	59
Queule	Araucanía	-39,398	-73,215	41
Corral	Los ríos	-39,887	-73,427	42
Bahía Mansa	Los Lagos	-40,581	-73,737	43
Puerto Montt	Los Lagos	-41,485	-72,961	44
Ancud	Los Lagos	-41,867	-73,833	45
Castro	Los Lagos	-42,481	-73,758	46
Puerto Melinka	Aysén y del Gral. Carlos Ibañez del Campo	-43,898	-73,748	47
Puerto Aguirre	Aysén y del Gral. Carlos Ibañez del Campo	-45,162	-73,527	63
Puerto Chacabuco	Aysén y del Gral. Carlos Ibañez del Campo	-45,467	-72,820	48
Puerto Edén	Magallanes y de la Antártica chilena	-49,130	-74,409	49
Puerto Sara	Magallanes y de la Antártica chilena	-52,648	-70,209	60
Caleta Meteoro	Magallanes y de la Antártica chilena	-52,960	-74,066	50
Punta Arenas	Magallanes y de la Antártica chilena	-53,124	-70,862	51

Tabla 2. Estaciones mareográficas de Chile consideradas en el estudio, junto con la región a la que pertenecen, sus coordenadas geográficas y su código interno. Fuente: Elaboración Propia.

Con el fin de visualizar la cobertura espacial de los puntos de observación utilizados en el estudio, la Figura 6 muestra la distribución geográfica de las estaciones descritas en la Tabla 2.

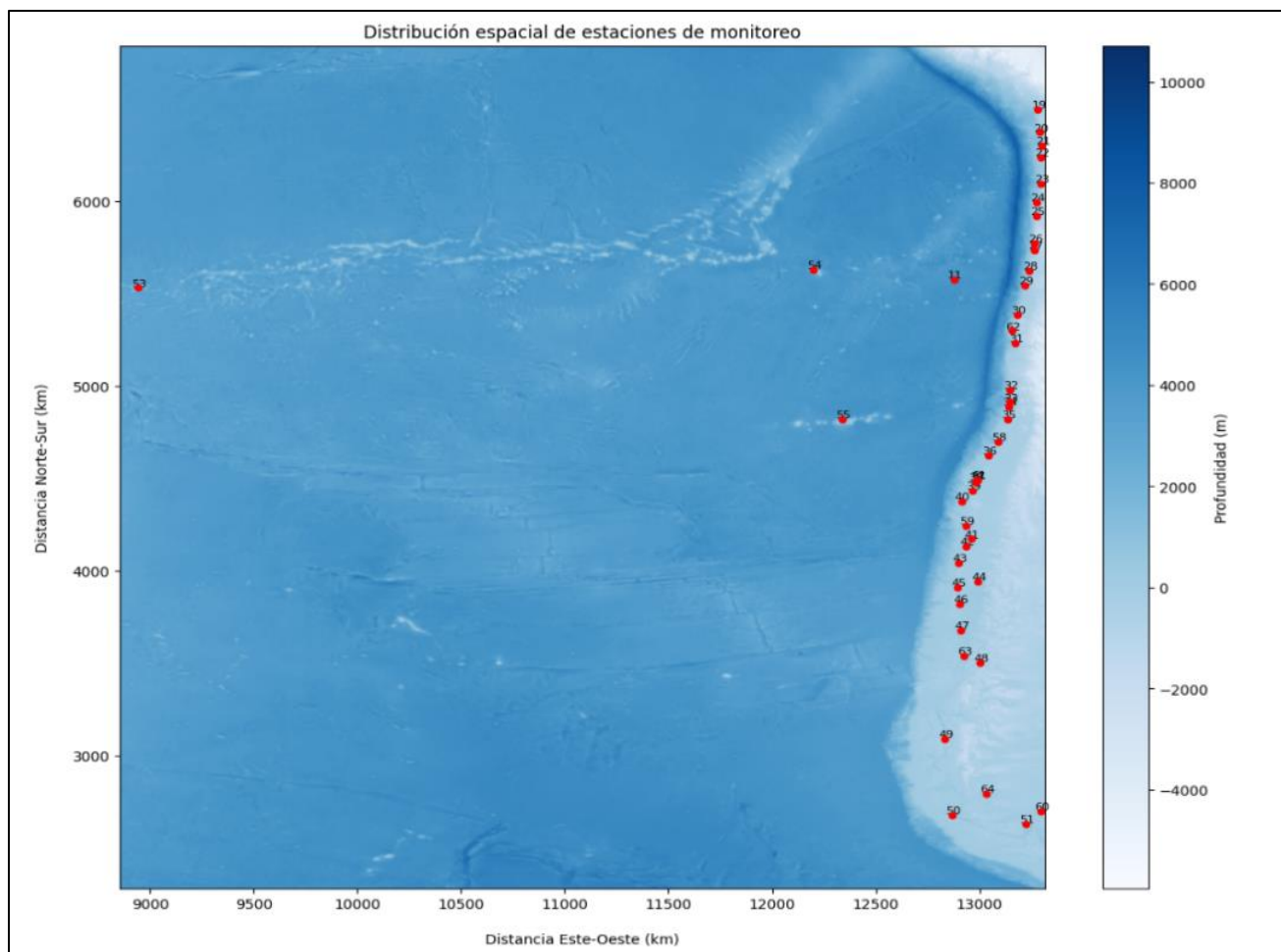


Figura 6. Distribución espacial de los mareógrafos de Chile empleados en la validación del modelo y el análisis desarrollado en el presente estudio. Fuente: Elaboración Propia.

4.7 Parámetros numéricos de simulación

La configuración numérica del modelo FUNWAVE-TVD fue establecida con el fin de garantizar la estabilidad y precisión de las simulaciones realizadas. Para ello, se definieron parámetros asociados al esquema numérico, la resolución temporal, el tratamiento de los bordes del dominio y la activación de los términos físicos incluidos en las ecuaciones gobernantes. La selección de estos valores se efectuó considerando las recomendaciones del modelo y su adecuada aplicación a la propagación de tsunamis a escala oceánica. Los principales parámetros utilizados en las simulaciones se resumen en la Tabla 3.

Parámetro	Valor	Descripción
Tiempo total de simulación	86400 s	Duración total del cálculo.
Esquema numérico	THIRD	Aproximación de alto orden.
CFL	0,5	Número de Courant.
Dispersión	Activada	Ecuaciones Boussinesq.
Gamma1, Gamma2	1	No linealidad completa.
FroudeCap	3	Límite del número de Froude.
MinDepth	10 m	Criterio wet-dry.

Parámetro	Valor	Descripción
Ancho capa absorbente	100 km	En los cuatro bordes.
Coeficiente de fricción	0,001	Sponge layer.

Tabla 3. Parámetros de control numérico utilizados en las simulaciones realizadas mediante FUNWAVE-TVD. Fuente: Elaboración Propia.

La activación de los términos dispersivos permitió utilizar las ecuaciones tipo Boussinesq implementadas en FUNWAVE-TVD, mientras que los parámetros Gamma 1 y Gamma 2 se mantuvieron en sus valores recomendados para conservar la representación completa de los efectos no lineales. Asimismo, el criterio CFL igual a 0,5 y la limitación del número de Froude mediante el parámetro “FroudeCap” contribuyeron a evitar inestabilidades numéricas durante la simulación.

Respecto a las condiciones de borde, se emplearon capas absorbentes (sponge layers) de 100 km de ancho en los cuatro extremos del dominio computacional. Estas capas, implementadas mediante las opciones “Direct Sponge” y “Friction_Sponge”, permiten disipar progresivamente la energía de las ondas al aproximarse a los límites abiertos, reduciendo la generación de reflexiones artificiales que podrían interferir con la propagación del tsunami dentro del dominio de cálculo. Adicionalmente, se utilizó un coeficiente de fricción $C_d = 0,001$, valor apropiado para representar la disipación asociada a la propagación de ondas largas en aguas profundas.

5 Resultados

En esta sección se presentan y analizan los resultados obtenidos a partir de las simulaciones de tsunami realizadas. En primer lugar, con el objetivo de evaluar el desempeño del modelo, se seleccionaron cinco estaciones mareográficas a lo largo de la costa chilena, representativas de distintas zonas del país, dichas zonas son el norte grande, norte chico, centro, sur y austral. Para cada una de estas estaciones, se compararon los registros observados del evento asociado al volcán Hunga Tonga Hunga Ha‘apai con las series temporales obtenidas a partir de las simulaciones numéricas. Los datos observados del evento fueron obtenidos desde el sistema “Sea Level Monitoring Facility”, administrado por UNESCO-IOC (Intergovernmental Oceanographic Commission, s. f.), el cual proporciona datos mareográficos en tiempo casi real para el monitoreo de tsunamis. Posteriormente, se les aplicó a los datos un preprocesamiento orientado a aislar la señal de tsunami, removiéndose la componente de marea astronómica y fijando los datos respecto a un tiempo inicial que coincide con la erupción del volcán, siendo este tiempo las 04:14:45 (UTC) del 15 de enero de 2022.

Finalmente, se aplicó un filtro pasa banda para periodos entre 5 minutos y 2 horas para eliminar ruido, preservando las componentes relevantes del fenómeno en el rango de interés. La Figura 7 presenta la comparación entre las series de tiempo observadas y simuladas para los mareógrafos seleccionados

El modelo reproduce razonablemente el comportamiento de los primeros trenes de ondas del tsunami HTHH de 2022 a lo largo del norte grande, norte chico, zona central, sur y parte de la zona austral de Chile, evidenciando una concordancia aceptable entre las amplitudes simuladas y las observaciones mareográficas. En términos generales, las amplitudes máximas simuladas se mantienen dentro del mismo orden de magnitud que los registros observados, reproduciendo adecuadamente la señal principal asociada al arribo del tsunami en la mayoría de las estaciones analizadas.

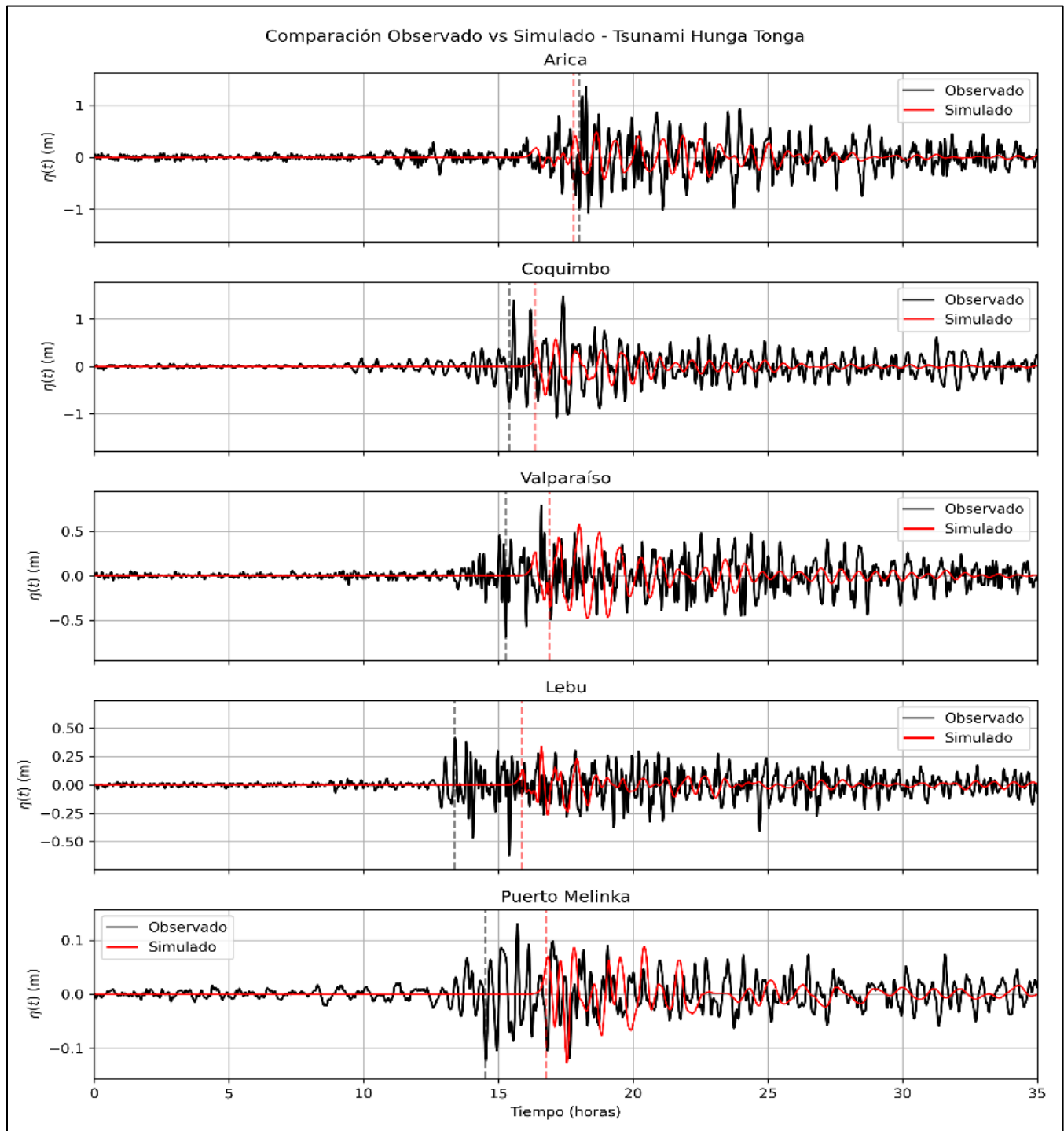


Figura 7. Comparación entre las series temporales observadas y simuladas de la perturbación del nivel del mar (η) correspondientes al tsunami de Hunga Tonga Hunga Ha'apai en los mareógrafos de Arica, Coquimbo, Valparaíso, Lebu y Puerto Melinka. Fuente: Elaboración Propia.

En estaciones como Arica y Coquimbo, las amplitudes simuladas presentan una buena concordancia con los registros observados durante los primeros trenes de ondas. En Valparaíso y Lebu se observan diferencias moderadas tanto en amplitud como en la forma de onda, aunque los valores simulados continúan siendo comparables con las observaciones instrumentales, alcanzando diferencias de amplitud máxima cercanas a los 0,3 m en ambos casos. En Puerto Melinka, el modelo logra reproducir parcialmente la señal inicial del tsunami,

aunque con discrepancias mayores debido a la compleja geometría costera de la zona austral de Chile, caracterizada por abundantes canales, fiordos e islas de pequeña escala. En dichos sectores, los algoritmos de manejo de celdas húmedas y secas (wetting-drying) pueden introducir inestabilidades locales o dificultades de convergencia.

La comparación entre las series temporales simuladas y observadas evidencia la presencia de desfases temporales variables entre estaciones a lo largo de toda la costa del país. El análisis mediante correlación cruzada indica desfases del orden de 0,5 a 2,5 horas entre ambas señales, dependiendo de la ubicación del mareógrafo. Estos desfases no dependen únicamente del tiempo de propagación del tsunami, sino también de simplificaciones en la representación de la fuente volcánica, limitaciones asociadas a la resolución espacial de la batimetría y línea de costa, así como efectos locales de resonancia y propagación costera.

Con el objetivo de evaluar cuantitativamente las diferencias temporales entre las series simuladas y observadas, se realizó un análisis de correlación cruzada entre ambas señales para las estaciones de la Figura 7. Los desfases temporales obtenidos, junto con la distancia aproximada entre cada estación y el volcán Hunga Tonga Hunga Ha'apai, se presentan en la Tabla 4.

Mareógrafo	Zona	Distancia al volcán HTHH (km)	Desfase temporal (h)
Arica	Norte Grande	10770	0,56
Coquimbo	Norte Chico	10145	0,98
Valparaíso	Centro	9977	1,85
Lebu	Sur	9602	2,52
Puerto Melinka	Austral	9322	2,28

Tabla 4. Distancia aproximada entre las estaciones mareográficas y el volcán HTHH, junto con los desfases temporales obtenidos mediante correlación cruzada entre las series simuladas y observadas. Fuente: Elaboración Propia.

La ausencia de una relación clara entre la distancia al volcán y el desfase temporal sugiere que las diferencias observadas no dependen exclusivamente de la localización geográfica de los mareógrafos respecto de la fuente generadora. En este sentido, es probable que los desfases estén influenciados por la forma en que el tsunami se propaga a través del océano, donde intervienen factores como la configuración batimétrica, la resolución espacial de la malla y las simplificaciones propias del modelo numérico, por lo que las discrepancias en los tiempos de arribo pueden interpretarse como el resultado de efectos acumulativos a lo largo de la trayectoria de propagación de la onda.

Considerando el desempeño general del modelo y sus limitaciones, se utilizó como referencia el caso base del tsunami de HTHH para comparar la respuesta de la costa chilena frente a los diferentes tsunamis volcánicos simulados. Para sintetizar la respuesta costera obtenida en todos los escenarios simulados, se utilizó como indicador la altura máxima del nivel del mar en cada estación (η_{max}). Considerando el gran número de escenarios a analizar es que se decidió realizar una normalización de los resultados respecto del caso base. La razón comparativa se definió mediante la siguiente expresión:

$$R_{ij} = \frac{\eta_{max\ i,j}}{\eta_{max\ HTHH,j}} \quad (24)$$

Donde i representa la fuente volcánica simulada y j la estación analizada. Valores superiores a la unidad indican respuestas mayores al caso de referencia, mientras que valores menores representan amplitudes inferiores. A partir de estos valores se construyó una matriz bidimensional entre volcanes y estaciones, cuya representación gráfica se muestra en la Figura 8.

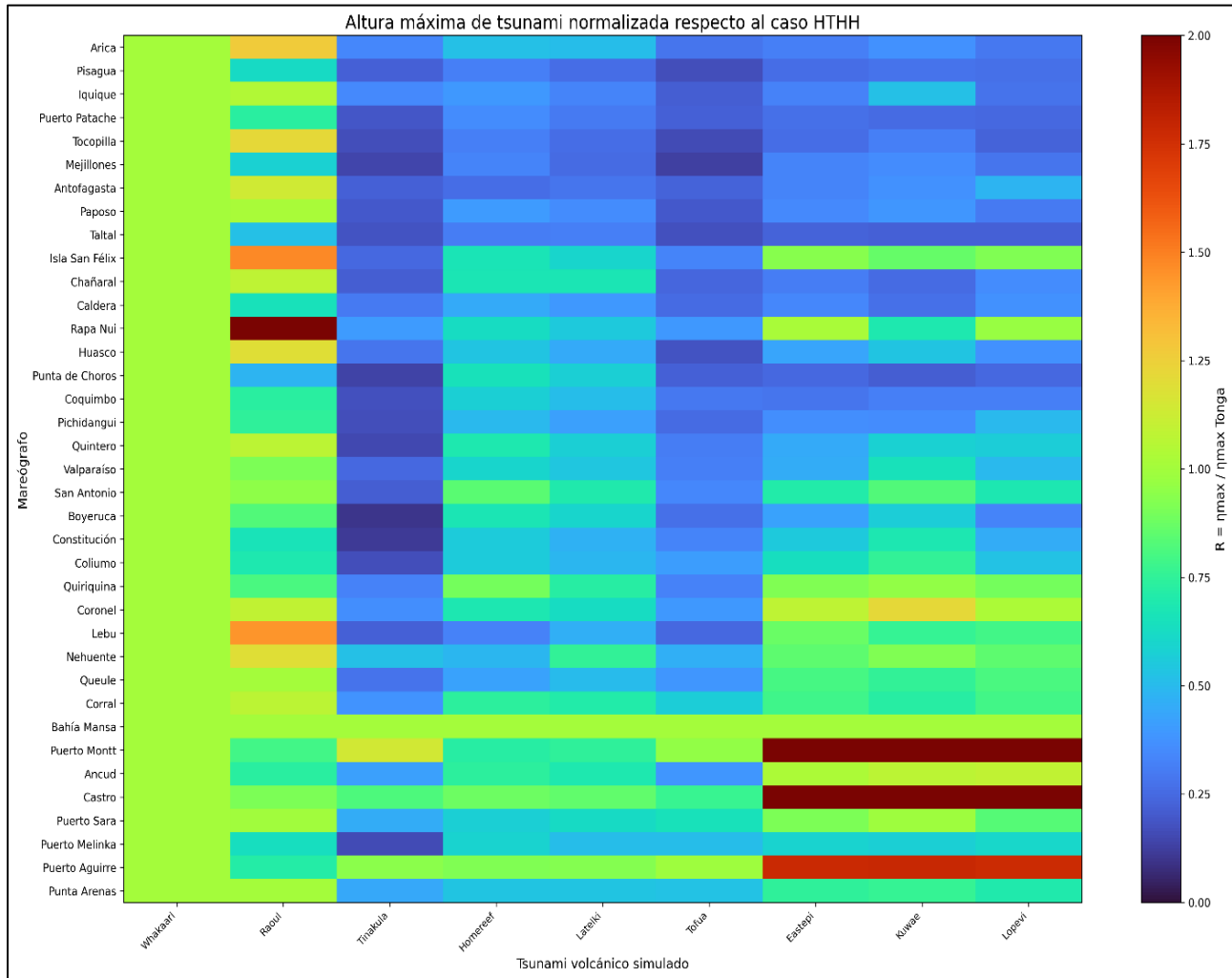


Figura 8. Matriz comparativa normalizada de alturas máximas del nivel del mar obtenidas para los distintos escenarios volcánicos simulados. Cada fila corresponde a una estación mareográfica ubicada en la costa chilena y cada columna a una fuente volcánica. La escala de colores representa la razón entre la altura máxima registrada en cada escenario y la obtenida para el caso de referencia asociado al volcán Hunga Tonga Hunga Ha'apai. Fuente: Elaboración Propia.

La Figura 8 evidencia que la respuesta de la costa chilena frente a tsunamis de origen volcánico generados en fuentes lejanas del Océano Pacífico presenta una marcada variabilidad espacial, ya que depende fuertemente tanto de la ubicación de la fuente tsunamigénica como de la localización del mareógrafo analizado. En términos generales, algunos escenarios producen amplitudes comparables o superiores al caso de referencia de Hunga Tonga Hunga Ha'apai, mientras que otros presentan respuestas considerablemente menores.

Entre las fuentes analizadas, uno de los escenarios que más destaca corresponde a Raoul Island, ya que en gran parte de los mareógrafos evaluados el tsunami genera amplitudes comparables o superiores al caso base HTHH. En particular, estaciones como Arica, Tocopilla, Huasco, Lebu y Nehuente presentan razones normalizadas cercanas a $R \approx 1,25$, indicando amplitudes aproximadamente un 25% mayores que las registradas durante el evento de Tonga de 2022. Al analizar con mayor detalle la respuesta del norte grande de Chile, se observa un comportamiento espacial particularmente heterogéneo. Estaciones relativamente próximas entre sí, como Arica, Pisagua e Iquique, presentan razones normalizadas significativamente distintas, donde la amplitud relativa del escenario Raoul Island resulta considerablemente mayor en Arica que en Pisagua y a su vez, en Iquique. Un patrón similar se observa entre Tocopilla, Mejillones y Antofagasta, lo que sugiere que la respuesta costera frente a tsunamis volcánicos de campo lejano no varía de manera homogénea incluso a escalas regionales relativamente

pequeñas debido a procesos locales como la interacción entre el tren de ondas y la batimetría local, la geometría costera y su orientación respecto a las ondas del tsunami y posibles mecanismos de resonancia en bahías.

En el caso del Chile insular, la respuesta es aún más significativa. Tanto Rapa Nui como Isla San Félix exhiben algunas de las mayores amplificaciones relativas de toda la matriz, alcanzando valores de $R \approx 2$. Esto sugiere que estas localizaciones constituyen sectores particularmente sensibles frente a tsunamis volcánicos de campo lejano, probablemente debido a su exposición directa al tren de ondas en aguas profundas y a la ausencia del efecto disipativo asociado a la plataforma continental.

Otros escenarios que presentan amplificaciones relativas elevadas corresponden a East Epi, Kuwae y Lopevi, las cuales se concentran principalmente en mareógrafos de la zona austral, particularmente en Puerto Montt, Castro y Puerto Aguirre. Sin embargo, es importante considerar que en términos absolutos estas amplitudes continúan siendo bajas (inferiores a $6,0 \times 10^{-2} \text{m}$ en todos casos), por lo que los valores elevados de R responden principalmente a diferencias respecto al caso base HTHH. Asimismo, tal como se mencionó anteriormente, la respuesta obtenida en la zona austral debe interpretarse con precaución debido a las incertidumbres asociadas a la compleja geometría costera y las limitaciones inherentes a la resolución batimétrica utilizada por el modelo numérico.

Por otro lado, al observar el escenario de Whakaari, podemos notar que existe una gran similitud con el caso base, mostrando valores de $R \approx 1$ en todos los mareógrafos, por lo que en términos relativos el tsunami tendría un impacto comparable.

En contraste, escenarios como Tinakula y Tofua presentan las razones R más bajas de todos los casos de estudio, indicando una propagación menos eficiente de energía hacia la costa chilena. Este comportamiento evidencia que la amenaza potencial asociada a tsunamis volcánicos de campo lejano puede depender de una dirección preferencial de propagación oceánica.

Si bien la matriz normalizada permite comparar de manera directa la respuesta de la costa chilena frente a diferentes escenarios simulados con el tsunami de HTHH, el gran número de casos analizados hace necesaria una mayor síntesis de los resultados. Por ello, se elaboró un ranking de fuentes tsunamigénicas utilizando métricas basadas en las razones normalizadas R obtenidas previamente para cada estación mareográfica. De esta manera, se calculó el promedio espacial, el valor máximo alcanzado y el número de mareógrafos en los que cada escenario supera al caso base HTHH.

La Tabla 5 presenta el ranking de las fuentes tsunamigénicas analizadas, considerando el promedio espacial de las razones normalizadas (R_{prom}), el máximo valor relativo alcanzado (R_{max}) y el número de estaciones mareográficas en las que cada escenario supera al caso base HTHH ($N [R > 1]$). Estos indicadores permiten identificar tanto las fuentes que generan una respuesta más consistente a escala regional como aquellas que producen amplificaciones localizadas en estaciones específicas.

Ranking de fuentes tsunamigénicas			
Volcán	R_{prom}	R_{max}	$N [R > 1]$
Whaakari	1,02	1,02	0
Raoul Island	0,95	2,63	17
Kuwae	0,70	2,21	6
East Epi	0,67	2,21	7
Lopevi	0,66	2,22	6
Homereef	0,58	1,00	1
Lateiki	0,54	1,00	1

Ranking de fuentes tsunamigénicas			
Volcán	R_prom	R_max	N [R>1]
Tofua	0,39	1,00	1
Tinakula	0,34	1,14	2

Tabla 5. Ranking de las fuentes tsunamigénicas simuladas según el promedio espacial de las razones normalizadas (R_prom), el máximo valor relativo alcanzado (R_max) y el número de estaciones mareográficas en las que cada escenario supera al caso base HTHH. Fuente: Elaboración Propia.

El análisis del ranking de fuentes tsunamigénicas permite identificar diferencias importantes en el comportamiento global de los distintos escenarios simulados. Considerando el promedio espacial de las razones normalizadas (R_prom), Raoul Island destaca como la fuente con mayor impacto relativo sobre la costa chilena, alcanzando un valor promedio cercano a 0,95 y superando al caso base HTHH en 17 estaciones mareográficas. Esto sugiere que, en términos generales, Raoul Island constituye el escenario más consistente y energéticamente eficiente dentro del conjunto analizado.

Por otro lado, los escenarios asociados a Kuwae, East Epi y Lopevi presentan valores promedio menores, aunque exhiben algunos de los máximos relativos más elevados de todo el estudio, con valores de R_max superiores a 2,2. Este comportamiento indica que dichas fuentes tienden a generar respuestas más focalizadas en algunas estaciones del dominio, produciendo amplificaciones importantes en la zona austral de Chile, más que un incremento homogéneo a lo largo de toda la costa. Se menciona nuevamente que dichos valores consideran cierta incertidumbre asociada al modelo numérico utilizado.

Por otra parte, volcanes como Homer Reef, Lateiki, Tofua y Tinakula presentan impactos considerablemente menores en términos regionales, manteniendo valores promedio bajos y un número reducido de estaciones con R > 1. En especial, Tinakula exhibe el menor impacto relativo de todos los escenarios simulados, evidenciando una propagación menos eficiente de energía hacia la costa chilena.

Resulta igualmente interesante el caso de Whakaari, cuyos indicadores presentan valores prácticamente equivalentes al escenario de referencia. Esto sugiere una respuesta muy similar al caso base HTHH tanto en términos de amplitud promedio como de distribución espacial de la energía.

En conjunto, estos resultados muestran que la peligrosidad relativa de un tsunami volcánico de campo lejano no depende únicamente de los máximos locales alcanzados en estaciones específicas, sino también de la capacidad de la fuente para mantener amplitudes elevadas de manera consistente a lo largo de una gran extensión de la costa chilena.

Hasta el momento, el estudio se ha centrado en un análisis comparativo entre los distintos escenarios simulados y el caso base HTHH, permitiendo identificar aquellas fuentes tsunamigénicas que representan un mayor peligro potencial para las costas de Chile. En este contexto, también resulta necesario identificar qué estaciones mareográficas y, por consiguiente, qué localidades del país podrían presentar una mayor exposición frente a tsunamis volcánicos análogos al evento de Tonga.

Ranking de mareógrafos más sensibles			
Volcán	R_prom	R_max	N (R>1)
Puerto Montt	1,33	2,22	4
Castro	1,25	2,04	3
Puerto Aguirre	1,20	1,79	3
Bahía Mansa	1,00	1,00	0
Rapa Nui	0,92	2,63	2
Coronel	0,83	1,21	4

Ranking de mareógrafos más sensibles			
Volcán	R_prom	R_max	N (R>1)
Ancud	0,80	1,09	3
Isla San Félix	0,78	1,47	1
Nehuate	0,78	1,19	1
Puerto Sara	0,78	1,00	0
Quiriquina	0,76	1,00	0
Corral	0,75	1,07	1
San Antonio	0,70	1,00	0
Punta Arenas	0,70	1,01	1
Lebu	0,68	1,45	1
Queule	0,66	1,00	1
Quintero	0,60	1,08	1
Coliumo	0,58	1,00	0
Valparaíso	0,58	1,00	0
Puerto Melinka	0,58	1,00	0
Huasco	0,55	1,19	1
Arica	0,55	1,27	1
Constitución	0,54	1,00	0
Chañaral	0,53	1,08	1
Boyeruca	0,53	1,00	0
Iquique	0,50	1,04	1
Antofagasta	0,48	1,13	1
Pichidangui	0,48	1,00	0
Paposo	0,47	1,02	1
Coquimbo	0,47	1,00	0
Caldera	0,45	1,00	0
Tocopilla	0,44	1,22	1
Punta de Choros	0,42	1,00	0
Puerto Patache	0,40	1,00	0
Pisagua	0,38	1,00	0
Mejillones	0,38	1,00	0
Taltal	0,36	1,00	0

Tabla 6. Ranking de estaciones mareográficas más sensibles frente a tsunamis volcánicos de campo lejano. Elaboración propia.

La Tabla 6 muestra que las estaciones mareográficas más sensibles a los distintos tsunamis simulados se concentran principalmente en la zona austral de Chile. En particular, Puerto Montt, Castro y Puerto Aguirre presentan los mayores valores promedio de R, indicando que estas localidades tienden a exhibir amplificaciones mayores al caso base HTHH para una parte importante de los escenarios volcánicos considerados.

Puerto Montt destaca como la estación con mayor sensibilidad relativa de toda la red analizada, alcanzando un promedio espacial de $R_{prom} \approx 1,33$ y un valor máximo cercano a $R_{max} \approx 2,22$. De manera similar, Castro y Puerto Aguirre presentan promedios superiores a la unidad, sugiriendo que ciertos sectores del extremo austral poseen una alta susceptibilidad frente a tsunamis volcánicos de campo lejano.

Por otra parte, gran parte de las estaciones ubicadas en el norte y centro de Chile presentan valores promedio

considerablemente menores, evidenciando una respuesta más moderada y relativamente homogénea entre escenarios. Sin embargo, algunas localidades específicas, como Arica, Tocopilla y Huasco, muestran máximos relativos superiores al promedio regional, particularmente asociados al escenario Raoul Island.

Asimismo, estaciones del Chile insular como Rapa Nui e Isla San Félix presentan un comportamiento distinto al observado en la costa continental. Aunque sus valores promedio no corresponden a los más altos del conjunto, ambas estaciones exhiben máximos relativos importantes, lo que sugiere respuestas altamente sensibles frente a ciertos escenarios específicos más que una amplificación persistente frente a todas las fuentes analizadas.

6 Conclusiones

Los resultados obtenidos en esta investigación muestran que la respuesta de la costa chilena frente a tsunamis volcánicos generados en el Pacífico sur presenta una fuerte dependencia tanto de la localización de la fuente generadora como de las características geométricas y batimétricas de cada sector costero. A partir de los escenarios evaluados, se identificó a Raoul Island como la fuente con mayor potencial tsunamigénico relativo para Chile, registrando los valores más altos de amplificación máxima, con un valor máximo de $R = 2,63$ y la mayor cantidad de estaciones con respuesta amplificada respecto al tsunami simulado de Tonga 2022, con 17 estaciones.

El análisis espacial de los mareógrafos mostró que las mayores sensibilidades se concentran principalmente en la zona austral. Las estaciones de Puerto Montt, Castro y Puerto Aguirre presentaron los mayores niveles de amplificación promedio. Fuera de la zona austral, estaciones como Coronel también exhibieron una respuesta significativa, alcanzando valores de amplificación máxima superiores a 1,2 y mostrando una sensibilidad relativamente alta dentro de la zona sur del país. En contraste, gran parte de las estaciones del norte grande y norte chico presentaron respuestas más estables y menores factores de amplificación relativa. Chile insular es una zona de alta relevancia para el análisis, principalmente Rapa Nui, puesto que registró la mayor amplificación relativa del estudio, alcanzando valores cercanos a 2,63 veces el caso de referencia bajo ciertos escenarios de propagación.

A pesar de los resultados obtenidos, la modelación de tsunamis volcánicos continúa presentando importantes desafíos asociados a la representación de los mecanismos de generación. La fuente utilizada en este trabajo corresponde a una aproximación simplificada del fenómeno eruptivo real, mientras que durante el evento HTHH de 2022 participaron procesos mucho más complejos y difíciles de modelar, tales como colapsos volcánicos y flujos piroclásticos submarinos, los cuales habrían desempeñado un rol relevante en la generación y evolución inicial del tsunami.

Considerando todas estas simplificaciones, las simulaciones desarrolladas lograron reproducir adecuadamente la evolución general del tsunami y los principales trenes de ondas registrados en múltiples estaciones mareográficas de la costa chilena. El modelo demostró una buena capacidad para representar la propagación transoceánica de largo alcance y la distribución espacial general de las amplitudes observadas. Sin embargo, persisten limitaciones relacionadas con la persistencia temporal de las oscilaciones, la resolución espacial empleada y la representación de procesos locales de resonancia, disipación e interacción costera. Estas discrepancias se vuelven particularmente relevantes en sectores australes, donde la compleja geometría de la costa puede modificar significativamente la respuesta hidrodinámica local y dificultar la representación numérica precisa de la señal observada.

Finalmente, este estudio permite concluir que la amenaza asociada a tsunamis volcánicos remotos sobre la costa chilena no depende exclusivamente de la magnitud de la erupción, sino también de factores de propagación oceánica y amplificación costera local. Los resultados obtenidos refuerzan la necesidad de continuar desarrollando modelos numéricos capaces de integrar de manera más completa los procesos océano-atmósfera y de mejorar la resolución costera en zonas altamente complejas del territorio chileno.

7 Referencias

- (1) International Federation of Red Cross and Red Crescent Societies. (2022). *Tonga: Volcanic eruption and tsunami cuts off country from the world*. IFRC. <https://www.ifrc.org/press-release/tonga-volcanic-eruption-and-tsunami-cuts-country-world>
- (2) National Oceanic and Atmospheric Administration. (s. f.). *Tsunamis*. NOAA Education Resource Collections. <https://www.noaa.gov/education/resource-collections/ocean-coasts/tsunamis>
- (3) Dean, R. G., & Dalrymple, R. A. (1984). *Water wave mechanics for engineers and scientists*. Prentice-Hall.
- (4) Intergovernmental Oceanographic Commission. (2006). *Manual on sea level measurement and interpretation, Volume IV: An update to 2006* (IOC Manuals and Guides No. 14). UNESCO. <https://unesdoc.unesco.org/ark:/48223/pf0000147773>
- (5) Deep Insight. (s.f.). *Mareógrafo DeepWaves RTK GNSS*. Deep Insight.
- (6) Bernard, E., & Meinig, C. (2011). *History and future of deep-ocean tsunami measurements*. In *Proceedings of OCEANS'11 MTS/IEEE Kona* (pp. 1–7). IEEE. <https://doi.org/10.23919/OCEANS.2011.6106894>.
- (7) Vilibić, I. (2008). Numerical simulations of the Proudman resonance. *Continental Shelf Research*, 28(4–5), 574–581. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2007.11.005>
- (8) Proudman, J. (1929). The effects on the sea of changes in atmospheric pressure. *Geophysical Supplements to the Monthly Notices of the Royal Astronomical Society*, 2(4), 197–209. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1929.tb05408.x>
- (9) Pattiaratchi, C. B., & Wijeratne, E. M. S. (2015). *Are meteotsunamis an underrated hazard?* *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 373(2053), 20140377. <https://doi.org/10.1098/rsta.2014.0377>
- (10) Rabinovich, A. B., & Monserrat, S. (1996). Meteorological tsunamis near the Balearic and Kuril Islands: Descriptive and statistical analysis. *Natural Hazards*, 13(1), 55–90. <https://doi.org/10.1007/BF00156506>
- (11) Poli, P., & Shapiro, N. M. (2022). Rapid characterization of large volcanic eruptions: Measuring the impulse of the Hunga Tonga Ha’apai explosion from teleseismic waves. *Geophysical Research Letters*, 49(8), e2022GL098123. <https://doi.org/10.1029/2022GL098123>
- (12) Terry, J. P., Goff, J., Winspear, N., Bongolan, V. P., Fisher, S., et al. (2022). *Tonga volcanic eruption and tsunami, January 2022: Globally the most significant opportunity to observe an explosive and tsunamigenic submarine eruption since AD 1883 Krakatau*. *Geoscience Letters*, 9(1), 24. <https://doi.org/10.1186/s40562-022-00232-z>
- (13) Lynett, P., McCann, M., Zhou, Z., Renteria, W., Borrero, J., Greer, D., Fa’anunu, O., Bosserelle, C., Jaffe, B., La Selle, S. P., Ritchie, A., Snyder, A., Nasr, B., Bott, J., Graehl, N., Synolakis, C., Ebrahimi, B., & Cinar, G. E. (2022). *Diverse tsunamigenesis triggered by the Hunga Tonga-Hunga Ha’apai eruption*. *Nature*, 609(7928), 728–733. <https://doi.org/10.1038/S41586-022-05170-6>
- (14) Kubota, T., Saito, T., Nishida, K., & Kobayashi, N. (2022). Global fast-traveling tsunamis driven by atmospheric Lamb waves on the 2022 Tonga eruption. *Science*, 377(6601), 91–94. <https://doi.org/10.1126/science.abo4364>
- (15) Paris, R. (2015). *Source mechanisms of volcanic tsunamis*. *Philosophical Transactions of the Royal*

- Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences, 373(2053), 20140380. <https://royalsocietypublishing.org/rsta/article/373/2053/20140380/114998/Source-mechanisms-of-volcanic-tsunamis>
- (16) Watts, P., Grilli, S. T., Kirby, J. T., Fryer, G. J., & Tappin, D. R. (2003). *Landslide tsunami case studies using a Boussinesq model and a fully nonlinear tsunami generation model*. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 3(5), 391–402. https://www.researchgate.net/publication/29630180_Landslide_tsunami_case_studies_using_a_Boussinesq_model_and_a_fully_nonlinear_tsunami_generation_model
- (17) United States Geological Survey. (s. f.). *Principal types of volcanoes*. U.S. Department of the Interior. <https://pubs.usgs.gov/gip/volc/types.html>
- (18) Paris, R., Switzer, A. D., Belousova, M., Belousov, A., Ontowirjo, B., Whelley, P. L., & Ulvrova, M. (2014). *Volcanic tsunamis: A review of source mechanisms, past events and hazards in Southeast Asia (Indonesia, Philippines, Papua New Guinea)*. *Natural Hazards*, 70(1), 447–470. <https://doi.org/10.1007/s11069-013-0822-8>
- (19) Watts, P., & Waythomas, C. F. (2003). *Theoretical analysis of tsunami generation by pyroclastic flows*. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 108(B12), 2560. <https://doi.org/10.1029/2002JB002265>
- (20) Schindelé, F., Paris, R., Tappin, D. R., et al. (2024). *A review of tsunamis generated by volcanoes (TGV): Source mechanisms, modelling, monitoring and warning systems*. *Pure and Applied Geophysics*. <https://cnrs.hal.science/hal-04638171v1>
- (21) Matoza, R. S., Fee, D., Assink, J. D., Iezzi, A. M., Green, D. N., Kim, K., et al. (2022). *Atmospheric waves and global seismoacoustic observations of the January 2022 Hunga eruption, Tonga*. *Science*, 377(6601), 95–100. <https://doi.org/10.1126/science.abo7063>
- (22) Nishida, K., Ichihara, M., Kubota, T., & Tonegawa, T. (2024). *Ocean surface gravity waves excited by the 2022 eruption of Hunga Tonga–Hunga Ha'apai volcano*. *Geophysical Research Letters*, 51(19), e2024GL111983. <https://doi.org/10.1029/2024GL111983>
- (23) World Bank. (2022, February 14). *Tonga volcanic eruption and tsunami: World Bank disaster assessment report estimates damages at US\$90M*. <https://www.worldbank.org/en/news/press-release/2022/02/14/tonga-volcanic-eruption-and-tsunami-world-bank-disaster-assessment-report-estimates-damages-at-us-90m>
- (24) Fan, T., Wang, Y., Xu, Z., Sun, L., Wang, P., & Hou, J. (2024). *A review of historical volcanic tsunamis: A new scheme for a volcanic tsunami monitoring system*. *Journal of Marine Science and Engineering*, 12(2), 278. <https://doi.org/10.3390/jmse12020278>
- (25) Carvajal, M., Sepúlveda, I., Gubler, A., Garreaud, R., & Farias, M. (2022). *Worldwide signature of the 2022 Tonga volcanic tsunami*. *Geophysical Research Letters*, 49(13). <https://doi.org/10.1029/2022GL098153>
- (26) Ar nguiz, R., Shibayama, T., & Yamazaki, Y. (2014). *Tsunamis from the Arica–Tocopilla source region and their effects on ports of Central Chile*. *Natural Hazards*, 71(1), 175–202. <https://doi.org/10.1007/s11069-013-0906-5>
- (27) Intergovernmental Oceanographic Commission. (2024). *Monitoring and warning for tsunamis generated by volcanoes*. UNESCO-IOC Tsunami Programme. <https://tsunami.ioc.unesco.org/en/articles/monitoring->

and-warning-tsunamis-generated-volcanoes

- (28) Shi, F., Kirby, J. T., Harris, J. C., Geiman, J. D., & Grilli, S. T. (2012). *A high-order adaptive time-stepping TVD solver for Boussinesq modeling of breaking waves and coastal inundation*. *Ocean Modelling*, 43–44, 36–51.
- (29) Kennedy, A. B., Kirby, J. T., Chen, Q., & Dalrymple, R. A. (2000). *Boussinesq-type equations with improved nonlinear performance*. *Coastal Engineering*, 39(3–4), 225–257. [https://doi.org/10.1016/S0378-3839\(99\)00060-9](https://doi.org/10.1016/S0378-3839(99)00060-9)
- (30) Chen, Q. (2006). *Fully nonlinear Boussinesq-type equations for waves and currents over porous beds*. *Journal of Engineering Mechanics*, 132(2), 220–230. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)0733-9399\(2006\)132:2\(220\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)0733-9399(2006)132:2(220))
- (31) Wei, G., Kirby, J. T., Grilli, S. T., & Subramanya, R. (1995). *A fully nonlinear Boussinesq model for surface waves. Part I. Highly nonlinear unsteady waves*. *Journal of Fluid Mechanics*, 294, 71–92.
- (32) Kirby, J. T., Shi, F., Tehranirad, B., Harris, J. C., & Grilli, S. T. (2013). *Dispersive tsunami waves in the ocean: Model equations and sensitivity to dispersion and Coriolis effects*. *Ocean Modelling*, 62, 39–55.
- (33) Heidarzadeh, M., Gusman, A. R., Ishibe, T., Sabeti, R., & Šepić, J. (2022). *Estimating the eruption-induced water displacement source of the 15 January 2022 Tonga volcanic tsunami from tsunami spectra and numerical modelling*. *Ocean Engineering*, 261, 112165. <https://doi.org/10.1016/j.oceaneng.2022.112165>
- (34) Intergovernmental Oceanographic Commission. (s. f.). *Sea Level Station Monitoring Facility*. <https://www.ioc-sealevelmonitoring.org/>

8 Anexos

En este anexo se presentan series temporales representativas obtenidas para los distintos escenarios volcánicos simulados. Se incluyen las estaciones empleadas durante la validación del modelo numérico, así como aquellas que mostraron una mayor sensibilidad frente a las fuentes tsunamigénicas analizadas.

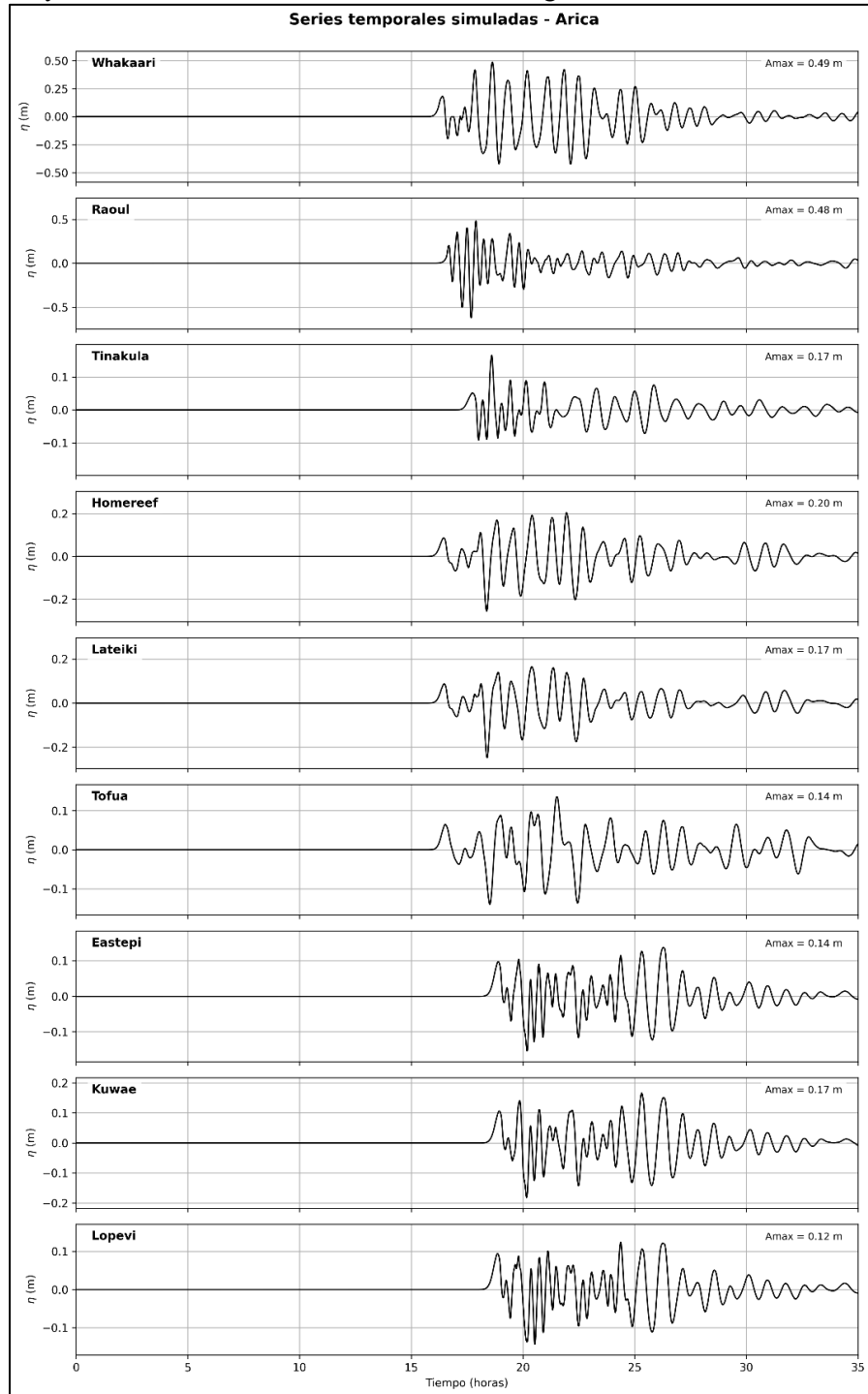


Figura A.1. Series temporales de elevación de la superficie libre (η) obtenidas para la estación mareográfica de Arica bajo los escenarios simulados. Fuente: Elaboración Propia.

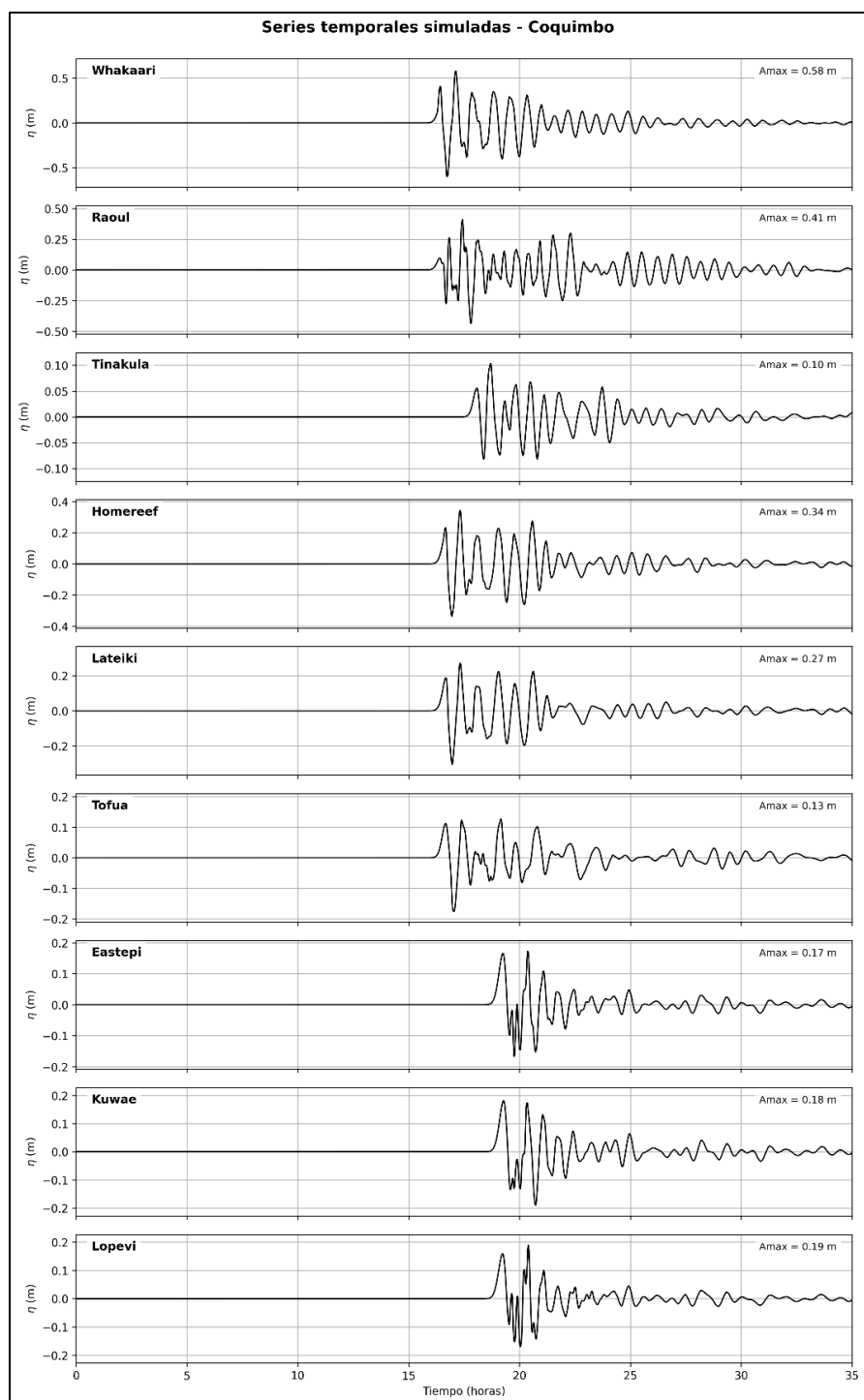


Figura A.2. Series temporales de elevación de la superficie libre (η) obtenidas para la estación mareográfica de Coquimbo bajo los escenarios simulados.
Fuente: Elaboración Propia.

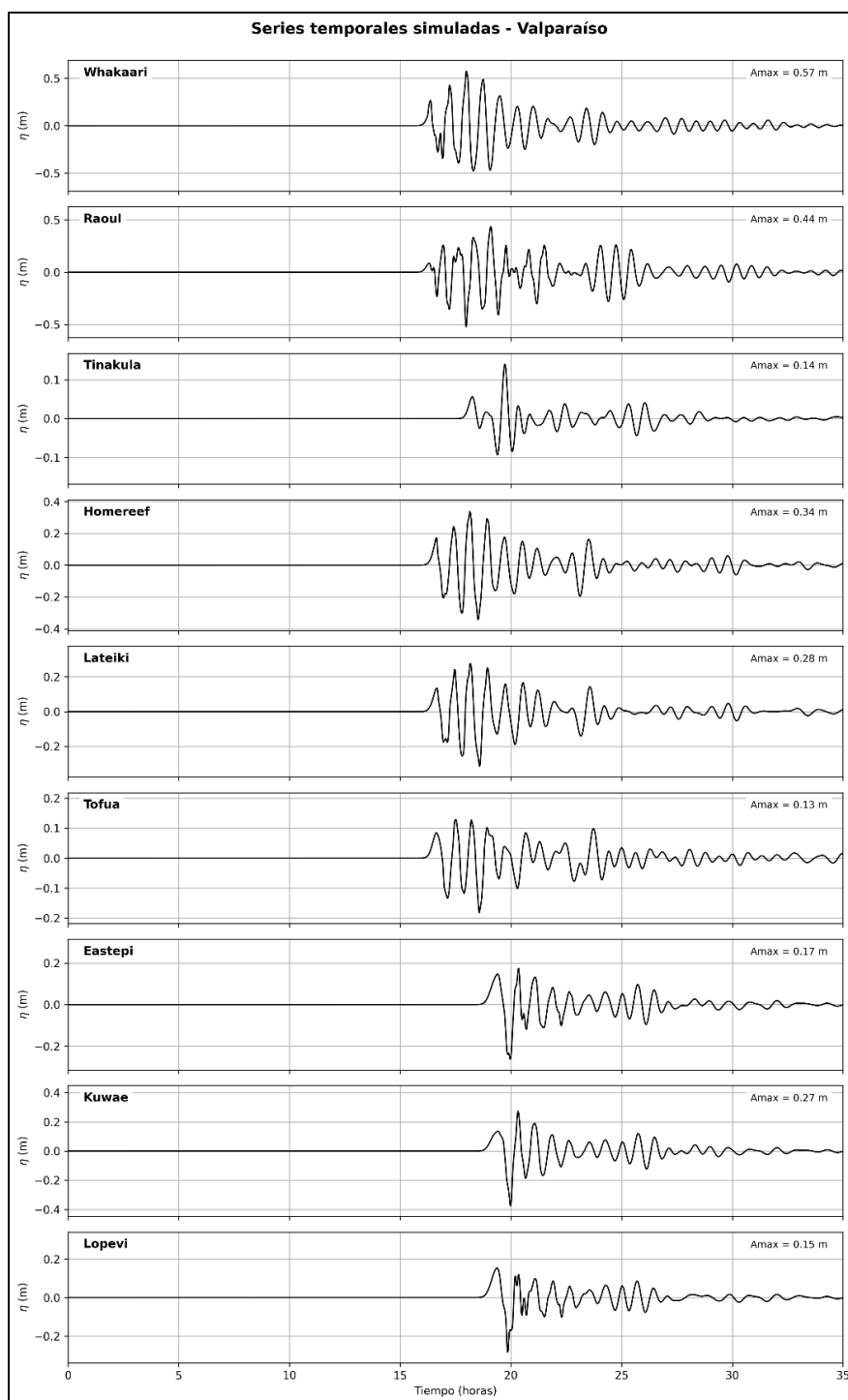


Figura A.3. Series temporales de elevación de la superficie libre (η) obtenidas para la estación mareográfica de Valparaíso bajo los escenarios simulados.
Fuente: Elaboración Propia.

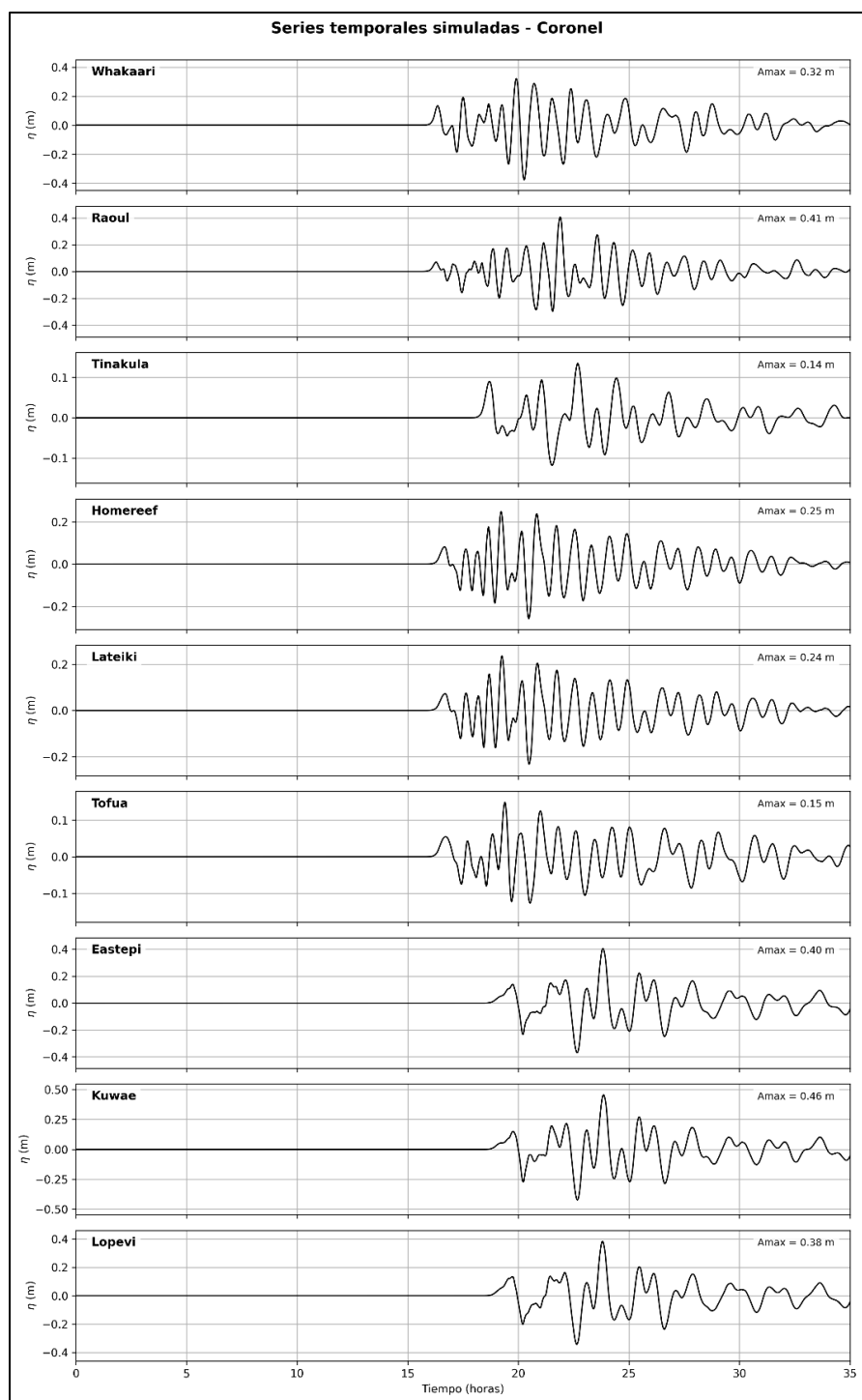


Figura A.4. Series temporales de elevación de la superficie libre (η) obtenidas para la estación mareográfica de Coronel bajo los escenarios simulados.
Fuente: Elaboración Propia.

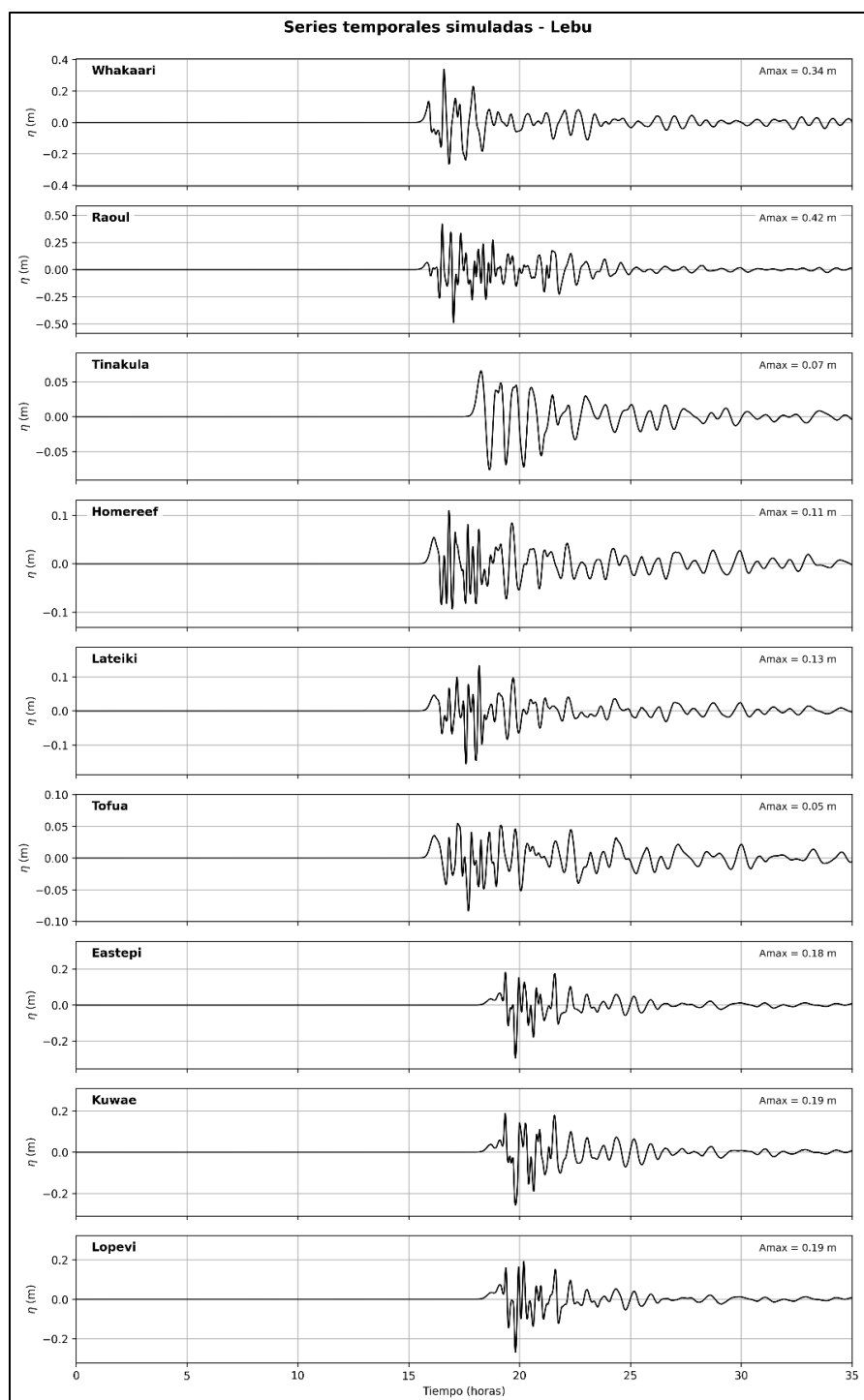


Figura A.5. Series temporales de elevación de la superficie libre (η) obtenidas para la estación mareográfica de Lebu bajo los escenarios simulados. Fuente: Elaboración Propia.

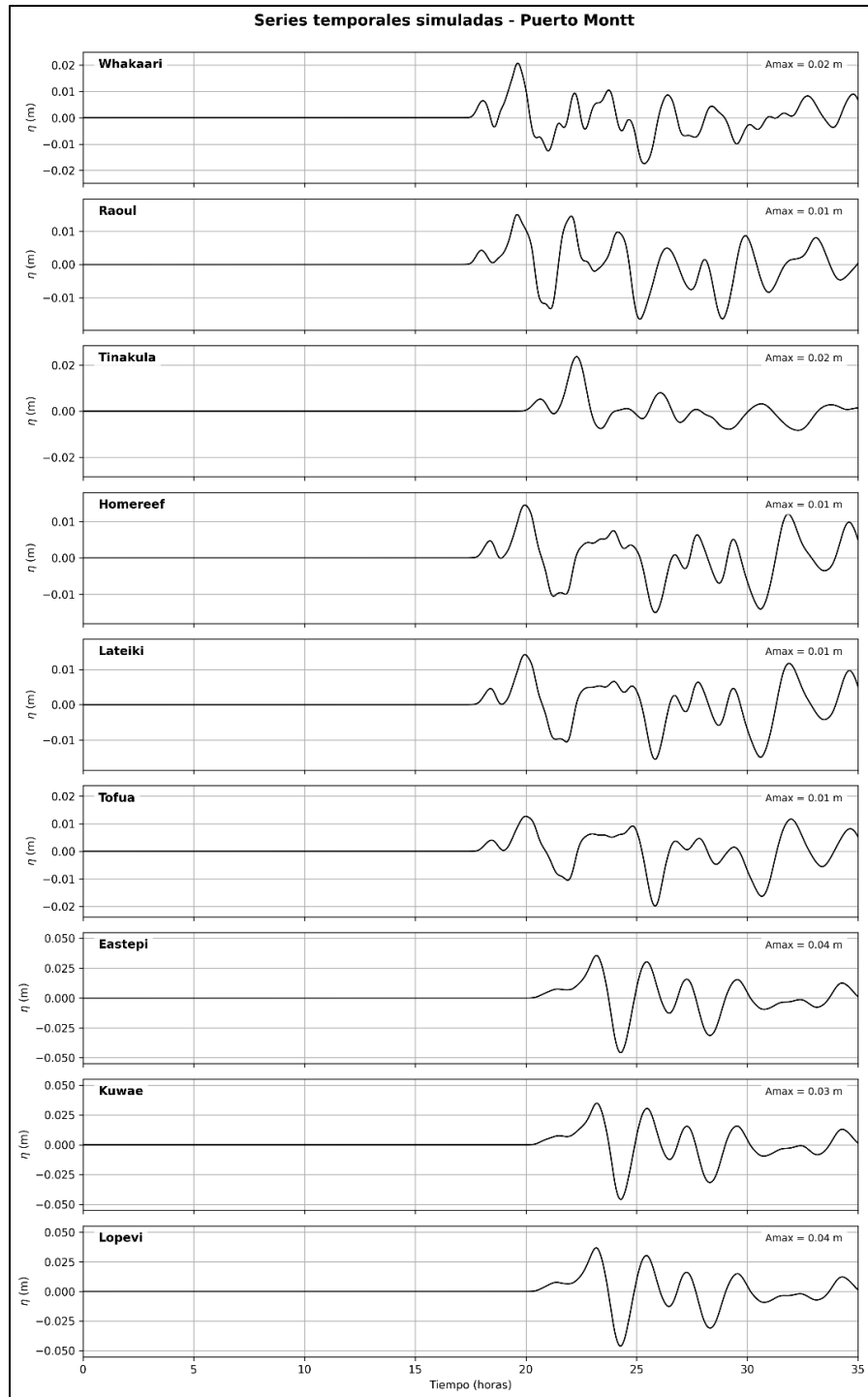


Figura A.6. Series temporales de elevación de la superficie libre (η) obtenidas para la estación mareográfica de Puerto Montt bajo los escenarios simulados.
Fuente: Elaboración Propia.

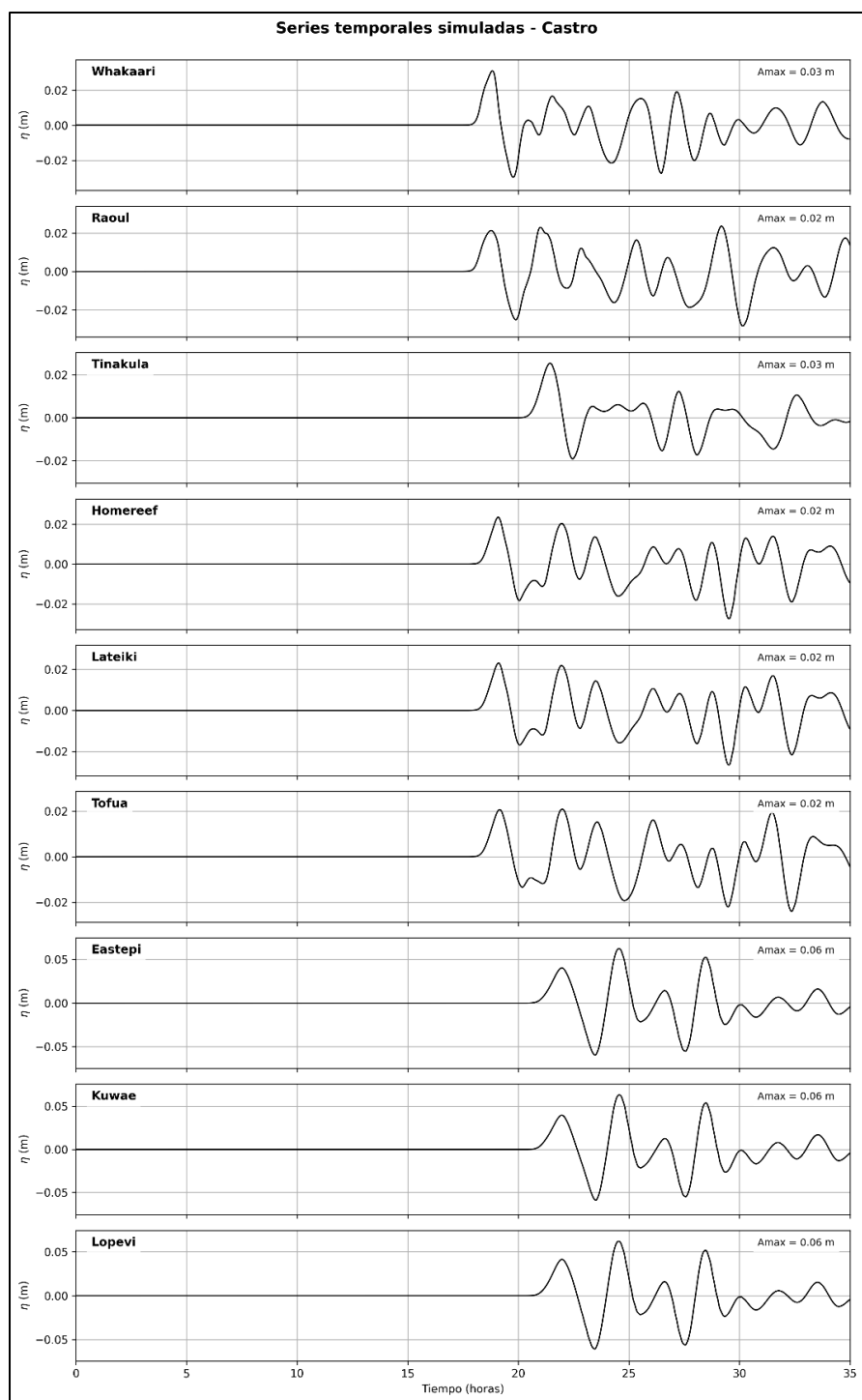


Figura A.7. Series temporales de elevación de la superficie libre (η) obtenidas para la estación mareográfica de Castro bajo los escenarios simulados.
Fuente: Elaboración Propia.

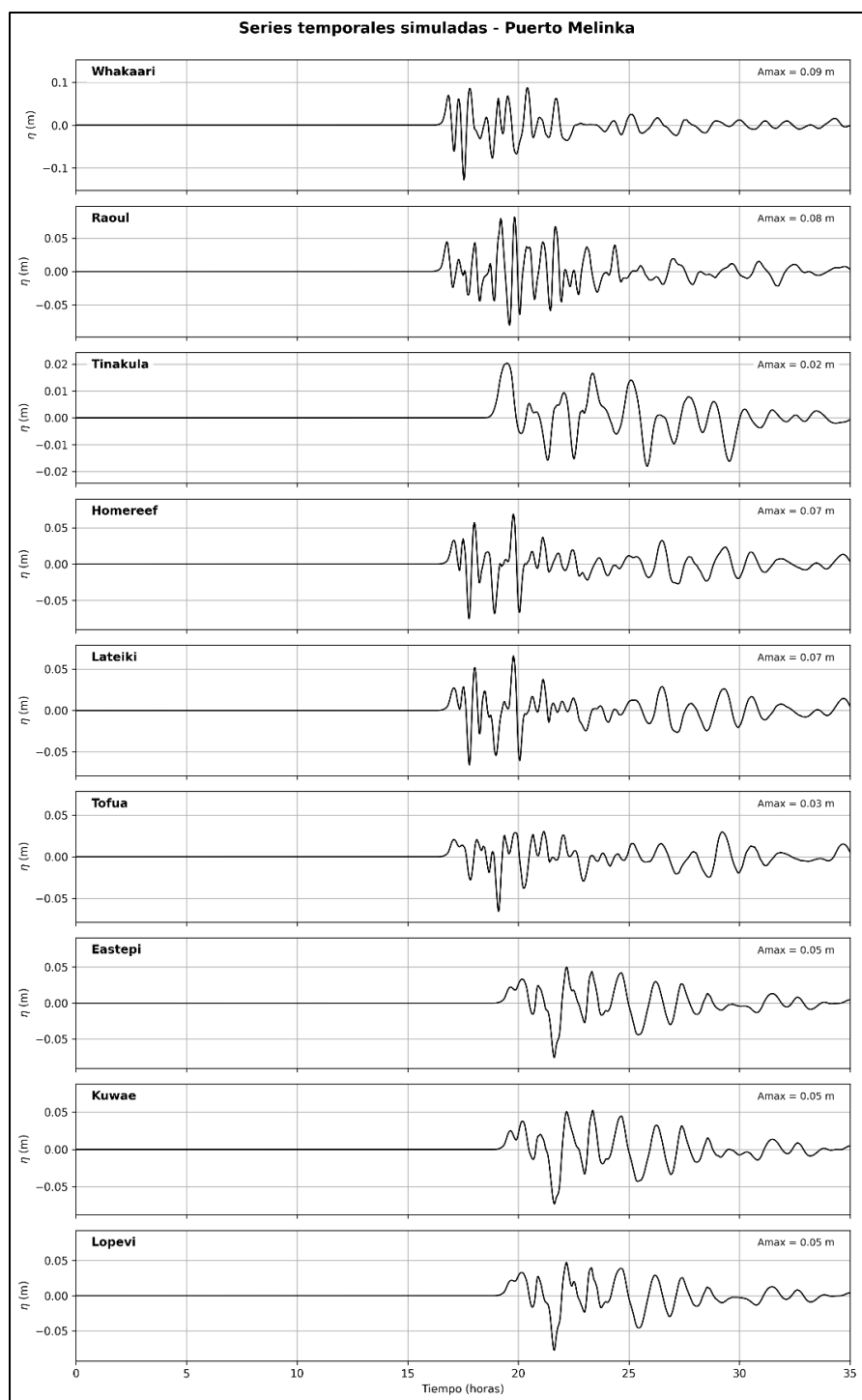


Figura A.8. Series temporales de elevación de la superficie libre (η) obtenidas para la estación mareográfica de Puerto Melinka bajo los escenarios simulados. Fuente: Elaboración Propia.

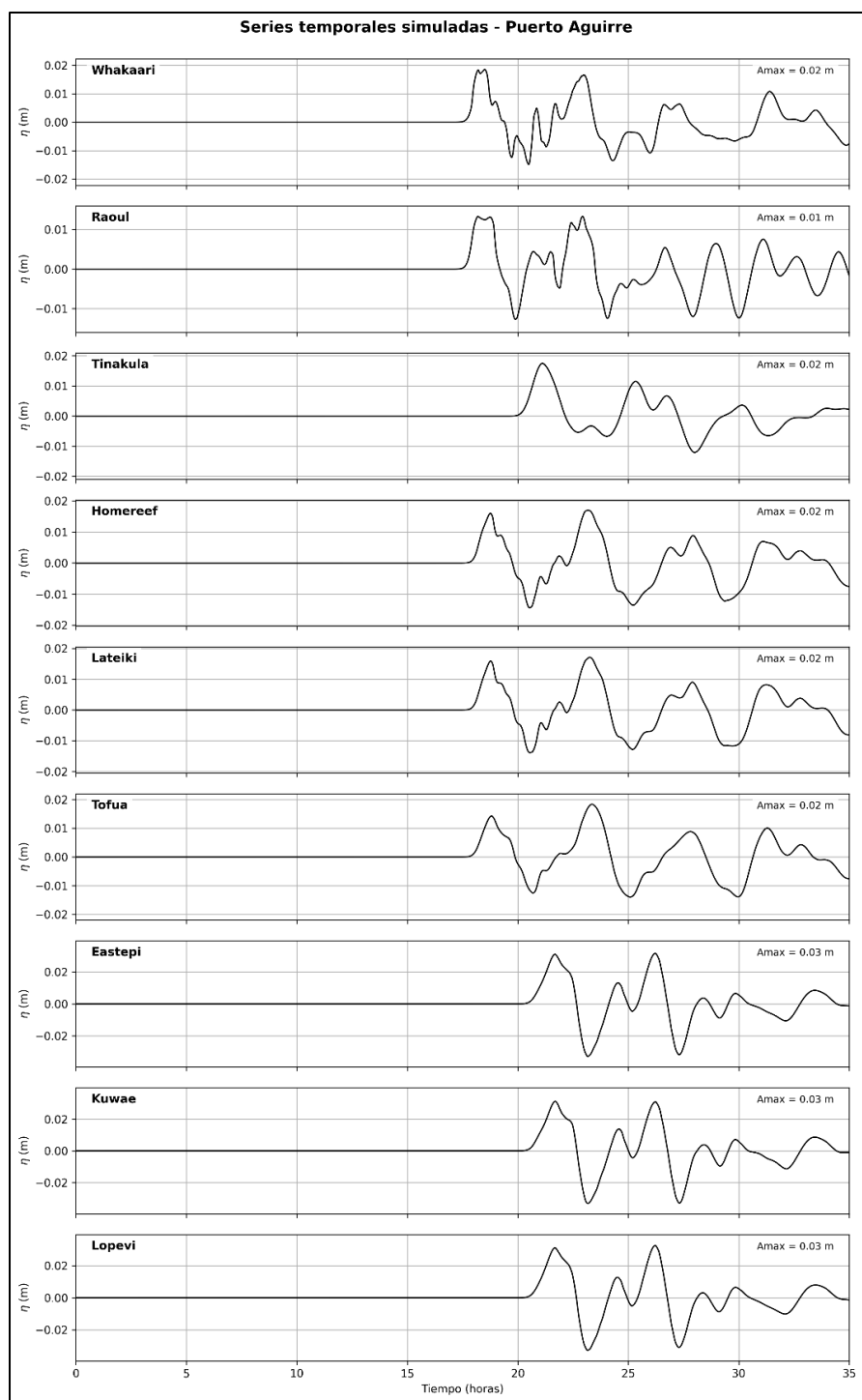


Figura A.9. Series temporales de elevación de la superficie libre (η) obtenidas para la estación mareográfica de Puerto Aguirre bajo los escenarios simulados. Fuente: Elaboración Propia.

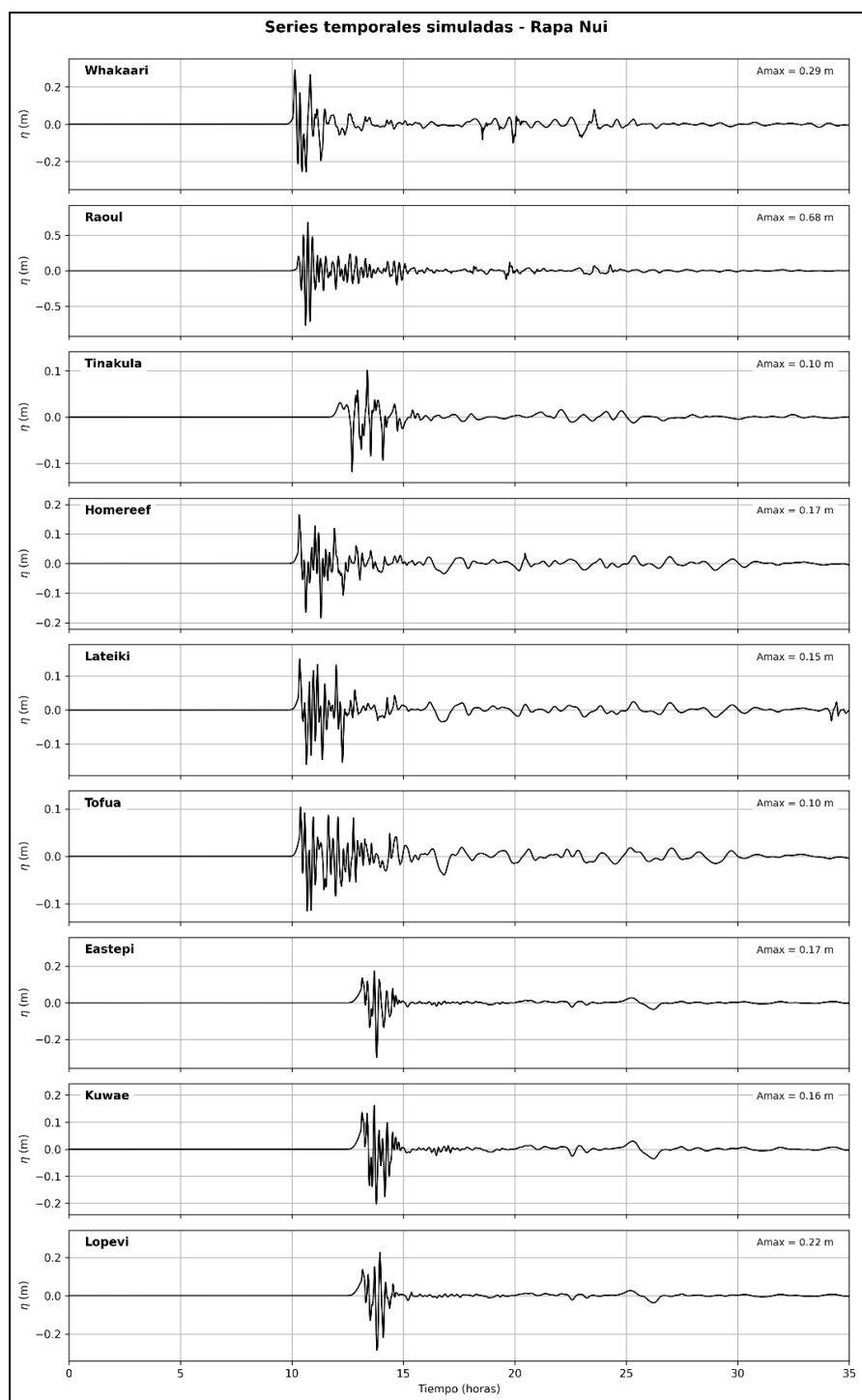


Figura A.10. Series temporales de elevación de la superficie libre (η) obtenidas para la estación mareográfica de Rapa Nui bajo los escenarios simulados.
Fuente: Elaboración Propia.