



UNIVERSIDAD DE CONCEPCIÓN
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS
DEPARTAMENTO DE GEOFÍSICA

GENERACIÓN ESTOCÁSTICA DE TERREMOTOS TSUNAMIGÉNICOS Y SU IMPACTO EN LA DERIVA DE CONTENEDORES EN EL PUERTO DE VALPARAÍSO

*Tesis presentada a la Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas de la Universidad
de Concepción para optar al grado de Magíster en Geofísica*

Por: Alex Villarroel Carrasco

Profesora guía:

Dra. Ignacia Calisto

Profesor co-guía:

Dr. Patricio Winckler

Comisión evaluadora:

Dr. Matthew Miller - Dr. Gonzalo Montalva - Dr. Javier Ruiz

Marzo, 2026



©2026, Alex Villarroel Carrasco

Ninguna parte de esta tesis puede reproducirse o transmitirse bajo ninguna forma o por ningún medio o procedimiento, sin permiso por escrito del autor.

Se autoriza la reproducción total o parcial, con fines académicos, por cualquier medio o procedimiento, incluyendo la cita bibliográfica del documento.



Dedicado con mucho cariño a mis seres queridos.

Agradecimientos

Me gustaría darme el espacio de agradecer a todas las personas y animales que hicieron posible que esté entregando este manuscrito. Fue un largo proceso, probablemente más del que esperaba, pero sin aquellas personas que mencionaré a continuación, difícilmente estaría escribiendo estas palabras.

En primer lugar, un eterno agradecimiento a mi familia, especialmente a mi papá Alex y mi mamá Alicia, sin duda alguna sin ellos ni siquiera hubiese entrado a la UDEC. Más que el sustento económico, le permitieron a un joven de 18 años irse de casa y permitirle encontrar un rumbo a su vida, y les estaré agradecido el resto de mi vida, los amo.

También agradezco infinitamente de haber tenido grandes compañeras y compañeros dentro de la carrera, a quienes considero mis amigos y guardo dentro de mi muchos recuerdos preciosos. No podría partir sin mencionar a mis amigas más cercanas, la Sofi, la Flo, la Mara y la Salma. Un especial énfasis a las primeras dos, ya que fueron mis roomies, confidentes, y prácticamente mis hermanas, las quiero mucho. Una mención muy merecida a los chiquillos, el Ernesto, el Pancho, el Jhon y la Naty, gracias por las risas, las idas al completex y las pichangas. A mi padrino y roomie primero, Tito, por ser como eres y convidarme de tu vida en el depa y en las andanzas, lo pasé increíble. Al Manu y al Nacho, por aquellos buenos recuerdos que tengo con ustedes.

Agradezco enormemente a mi profesora guía, la Nacha, ya que siempre estuvo ahí desde el momento que le dije que quería hacer la tesis con ella, todavía lo recuerdo, estaba bien nervioso jajaja. Gracias profe por darme tus ideas, darme las llaves de tu oficina, orientarme cuando me desviaba, y un largo etc. Estoy feliz de haber hecho la tesis contigo, y gracias por la confianza.

II

Fuera de lo universitario, agradezco de haber conservado a mis amigos de Maipú, mis amigos del Nacional y del Poveda, Pips, Gera, Seba, Richi, y al Mardo, Shico, Cata, Karina, Fran, Felipe, Fabián, Willy y Dan, dado que sin ellos, mi vida en Santiago no hubiese sido lo mismo, los quiero a todos.

Y por último, agradezco a las mujeres de mi vida, la Daisy y la Menta, mis perritas que me han acompañado tanto tiempo, cuando estaba triste, ansioso y cabizbajo, siempre encontraban la manera de saberlo, gracias Daisy por tanto languetazo, mi bebé viejita. Y cómo no agradecerle a mi partner, gracias Scarlet por acompañarme, reír y llorar a mi lado.



Resumen

Chile se caracteriza por poseer una extensa línea litoral altamente susceptible a tsunamis debido a la exposición de estar en el margen de subducción. El tsunami producto del terremoto del Maule de 2010 evidenció que los flujos presentan una gran amenaza para los puertos, contribuyendo al riesgo de deriva y daños severos en navíos y contenedores, como lo observado en el puerto de Talcahuano.

Valparaíso ha presentado una ausencia de terremotos mayores a $8.5 M_w$ desde el evento de 1730, existiendo una acumulación de momento sísmico en el segmento comprendido entre los 32° S y 36° S. El alto grado de acoplamiento intersísmico en esta zona la convierte en un área de alto interés para el estudio de futuros terremotos tsunamigénicos.

El presente trabajo propone una metodología numérica acoplada para estimar los modelos de fuente más probables dadas las características sismotectónicas actuales, y evaluar cuantitativamente el impacto de los flujos hidrodinámicos sobre la infraestructura portuaria. Para la generación estocástica de las fuentes sísmicas, se aplicó un filtro basado en el acoplamiento cinemático, restringiendo las distribuciones de deslizamiento a lo largo del buzamiento (*dip*) y del rumbo (*strike*), así como la profundidad del parche principal y la estadística de máximo deslizamiento para una magnitud dada. Previo a su aplicación prospectiva, la solidez de este marco metodológico fue validada mediante la reproducción de los tsunamis históricos del Maule (2010), Iquique (2014) e Illapel (2015), demostrando una alta concordancia con los registros de mareógrafos.

Una vez propagado el tsunami mediante modelación hidrodinámica, se evaluó la trayectoria de los contenedores en el Terminal Pacífico Sur de Valparaíso. Este algoritmo advecta las partículas acoplándolas exclusivamente al campo de velocidades

IV

euleriano del tsunami, condicionando su movimiento a umbrales físicos de flotabilidad y varamiento topográfico.

Los resultados revelan un umbral hidrodinámico crítico y variable para la activación de la carga. Para escenarios M_w 8.4, el impacto es marginal; la disipación topográfica mantiene la inundación por debajo del umbral de flotación, limitando el riesgo a inundaciones costeras sin advección masiva. En contraste, los escenarios M_w 9.0 superan holgadamente las capacidades del puerto, generando una dispersión lagrangiana severa a lo largo del litoral urbano de Valparaíso. Asimismo, se evidenció que la distribución de la ruptura controla el alcance del transporte: las fuentes con asperezas más someras (cercanas a la fosa) concentran mayor energía local en la bahía, amplificando el recorrido de los contenedores en comparación con rupturas más profundas.

Se concluye que los enfoques deterministas tradicionales basados en deslizamientos homogéneos tienden a subestimar los picos locales de inundación y los gradientes extremos de velocidad. La integración de fuentes estocásticas restringidas por acoplamiento con modelos lagrangianos constituye una herramienta aplicable a la actualización de las medidas de reducción del riesgo de desastres en zonas portuarias críticas de Chile central.

Contenido

Agradecimientos	I
Resumen	III
1. Introducción	1
1.1. Hipótesis de investigación	2
1.2. Objetivos de investigación	2
1.2.1. Objetivo general	3
1.2.2. Objetivos específicos	3
1.3. Estructura de tesis	3
2. Submitted Manuscript: Improving Tsunamigenic Source Models through Interseismic Coupling Approach in Stochastic Slip Distributions: Insights from Large Chilean Earthquakes	5
2.1. Introduction	6
2.1.1. Iquique Segment	8
2.1.2. Valparaiso Segment	9
2.1.3. Concepción Segment	10
2.1.4. Study Aims	10
2.2. Methodology	11
2.2.1. Generation of Stochastic slip rupture	11
2.2.2. Selecting realistic scenarios of earthquake slip distributions	15
2.2.3. Tsunami modelling	16
2.2.4. Model Validation	17
2.3. Results	18
2.3.1. 2010 M_w 8.8 Maule Earthquake	18

2.3.2. 2014 M_w 8.2 Iquique Earthquake	20
2.3.3. 2015 M_w 8.3 Illapel Earthquake	22
2.4. Discussion	25
2.5. Conclusion	27
2.6. Acknowledgements	28
2.7. Data and code availability	28
3. Escenarios tsunamigénicos y la deriva de contenedores en el puerto de Valparaíso	29
3.1. Introducción	29
3.2. Metodología	32
3.3. Resultados	36
3.3.1. Caso de estudio 1: Terremotos M_w 8.4	36
3.3.2. Caso de estudio 2: Terremotos M_w 9.0	45
3.3.3. Comparación estocástico vs. homogéneo	53
4. Discusión y Conclusiones Generales	60
Bibliografía	65
Anexo	73

Índice de figuras

2.1. Historical seismic events and their approximate rupture lengths in Chile from 1500 to the present day, with fetch and magnitude for tsunamigenic events (data compiled in Philibosian y Meltzner (2020)), together with the map of interseismic coupling model for the Chilean subduction zone from Métois et al. (2016) and slip patterns of the 2010 M_w 8.8 Maule Earthquake, the 2014 M_w 8.2 Iquique Earthquake, and the 2015 M_w 8.3 Illapel Earthquake.	12
2.2. Workflow for the generation of stochastic slip distributions. (a) Preparation of the domain mesh, including segmentation of the seismogenic zone based on historical earthquakes and geological barriers. Parameters and interseismic coupling are interpolated to the computational mesh. (b) Generation of stochastic slip distributions using the Karhunen–Loève expansion constrained by interseismic coupling. The initial slip distribution (top left) is modulated by the normalized coupling map (bottom left), yielding a final slip distribution (right). Segment boundaries used in this study include Valparaíso, Concepción, and Iquique.	14
2.3. Histogram of the correlation coefficient between stochastic slip distributions (with and without coupling constraint) and normalized interseismic coupling.	15
2.4. Flowchart for the selection of "realistic" tsunamigenic earthquakes.	16
2.5. Selected simulations as "realistic" scenario of earthquake slip distribution for Concepción segment. The white lines are the contour values of coseismic slip distribution from Lorito et al. (2011).	18

- 2.6. Bathymetric layer setup for tsunami modeling and vertical deformation (from Lorito et al. (2011)), along with timeseries from tidal gauges at Arica, Iquique, Buoy401, Buoy402, Coquimbo, Valparaíso, Talcahuano, Corral, and Ancud. Blue lines represent observational tsunami data from the IOC Sea Level Monitoring(Flanders Marine Institute (VLIZ), Belgium y Intergovernmental Oceanographic Commission-UNESCO, France, 2021); green lines correspond to the tsunami simulation from the model by Lorito et al. (2011); and red lines correspond to the mean of selected stochastic scenarios, including their 95 % confidence interval. Each subplot includes the NRMS, SPTA, correlation, and optimal time lag as text annotations for quantitative comparison. 19
- 2.7. A subset of realistic simulations of earthquake slip distribution for the Iquique segment. The white lines are the contour values of coseismic slip distribution from Gusman et al. (2015). 21
- 2.8. Bathymetric layer setup for tsunami modeling and vertical deformation of 2014 Iquique earthquake (from Gusman et al. (2015)), along with timeseries from tidal gauges at Arica, Iquique, Buoy401, Buoy402, Coquimbo, Valparaíso, Talcahuano, Corral, and Ancud. Blue lines represent observational tsunami data from the IOC Sea Level Monitoring(Flanders Marine Institute (VLIZ), Belgium y Intergovernmental Oceanographic Commission-UNESCO, France, 2021); green lines correspond to the tsunami simulation from the model by Gusman et al. (2015); and red lines correspond to the mean of selected stochastic scenarios, including their 95 % confidence interval. Each subplot includes the NRMS, SPTA, correlation, and optimal time lag as text annotations for quantitative comparison. 22
- 2.9. A subset of selected simulations considered as a realistic scenario of earthquake slip distribution for the Valparaiso segment. The white lines are the contour values of coseismic slip distribution from Romano et al. (2016). 23

<p>2.10. Bathymetric layer setup for tsunami modeling and vertical deformation of 2015 M_w 8.3 Illapel earthquake (from Romano et al. (2016)), along with time series from tidal gauges at Arica, Iquique, Buoy401, Buoy402, Coquimbo, Valparaíso, Talcahuano, Corral, and Ancud. Blue lines represent observational tsunami data from the IOC Sea Level Monitoring (Flanders Marine Institute (VLIZ), Belgium y Intergovernmental Oceanographic Commission-UNESCO, France, 2021); green lines correspond to the tsunami simulation from the model by Romano et al. (2016); and red lines correspond to the mean of selected stochastic scenarios, including their 95 % confidence interval. Each subplot includes the NRMS, SPTA, correlation, and optimal time lag as text annotations for quantitative comparison.</p>	<p>24</p>
<p>3.1. Observaciones de deriva de objetos en Talcahuano posterior al tsunami de 27 de febrero de 2010 (Domínguez et al., 2014).</p>	<p>30</p>
<p>3.2. Observaciones satelitales de deriva de objetos en Talcahuano posterior al tsunami de 27 de febrero de 2010 (Domínguez et al., 2014).</p>	<p>31</p>
<p>3.3. Grillas topobatimétricas definidas como entrada para la modelización de tsunamis. La grilla parental (1) tiene una resolución de 27 segundos de arco, y cada cuadrícula secundaria incrementa su resolución en un factor de tres, hasta alcanzar una quinta grilla de 1/3 de segundo de arco.</p>	<p>33</p>
<p>3.4. Distribuciones de deslizamientos de terremotos M_w 8.4 “realistas”, comparadas con el acoplamiento intersísmico de Becerra-Carreño et al. (2022).</p>	<p>37</p>
<p>3.5. Mapas de inundación en el área de Valparaíso para los 5 escenarios estocásticos M_w 8.4 (grilla de mayor resolución).</p>	<p>39</p>
<p>3.6. Envolvente máxima de inundación para el conjunto de escenarios M_w 8.4.</p>	<p>41</p>
<p>3.7. Envolvente máxima de inundación y perfil de run-up a lo largo de la costa para los escenarios M_w 8.4. En el perfil, las líneas grises corresponden a los valores crudos extraídos celda a celda (resolución de 30 m), mientras que las líneas de color representan la media móvil con ventana de 10 puntos (~ 300 m) para cada simulación, y la línea negra discontinua la envolvente máxima del conjunto.</p>	<p>42</p>

3.8. Trayectorias lagrangianas de contenedores para los 5 escenarios estocásticos M_w 8.4. En el encabezado de cada panel se indica el número de contenedores varados en costa (rojo), activos al final de la simulación (azul) y sin alcanzar por el flujo (gris). Los puntos verdes indican la posición inicial en el Área TPS.	44
3.9. Distribuciones de deslizamientos de terremotos M_w 9.0 “realistas”, comparadas con el acoplamiento intersísmico de Becerra-Carreño et al. (2022). Los deslizamientos máximos por escenario se indican en el encabezado de cada panel.	47
3.10. Mapas de inundación en el área de Valparaíso para los 5 escenarios estocásticos M_w 9.0 (grilla de mayor resolución).	48
3.11. Envoltente máxima de inundación para el conjunto de escenarios M_w 9.0.	49
3.12. Envoltente máxima de inundación y perfil de run-up a lo largo de la costa para los escenarios M_w 9.0. En el perfil, las líneas grises corresponden a los valores crudos extraídos celda a celda (resolución de 30 m), mientras que las líneas de color representan la media móvil con ventana de 10 puntos (~ 300 m) para cada simulación, y la línea negra discontinua la envoltente máxima del conjunto.	50
3.13. Trayectorias lagrangianas de contenedores para los 5 escenarios estocásticos M_w 9.0. En el encabezado de cada panel se indica el número de contenedores varados en costa (rojo), activos al final de la simulación (azul) e inactivos (gris). Los puntos verdes indican la posición inicial en el Área TPS.	52
3.14. Geometrías de falla para los modelos de deslizamiento homogéneo M_w 9.0 (izquierda) y M_w 8.4 (derecha). Las subfallas activas se indican en amarillo sobre la malla total del dominio. El deslizamiento constante aplicado sobre cada ruptura se indica en el encabezado de cada panel. La estrella roja marca la ubicación de Valparaíso.	54
3.15. Inundación y perfil de run-up para el escenario determinista de deslizamiento homogéneo (M_w 8.4). Las líneas grises corresponden a los valores crudos celda a celda (resolución de 30 m) y la línea negra a la media móvil con ventana de 10 puntos (~ 300 m).	55

3.16. Inundación y perfil de run-up para el escenario determinista de deslizamiento homogéneo (M_w 9.0). Las líneas grises corresponden a los valores crudos celda a celda (resolución de 30 m) y la línea negra a la media móvil con ventana de 10 puntos (~ 300 m). 56

3.17. Trayectorias lagrangianas de contenedores para los escenarios de deslizamiento homogéneo M_w 8.4 (izquierda) y M_w 9.0 (derecha). Las líneas cyan indican las trayectorias de los contenedores movilizados; los puntos rojos corresponden a contenedores varados en costa, los azules a contenedores activos al término de la simulación, y los grises a contenedores no alcanzados por el flujo. 57

3.18. Series temporales de nivel del mar en el mareógrafo virtual del Mollo de Abrigo para los escenarios estocásticos individuales (líneas de color), la banda de incertidumbre del conjunto (área sombreada) y el escenario de deslizamiento homogéneo (línea negra), para M_w 9.0 (panel superior) y M_w 8.4 (panel inferior). 59



Índice de cuadros

4.1. Estadísticas de filtrado para la generación estocástica de escenarios M_w 9.0.	80
4.2. Estadísticas de filtrado para la generación estocástica de escenarios M_w 8.4.	81



Capítulo 1

Introducción

Chile se caracteriza por poseer una extensa línea litoral altamente susceptible a tsunamis debido a la constante subducción de la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana. Históricamente, la evaluación de la amenaza de tsunami en la costa nacional se ha abordado predominantemente mediante enfoques deterministas, asumiendo escenarios de ruptura en el "peor caso" con distribuciones de deslizamiento uniformes. Sin embargo, los megaterremotos recientes ha demostrado que el deslizamiento cosísmico es altamente heterogéneo y está espacialmente correlacionado con las zonas de trabamiento o acoplamiento intersísmico previo.

En el contexto del margen chileno, el segmento de Valparaíso presenta una anomalía sísmica de gran relevancia: la ausencia de un terremoto de magnitud superior a 8.5 M_w desde el gran evento de 1730. Estudios geodésicos recientes indican una importante acumulación de momento sísmico y un alto grado de acoplamiento frente a esta región, configurando una laguna sísmica con un elevado potencial tsunamigénico. Ante una eventual ruptura, la infraestructura crítica costera, y en particular los puertos, presentan una alta vulnerabilidad. El tsunami provocado por el terremoto del Maule en 2010 evidenció que uno de los peligros secundarios más destructivos en terminales portuarios es la deriva de objetos. En el Terminal Pacífico Sur (TPS) de Valparaíso, una inundación tsunamigénica no solo representa un riesgo directo a la infraestructura, sino que el arrastre de contenedores por las corrientes de flujo constituye en sí misma otra amenaza.

El propósito de esta investigación es transitar desde las clásicas fuentes sísmicas

homogéneas hacia un marco de modelación estocástica para evaluar la amenaza de tsunami y el consiguiente riesgo de deriva de contenedores en el Terminal Pacífico Sur del puerto de Valparaíso. Se busca desarrollar una metodología que integre la generación de fuentes sísmicas restringidas por el acoplamiento intersísmico, permitiendo explorar cómo las variaciones espaciales en la distribución del deslizamiento cosísmico alteran la hidrodinámica local.

Para acotar el espacio de soluciones y representar fielmente la sismotectónica del segmento, se establecen dos magnitudes objetivo: 5 escenarios de M_w 9.0, que representa el evento máximo creíble análogo a la ruptura histórica de 1730, y 5 escenarios de M_w 8.4, que simula una ruptura parcial de la laguna sísmica. A partir de los escenarios de tsunami, se propone utilizar un modelo de trayectoria lagrangiana como un *proxy* cinemático de primer orden, para traducir la amenaza de las corrientes en la deriva de contenedores.

1.1. Hipótesis de investigación

La incorporación del acoplamiento intersísmico como restricción espacial en la generación de distribuciones estocásticas de deslizamiento permite recrear escenarios tsunamigénicos cinemáticamente realistas. Al aplicar estos escenarios en el segmento de Valparaíso, la variabilidad espacial del deslizamiento cosísmico para eventos de magnitud M_w 8.4 y 9.0 generará diferencias significativas en los campos de velocidad hidrodinámica dentro de la bahía. En consecuencia, las trayectorias de deriva de contenedores en el Terminal Pacífico Sur presentarán una alta dispersión espacial.

1.2. Objetivos de investigación

Para dar cumplimiento al propósito de esta tesis y someter a prueba la hipótesis planteada, se han definido los siguientes objetivos de investigación, estructurados para abarcar desde la caracterización de la fuente sismogénica hasta la modelación de los forzantes hidrodinámicos en aguas someras.

1.2.1. Objetivo general

Evaluar la amenaza de tsunamis y la dinámica de deriva de contenedores en el Terminal Pacífico Sur del puerto de Valparaíso ante escenarios sísmicos estocásticos de M_w 8.4 y 9.0, mediante la integración de modelación hidrodinámica de tsunami y un *proxy* de transporte lagrangiano forzado por distribuciones de deslizamiento cosísmico restringidas por el acoplamiento intersísmico.

1.2.2. Objetivos específicos

1. Generar catálogos de distribuciones estocásticas de deslizamiento cosísmico incorporando modelos geodésicos de acoplamiento intersísmico para condicionar de manera realista la heterogeneidad espacial de las fuentes tsunamigénicas.
2. Validar la metodología de generación de fuentes estocásticas mediante la comparación de las series temporales de tsunamis modelados con los registros observacionales de mareógrafos y boyas DART para los terremotos recientes de Maule (2010), Iquique (2014) e Illapel (2015).
3. Modelar la propagación e inundación de tsunamis en la bahía de Valparaíso para el catálogo estocástico seleccionado de M_w 8.4 y 9.0, obteniendo la variabilidad de la elevación de superficie y los campos de corriente bidimensionales en el área portuaria.
4. Evaluar el potencial de deriva en el Terminal Pacífico Sur acoplando los campos de velocidad hidrodinámica a un modelo de trayectoria lagrangiana de primer orden, cuantificando la dispersión espacial y las zonas de acumulación de contenedores ante la variabilidad estocástica de la fuente.

1.3. Estructura de tesis

El presente documento se encuentra organizado de la siguiente manera:

En el **Capítulo 1** se presenta la introducción de la tesis, abordando los antecedentes generales del problema, la hipótesis de investigación y los objetivos principales

y específicos que guían este estudio.

El **Capítulo 2** está constituido por el manuscrito de un artículo científico sometido a la revista *Seismica*, el cual se encuentra actualmente en *fase de correcciones tras una primera revisión por pares*. Este trabajo, cuyo título original es “Improving Tsunamigenic Source Models through Interseismic Coupling Approach in Stochastic Slip Distributions: Insights from Large Chilean Earthquakes”, tiene como finalidad establecer y validar la selección de ciertas distribuciones estocásticas de deslizamiento en distintos escenarios de ruptura.

El **Capítulo 3** expone la aplicación directa de la metodología validada en el capítulo anterior. Aquí se detalla la modelación de los escenarios tsunamigénicos seleccionados y se evalúa su impacto específico en el puerto de Valparaíso.

Finalmente, el **Capítulo 4** engloba la discusión y las conclusiones generales derivadas de toda la investigación, seguido del listado de referencias bibliográficas y los anexos correspondientes.



Capítulo 2

Submitted Manuscript: Improving Tsunamigenic Source Models through Interseismic Coupling Approach in Stochastic Slip Distributions: Insights from Large Chilean Earthquakes

Abstract

Chile is one of the most seismically active countries in the world, having experienced three major earthquakes exceeding M_w 8.0 in recent years: the M_w 8.8 Maule earthquake in 2010, the M_w 8.2 Iquique earthquake in 2014, and the M_w 8.3 Illapel earthquake in 2015. These tsunamigenic seismic events provide invaluable opportunities to advance the understanding of the earthquake cycle, the along-strike segmentation, the relationship between slip deficit and slip distribution, seismic gaps, among others. This study aims to develop a framework to generate realistic stochastic slip scenarios by incorporating interseismic coupling as a priori information, along with physical constraints, including rupture boundaries defined by the segmentation of the

Chilean subduction margin and the seismogenic zone. The proposed stochastic framework is applied to the Concepción, Valparaíso, and Iquique segments, generating tens of thousands of slip scenarios. From these, a subset of realistic slip distributions was selected, capturing spatial variability and asperity patterns. The analysis focused on evaluating the framework's capacity to retain scenarios that are physically plausible and consistent with known rupture characteristics. Tsunami simulations based on the selected scenarios reproduced observed waveforms at multiple tide gauges with high cross correlations in the first wavelength (~ 0.85 in key stations) and root mean square error (RMSE) values comparable to established seismic inversion models. While most stations showed good agreement, some locations exhibited lower fit, probably due to local effects or model resolution limitations. The ensemble approach effectively quantifies uncertainty in tsunami hazard assessment, complementing deterministic methods and highlighting the influence of interseismic coupling on coseismic slip variability.

Non-technical summary

This study tests how incorporating interseismic coupling, a representation of how tectonic plates remain partially locked and accumulate deformation over time, can improve stochastic models of earthquake slip. By using this information to constrain the spatial patterns of slip, the models aim to better capture the complexity of earthquake rupture. The approach is evaluated by comparing simulated tsunamis with observations from recent Chilean earthquakes. Since it's impossible to know exactly where a future earthquake will start, generating many scenarios helps explore a wide range of possibilities. This approach allows the capacity to reproduce stochastic earthquake distributions and could support future hazard assessments.

2.1. Introduction

When a tsunamigenic earthquake occurs, the spatial distribution of slip on the fault plays a critical role in the generation and characteristics of the resulting tsunami. Therefore, to develop a statistical framework that could reproduce the rupture of an earthquake, stochastic coseismic slip distributions have been widely used for modeling the complexities of earthquake rupture (e.g. [Andrews, 1981](#); [Herrero y Bernard, 1994](#);

Mai y Beroza, 2002; LeVeque et al., 2016; Small y Melgar, 2021; Cifuentes-Lobos et al., 2023), often necessary to capture the heterogeneities in large events due to the relevance of reproducing realistic near-field ground motion and tsunami generation and propagation. In particular, generating heterogeneous slip distributions is fundamental for accurately characterizing tsunami estimated times of arrival (ETA) and amplitudes in both local and regional domains (Ruiz et al., 2015; Calisto et al., 2015; Melgar et al., 2019).

To better constrain the generation of realistic slip distributions for large earthquakes, we build upon a concept that has been explored in previous studies: the spatial relationship between coseismic slip and interseismic coupling. This idea has been used to interpret past megathrust events, where regions of high slip often coincide with strongly coupled areas identified through geodetic observations. Moreno et al. (2010) suggested that in 2010 M_w 8.8 Maule earthquake coseismic slip heterogeneity at the scale of single asperities should indicate the seismic potential of future great earthquakes, which thus might be anticipated by geodetic observations. A year later, given the 2011 M_W 9.0 Tohoku earthquake, Loveless y Meade (2011) found agreement between the slip distribution and the distribution of interseismic coupling, finding agreement between the spatial extent of coseismic slip from eight different inversions; a conclusion which was also reached for the 2012 M_w 7.6 Nicoya earthquake (Protti et al., 2013). Based on this concept, Small y Melgar (2021) introduced slip deficit information into the stochastic slip distributions for the Cascadia subduction zone, discussing the comparison between models with and without a coupling constraint. This constraint was also employed to determine coseismic slip characteristics in the 1920 M_s 8.5 Haiyuan Earthquake (Li et al., 2023), concluding that the method has both positive and negative effects to fit the field-measured geomorphic offset observations.

Although this relationship could be a first order characteristic of a megathrust (Drápela et al., 2021), as illustrated for Chile in Figure 2.1.b, and may serve as approach to use as prior information, an earthquake is full of other uncertain variables, such as the complex fault geometries, past and present stress regimes, and rupture dynamics (Small y Melgar, 2021). In this context, a way of encompassing these uncertainties is by using the prior information about the seismotectonic settings of a specific location, the size and magnitude of past earthquakes, persistent barriers to rupture propagation, and even the maximum magnitude expected in a region could be a useful prior as input.

As we aim to give more information to the prior in a specific segment in Chile, it is necessary to identify the historical tsunamigenic events along the strike direction in a subduction context, where the Nazca plate subducts the South American plate. The concept of earthquake segmentation refers to the division of a major fault system into partial segments that exhibit distinct mechanical behaviors during seismic cycles, where each segment may rupture independently, governed by variations in tectonic stress, frictional properties, rock compositions, and topography features that may act as barriers, such as ridges or fracture zones. Particularly, Chile is a global laboratory for segmentation research (Ely et al., 2014; Dura et al., 2015; Philiposian y Meltzner, 2020; Molina et al., 2021; Herrera et al., 2024), with an agreement about at least six segments limited for persistent or broad persistent barriers (overlap zone) along strike in the Chilean subduction zone. In this study, we focus on the three segments where large megathrust earthquakes occurred and were registered by modern instrumentation: Iquique segment, Valparaíso segment, and Concepción segment (Figure 2.1, orange, blue, and pink segments, respectively).

2.1.1. Iquique Segment

The north of Chile is considered a seismic gap with a high potential for the occurrence of a large earthquake (Hayes et al., 2014), with great earthquakes like in 1768 (M unreported) and 1877 (M_s 8.5) earthquake that give a return period of 111 ± 33 years (Comte y Pardo, 1991), which to date has not yet fully released the seismic moment. The analysis of historical seismic events presents more uncertainties than in the southern region of Perú, because this region has little historical information due to the late settlement of colonized communities, caused by geographical barriers such as the Atacama Desert and the lack of water (Comte y Pardo, 1991). With several works estimating the approximate magnitude and rupture length of historical earthquakes from empirical relationships of intensity, magnitude and length of rupture, historical events documented in the Iquique segment include the earthquakes of 1615 (M_s 8.8), 1681 (M_s 7.3), 1768 ($MS(I) > 7.7$), 1833 (M_s 7.7), 1836 (M_s 7.5), 1869 (M_s 7.5), 1871 (M_s 7.3), 1877 (M_s 8.5), 1933 (M_s 7.6) (Comte y Pardo, 1991; Dorbath et al., 1990; Ruiz y Madariaga, 2018). However, to date, opinions remain divided whether the 1877 earthquake had the extent and magnitude as described; for example, Vigny y Klein (2022) shows some evidence about overestimations of the length and magnitude

of the earthquake, revisiting the ancient scientific articles, estimating $M_w \sim 8,5$. On the other hand, [Carvajal et al. \(2025\)](#) calculated the magnitude and extent of the event using stochastic scenarios and compared it with the maximum wave heights caused by the tsunami in the far field, estimating between M_w 8.8 and 8.9.

Despite having a high number of significant earthquakes, only in 1615, 1877, and 2014 were followed by reported tsunami, leaving the assumption of the return period of interplate great events at least as questionable ([Ruiz y Madariaga, 2018](#)).

This long-standing hazard motivated extensive modern monitoring, for instance, the development of the IPOC network ([GFZ German Research Centre For Geosciences y Institut Des Sciences De L'Univers-Centre National De La Recherche CNRS-INSU, 2006](#)) in northern Chile in 2007. Geodetic studies using Global Positioning System (GPS) data revealed that the Iquique segment was highly coupled, accumulating significant strain with a slip deficit equivalent to a M_w 8.8 event ([Chlieh et al., 2011](#)). On April 1, 2014, the M_w 8.2 Iquique earthquake partially ruptured this gap. Critically, detailed seismological and geodetic analyses showed that the 2014 event only broke the deeper portion of the locked zone and failed to rupture the shallowest, most strongly coupled patch where the largest slip occurred in 1877 ([Schurr et al., 2014](#); [Ruiz et al., 2014](#)). Therefore, while the 2014 earthquake released a fraction of the accumulated strain, a substantial portion of the seismic moment deficit remains. This leaves significant potential for a future large or great earthquake within the Iquique seismic gap.

2.1.2. Valparaiso Segment

Moving further south to the central part of Chile, the Valparaíso segment is a highly active seismogenic zone. Its seismicity has been extensively documented since colonial times, due to the long-standing human settlements in the area. This region has experienced numerous significant historical earthquakes, including at least six events that generated moderate tsunamis: July 8, 1730; November 19, 1822; August 16, 1906; April 6, 1943; March 3, 1985; and the most recent on September 16, 2015. Among these, the 1730 earthquake stands out as a particularly large and shallow megathrust event, estimated at $M_w > 9.0$ ([Carvajal et al., 2017](#)), which also produced a destructive tsunami that severely impacted Valparaíso Bay.

The Valparaíso segment exhibits a wide variety of earthquake types, including interplate events in different structural domains, intermediate-depth intraplate earthquakes, shallow intraplate events, and even outer-rise uplift-related events (Ruiz y Madariaga, 2018). Currently, a significant seismic gap has been identified south of the 2017 earthquake rupture area (Nealy et al., 2017). This region exhibits a considerable moment deficit, suggesting the potential for a future large-magnitude earthquake, with estimated magnitudes ranging between M_w 7.8 and 8.2, depending on the rupture area and the degree of interseismic coupling (Nealy et al., 2017).

2.1.3. Concepción Segment

Continuing further south to the central-southern part of Chile, the Concepción segment has historically been the source of numerous large-magnitude earthquakes. This region stands out due to its long and well-documented seismic record dating back to colonial times. Among the most significant tsunamigenic events are those that occurred on February 8, 1570 ($M_s \sim 8.3$), which likely had an offshore epicenter and produced a tsunami with an initial upward surge prompting evacuation to high ground; March 15, 1657, where the tsunami flooded the main square of the city around 10 PM and caused multiple drownings; May 25, 1751 ($M_s \sim 8.5$), which caused widespread destruction and a large tsunami that ultimately led to the relocation of the city of Concepción to its present site; and February 20, 1835 ($M_s \sim 8.5$), famously observed by Charles Darwin, which triggered tsunami run ups to 12 meters in Talcahuano Bay and was accompanied by significant coastal uplift (Lomnitz, 2004). The 27 February 2010 Maule earthquake (M_w 8.8) ruptured a seismic gap that had not broken since 1835, generating widespread damage and a significant tsunami (Moreno et al., 2010; Vigny et al., 2011; Lorito et al., 2011; Fritz et al., 2011). This segment exhibits a pattern of recurrent megathrust earthquakes with estimated recurrence intervals of 100–150 years, highlighting the persistent seismic hazard in the region (Beck et al., 1998).

2.1.4. Study Aims

This pattern of recurrent megathrust earthquakes in the segments underscores the relevance of understanding the segmentation and recurrence of tsunamigenic

events along the Chilean margin. To reduce the uncertainties of location in historical earthquake documentation, detailed along-strike segmentation has also been identified through stochastic modeling of historical and paleo-tsunami sources (e.g. [Cifuentes-Lobos et al., 2023](#); [San Martín et al., 2024](#); [Alvarez-Vargas et al., 2025](#)). This modeling approach provides an approximation of the slip distribution in past events, revealing significant variability along strike and dip between earthquakes, and suggesting that overlapping rupture areas may still exhibit different slip amounts. These findings support the hypothesis that each segment may not only rupture independently but also contribute differently to the tsunami generation depending on the specific slip distribution.

With these considerations, this study aims to develop a framework to identify realistic stochastic slip scenarios, incorporating interseismic coupling as a priori information and using constraints based on physical principles, such as rupture boundaries defined by the segmentation of the Chilean subduction margin and the seismogenic zone. Using this approach, the segments of Concepción, Iquique, and Valparaíso were tested, simulating distributions with additional a priori information about the magnitude of the event, using the magnitudes of the 2010 Maule (M_w 8.8), 2014 Iquique (M_w 8.2), and 2015 Illapel (M_w 8.3) earthquakes, for which a posteriori data are available for comparison. Tide gauge wave height data were used to assess the tsunami simulations generated by these scenarios, evaluating their consistency with observed records. This allows us to explore whether incorporating a priori information can effectively guide the generation of more plausible seismic and tsunamigenic scenarios.

2.2. Methodology

2.2.1. Generation of Stochastic slip rupture

Considering the a priori information that we give to the model, the first step for stochastic slip distributions is to define a segment where seismic rupture can occur (Figure 2.2.a). For this, the domain is set by making a non-regular mesh following the geometry of the slab given a specific region, determined by the along-strike segmentation (Figure 2.1) and by the seismogenic zone along-dip. Once the mesh is defined, the spatial slip distribution is restricted to be within the generated domain.

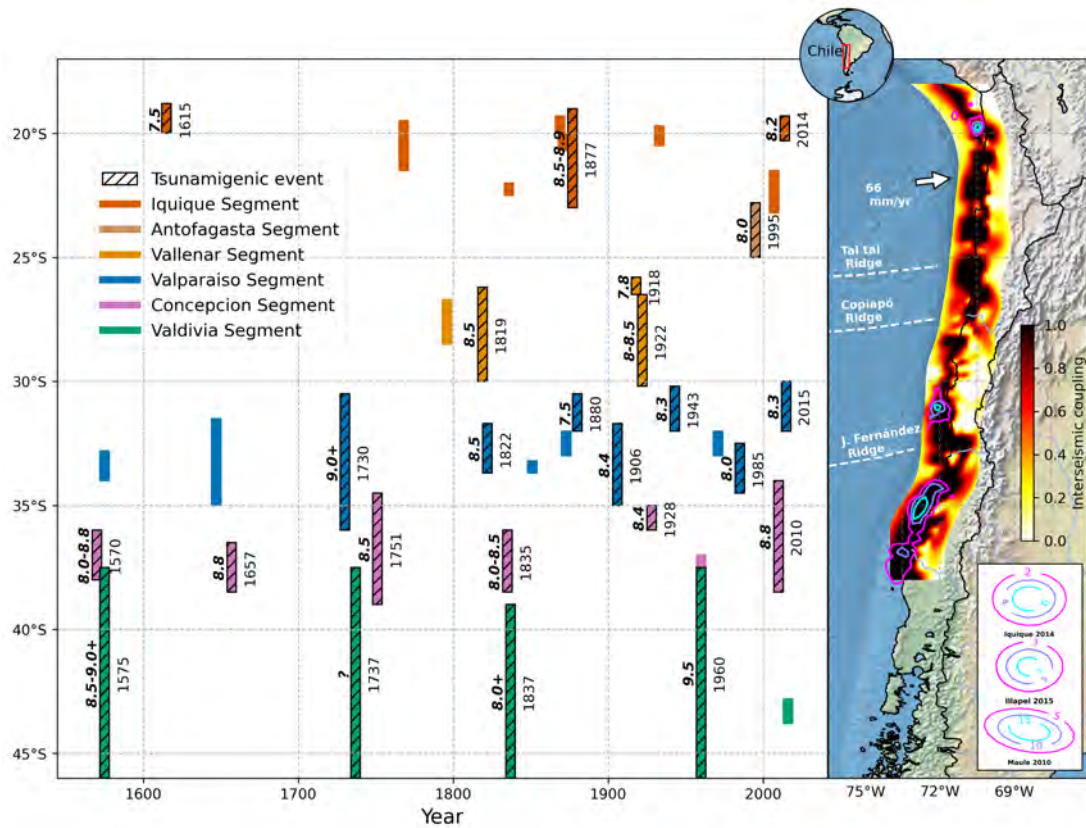


Figura 2.1: Historical seismic events and their approximate rupture lengths in Chile from 1500 to the present day, with fetch and magnitude for tsunamigenic events (data compiled in [Philibosian y Meltzner \(2020\)](#)), together with the map of interseismic coupling model for the Chilean subduction zone from [Métois et al. \(2016\)](#) and slip patterns of the 2010 M_w 8.8 Maule Earthquake, the 2014 M_w 8.2 Iquique Earthquake, and the 2015 M_w 8.3 Illapel Earthquake.

The dimensions of the earthquake, length (L) and width (W), are determined by the magnitude, and there exist multiple linear relationships between the logarithm of dimensions and M_w (e.g. [Blaser et al., 2010](#); [Strasser et al., 2010](#); [Goda et al., 2016](#)). Taking in consideration the literature of rupture inversions of M_w 8+ earthquakes occurred along the Nazca-South American subduction margin, the [Blaser et al. \(2010\)](#) relation was used for the length and [Goda et al. \(2016\)](#) relation for width but using a truncated normal distribution (\mathcal{N}_{trunc}) with upper limits of L and W (L_{max} and W_{max}). The upper limits are controlled by the dimensions of the domain grid, restricted along-strike for the segmentation and along dip for the seismogenic zone (We

used a constant depth of 65 km). The samples of L and W are defined as,

$$\log_{10} L \sim \mathcal{N}_{\text{trunc}}(-2,37 + 0,57M_w, \sigma_L, -\infty, \log_{10} L_{\text{max}}) \quad (2.1)$$

$$\log_{10} W \sim \mathcal{N}_{\text{trunc}}(-0,49 + 0,31M_w, \sigma_W, -\infty, \log_{10} W_{\text{max}}) \quad (2.2)$$

Where M_w is the moment magnitude of the earthquake, σ_L (0.17 from [Blaser et al. \(2010\)](#)) and σ_W (0.1717 from [Goda et al. \(2016\)](#)) are the standard deviations for the length and width dimensions respectively.

Once the physical dimensions of the earthquake are determined, the stochastic spatial slip distribution is elaborated from the Karhunen-Loeve theorem, following the methodology of [LeVeque et al. \(2016\)](#), using the lognormal expression to obtain positive values of slip:

$$\vec{S} = \exp(\vec{\mu}^g) \exp\left(\sum_{k=1}^m z_k \sqrt{\lambda_k} \vec{v}_k\right) \quad (2.3)$$

where z_k are independent, normal random distributions with mean 0 and standard deviation 1, λ_k and \vec{v}_k are the eigenvalues and eigenvectors respectively of the covariance matrix $\hat{C}_{ij}^g = \log(\alpha^2 C_{ij} + 1)$ (With $m = i \cdot j$), using the Von-Karman ACF ([Mai y Beroza, 2002](#)), $G_H(r_{ij})$, defined as:

$$G_H(r_{ij}) = r_{ij}^H K_H(r_{ij}) \quad (2.4)$$

$$C_{ij}(r_{ij}) = \frac{G_H(r_{ij})}{G_0(r_{ij})} \quad (2.5)$$

where C_{ij} is the correlation between the i -th and j -th subfaults, K_H is the modified Bessel function of the second kind, and H is the Hurst exponent. r_{ij} is the inter-subfault distance $r_{ij} = \sqrt{(r_s/a_s)^2 + (r_d/a_d)^2}$, with r_s and r_d as the distance between ij subfaults along strike and dip respectively, and a_s with a_d are the correlation lengths, obtained following the scaling law for great earthquakes from [Melgar y Hayes \(2019\)](#) based on effective dimensions (L_{eff} and W_{eff}), which could have a significant impact

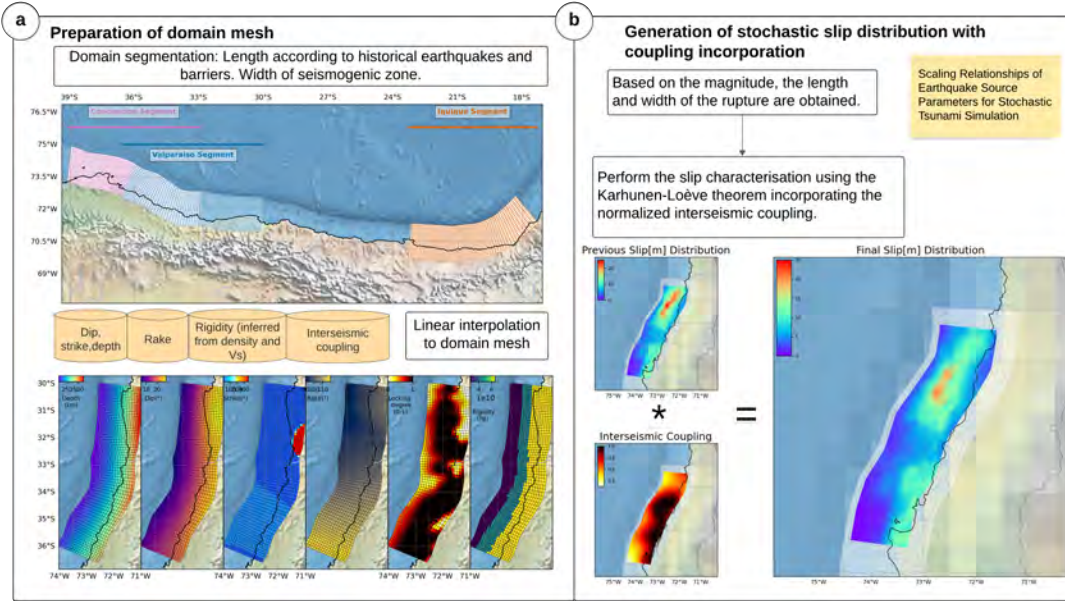


Figura 2.2: Workflow for the generation of stochastic slip distributions. (a) Preparation of the domain mesh, including segmentation of the seismogenic zone based on historical earthquakes and geological barriers. Parameters and interseismic coupling are interpolated to the computational mesh. (b) Generation of stochastic slip distributions using the Karhunen–Loève expansion constrained by interseismic coupling. The initial slip distribution (top left) is modulated by the normalized coupling map (bottom left), yielding a final slip distribution (right). Segment boundaries used in this study include Valparaíso, Concepción, and Iquique.

in the tsunami intensity measures (Crempien et al., 2020):

$$a_s = 17,7 + 0,35 * L_{eff} \quad (2.6)$$

$$a_d = 6,7 + 0,41 * W_{eff} \quad (2.7)$$

Regarding the implementation of the interseismic coupling model (Figure 2.2.b), it is added in the slip mean calculation, taking advantage of the taper component, replacing it with the normalized interseismic coupling.

$$\mu_i^g = \log \left(\frac{\bar{\mu}_i \phi_i}{\sqrt{\alpha^2 + 1}} \right) \quad (2.8)$$

with $\bar{\mu}_i$ as the average slip on each subfault that is derived from the seismic moment introduced by Aki (1966), inferring the rigidity of each subfault according to depth and shear velocity from PREM model (Dziewonski y Anderson, 1981). ϕ_i is the normalized

coupling model and α a constant (We used $\alpha = 0,5$ as LeVeque et al. (2016)). As described in the work of Small y Melgar (2021), the coupling implementation in the generation of the stochastic slip distributions takes the role of making distributions more likely to interseismic coupling, as shown in Figure 2.3.

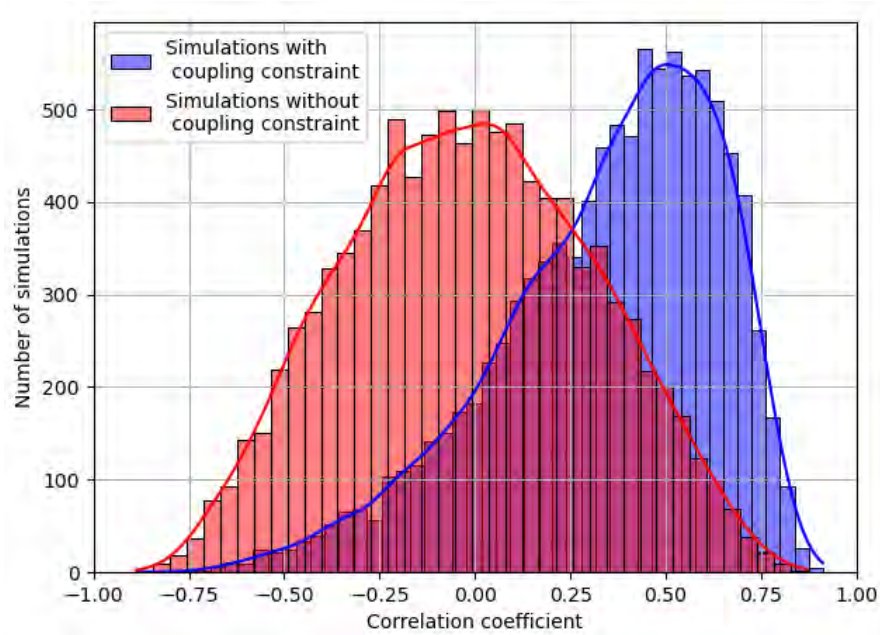


Figura 2.3: Histogram of the correlation coefficient between stochastic slip distributions (with and without coupling constraint) and normalized interseismic coupling.

2.2.2. Selecting realistic scenarios of earthquake slip distributions

In order to select only cases where the distribution can reproduce plausible tsunamigenic earthquake scenarios, we have defined certain rules to obtain the more realistic models (Figure 2.4). Once all simulations were completed, we extracted the maximum and mean slip, retaining only those within the interquartile range to exclude extreme values. Because slip distributions are expected to correlate with interseismic coupling, a minimum correlation threshold was imposed. The mode of the correlation coefficients, approximately 0.5, was adopted as this threshold, as it represents the most frequent and physically meaningful level of agreement between both fields while avoiding an overly restrictive constraint (More details in Supplementary Material). Furthermore, to be sure that the main patch is in a cumulative seismic moment

asperity, it must be within a zone of high coupling. To obtain the distributions with high tsunami potential, we decided that the main patch should be within a zone with uplift of the ocean floor, although this constraint could be relaxed if the main slip patch is at greater depths, but there is a shallower secondary patch with tsunamigenic potential. Finally, so that the distribution does not break the physical principles of an earthquake, the distributions are subject to boundary conditions, where the edges cannot have the maximum slip values, excluding distributions with high slips near the trench, which is physically possible, such as the 2010 M_w 8.8 Maule, 2011 M_w 9.0 Tohoku, and 2015 M_w 8.3 Illapel earthquakes.

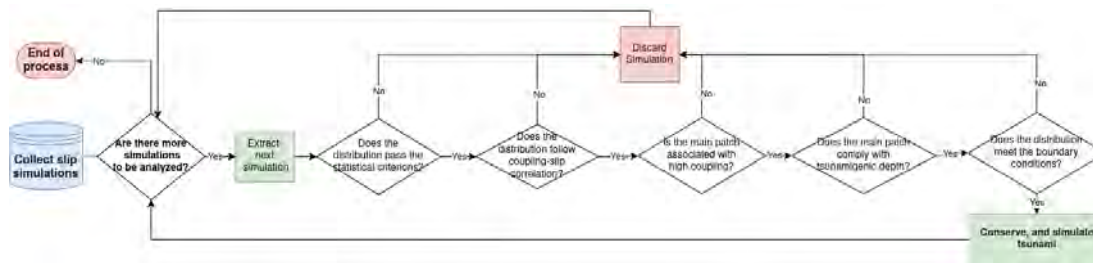


Figura 2.4: Flowchart for the selection of "realistic" tsunamigenic earthquakes.

2.2.3. Tsunami modelling

The next step is to define the rupture zone by prescribing the geometrical parameters of the slab and the slip for each subfault. The rake is obtained from NUVEL-1 (DeMets et al., 1990), assuming the same angle of the plate motion.

The tsunami propagation was simulated using the parallel dispersive tsunami model PCOMCOT, which efficiently computes the full life cycle of nonlinear, dispersive, and breaking tsunami waves (Zhu et al., 2024b). To ensure a physically realistic tsunami source, PCOMCOT applies the Kajiura filter to the initial surface deformation, which accounts for the low-pass filtering effect of seawater, but we considered the earthquake rupture as instantaneous, because the rupture velocity is faster than the tsunami velocity (Kajiura, 1963). Additionally, the horizontal displacement of the seafloor was considered in the calculation of sea surface deformation caused by earthquakes. This included the contribution of horizontal motion to seafloor uplift, following the equation proposed by Tanioka y Satake (1996).

Due to limited computational resources, the simulations were conducted using 3

levels of nested grids with resolutions of 2.16, 0.54, and 0.108 arcminutes. Nonlinear effects were considered for the second and third levels of nested grids, while wave dispersion and breaking were not included.

2.2.4. Model Validation

To compare the earthquake models with a model that has a good representation of tsunami wave arrivals and amplitude of the first wave, we used the Normalized Root Mean Square (NRMS) to compare the signal against the observations of tidal gauges in a determined window time, which is the time that encloses the first wavelength of the tsunami signal. Also, we use the cross-correlation to find the best correlation of a model with the observation, and if the lag time is within the confidence interval of all the tsunami simulations. The NRMS is defined as follows,

$$\text{NRMS} = \left[\frac{1}{o_{\max} - o_{\min}} \right] \sqrt{\frac{1}{L} \sum_{i=1}^L (o_i - v_{(i-l)})^2} \quad (2.9)$$

For a window length L , lag l , and observed and simulated signals o_i and v_i , respectively, while o_{\max} and o_{\min} are the maximum and minimum amplitude of the observed signal.

To compare the amplitude of the first tsunami wave, and following the procedure of [Calisto et al. \(2015\)](#), we adapt the SPGA (Similarity of Peak Ground Acceleration) that is a measure of similarity between peaks of observed acceleration and synthetic acceleration ([Anderson, 2004](#)), but as we are using the first peak of tsunami amplitude, we name SPTA (Similarity of Peak Tsunami Amplitude).

$$\text{SPTA}(p_1, p_2) = 10 \exp \left\{ - \left[\frac{(p_1 - p_2)}{\min(p_1, p_2)} \right]^2 \right\} \quad (2.10)$$

With p_1 and p_2 as the peaks of tsunami amplitude for signals 1 and 2, respectively.

2.3. Results

2.3.1. 2010 M_w 8.8 Maule Earthquake

To capture the main features of this event, 25,000 different earthquakes of magnitude 8,8 M_w were simulated within the domain mesh that encompasses the Concepción segment with subfaults of approximately 20 x 20 km. Following the selection methodology, nine simulations of slip distributions passed the constraints (Figure 2.5) and then the tsunami simulation was performed to obtain the virtual tide gauges in Arica, Iquique, Buoy401, Buoy402, Coquimbo, Valparaiso, Talcahuano, Corral, and Ancud.

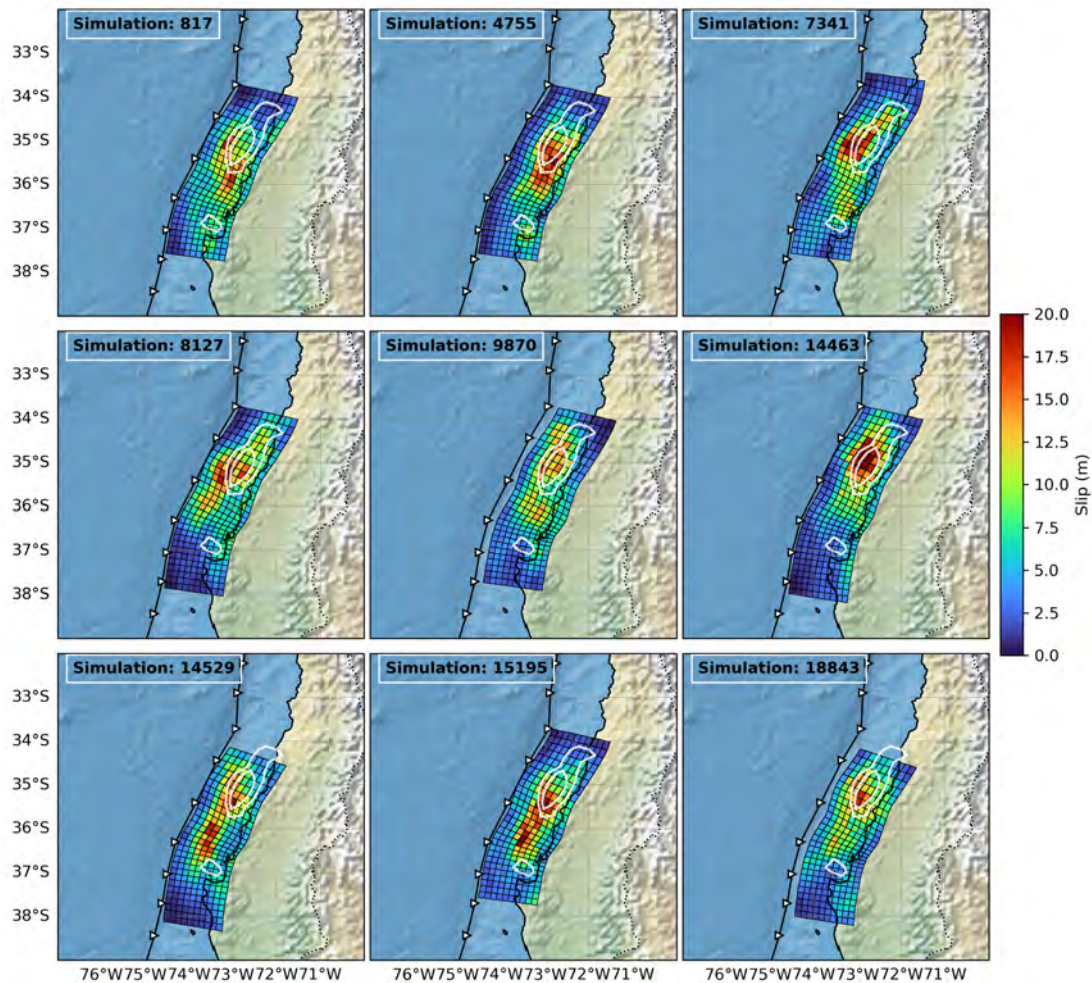


Figura 2.5: Selected simulations as "realistic" scenario of earthquake slip distribution for Concepción segment. The white lines are the contour values of coseismic slip distribution from Lorito et al. (2011).

The results show in Figure 2.5 a variety of distributions with asperities varying in position and size within the tsunamigenic zone, with samples resembling in spatial distribution the co-seismic inversions, especially capturing the main earthquake asperity.

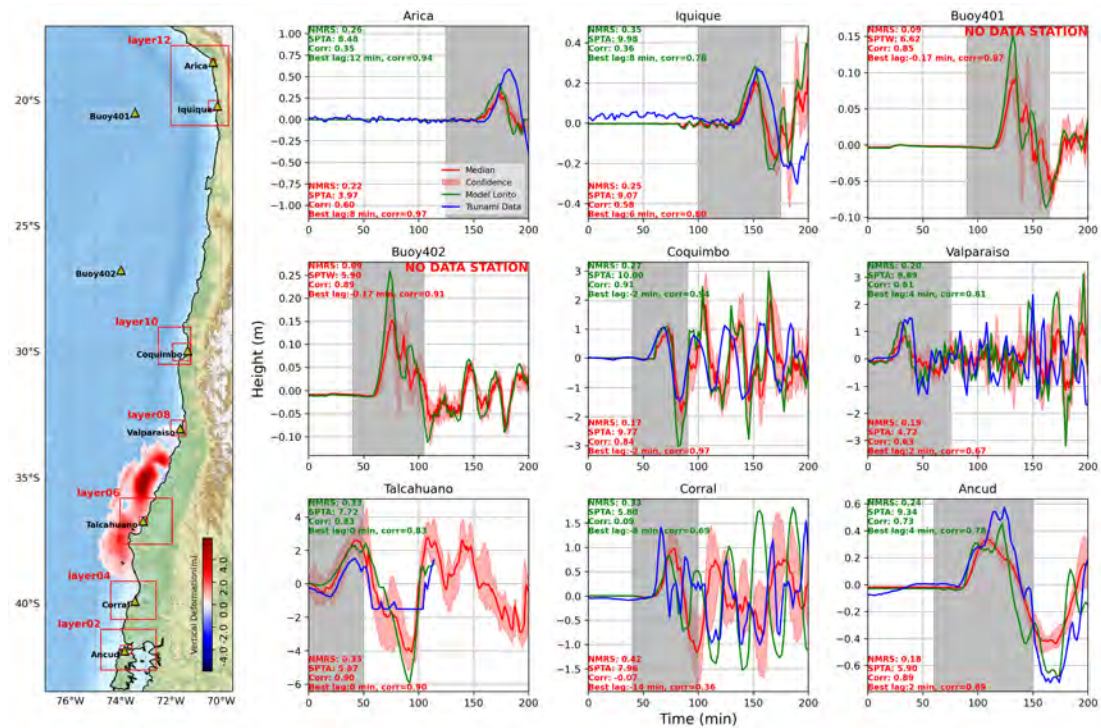


Figura 2.6: Bathymetric layer setup for tsunami modeling and vertical deformation (from Lorito et al. (2011)), along with timeseries from tidal gauges at Arica, Iquique, Buoy401, Buoy402, Coquimbo, Valparaíso, Talcahuano, Corral, and Ancud. Blue lines represent observational tsunami data from the IOC Sea Level Monitoring (Flanders Marine Institute (VLIZ), Belgium y Intergovernmental Oceanographic Commission-UNESCO, France, 2021); green lines correspond to the tsunami simulation from the model by Lorito et al. (2011); and red lines correspond to the mean of selected stochastic scenarios, including their 95 % confidence interval. Each subplot includes the NRMS, SPTA, correlation, and optimal time lag as text annotations for quantitative comparison.

From the different scenarios, an average with its respective uncertainty range for the amplitude and arrival time of the tsunami heights (Figure 2.6), yielding NRMS and SPTA values comparable to those obtained by Lorito et al. (2011). The stochastic ensemble simulations exhibit a good fit with the observational data at several stations. For the window length that considers the first wave (it typically provides arrival time and amplitude information), the highest correlation coefficients ($R^2 \geq 0,9$) were achieved at Coquimbo, Ancud, and Talcahuano, with optimal time lags (best lag)

typically below 4 minutes, indicating accurate arrival time predictions. Arica also shows a strong fit after time adjustment, reaching a maximum cross-correlation of 0.94 with a lag of 12 minutes.

In contrast, poor performance is observed at Corral, where the model–data correlation remains low (-0.07), even after applying the best lag correction of 14 minutes. This suggests either a local effect not captured by the current model or limitations in the slip distribution for that region. The DART buoys (Buoy401 and Buoy402) do not provide observational data, but simulated waveforms remain consistent between deterministic and stochastic models. Regarding the SPTA metric, higher values in stochastic simulations were obtained in Iquique and Coquimbo (SPTA >9); meanwhile, in Arica, Valparaíso, and Ancud, the tsunami simulations weren't capable of reproducing the amplitude of the first wave.

Overall, the ensemble approach provides a more realistic representation of the tsunami variability, with median predictions and confidence bounds that adequately encapsulate the observed signal, reducing NRMS and improving peak amplitude agreement across most stations. This supports the use of stochastic modeling as a robust tool to assess tsunami hazard uncertainty, complementing deterministic models such as the one proposed by [Lorito et al. \(2011\)](#).

2.3.2. 2014 M_w 8.2 Iquique Earthquake

For this testing, 20,000 M_w 8.2 earthquakes were sampled within the Iquique Segment (Figure 2.2.a), using the interseismic coupling of [Schurr et al. \(2014\)](#) in the generation. Additionally, as prior information, only slip distributions whose main patch is located between 19°S and 21°S were selected, in accordance with the earthquake location and considering that this area is separated by a low coupling zone (LCZ), obtaining a set of simulations that sample the rupture space in a varied manner (Figure 2.7), as it is of moderate magnitude and has dimensions of lengths and widths less than the constraints.

The ensemble of stochastic tsunami scenarios allows for the estimation of average tsunami waveforms along with uncertainty bounds in both wave amplitude and arrival time (Figure 2.8). The simulations yield NRMS and SPTA values that are comparable to those obtained by the coseismic model of [Gusman et al. \(2015\)](#), with

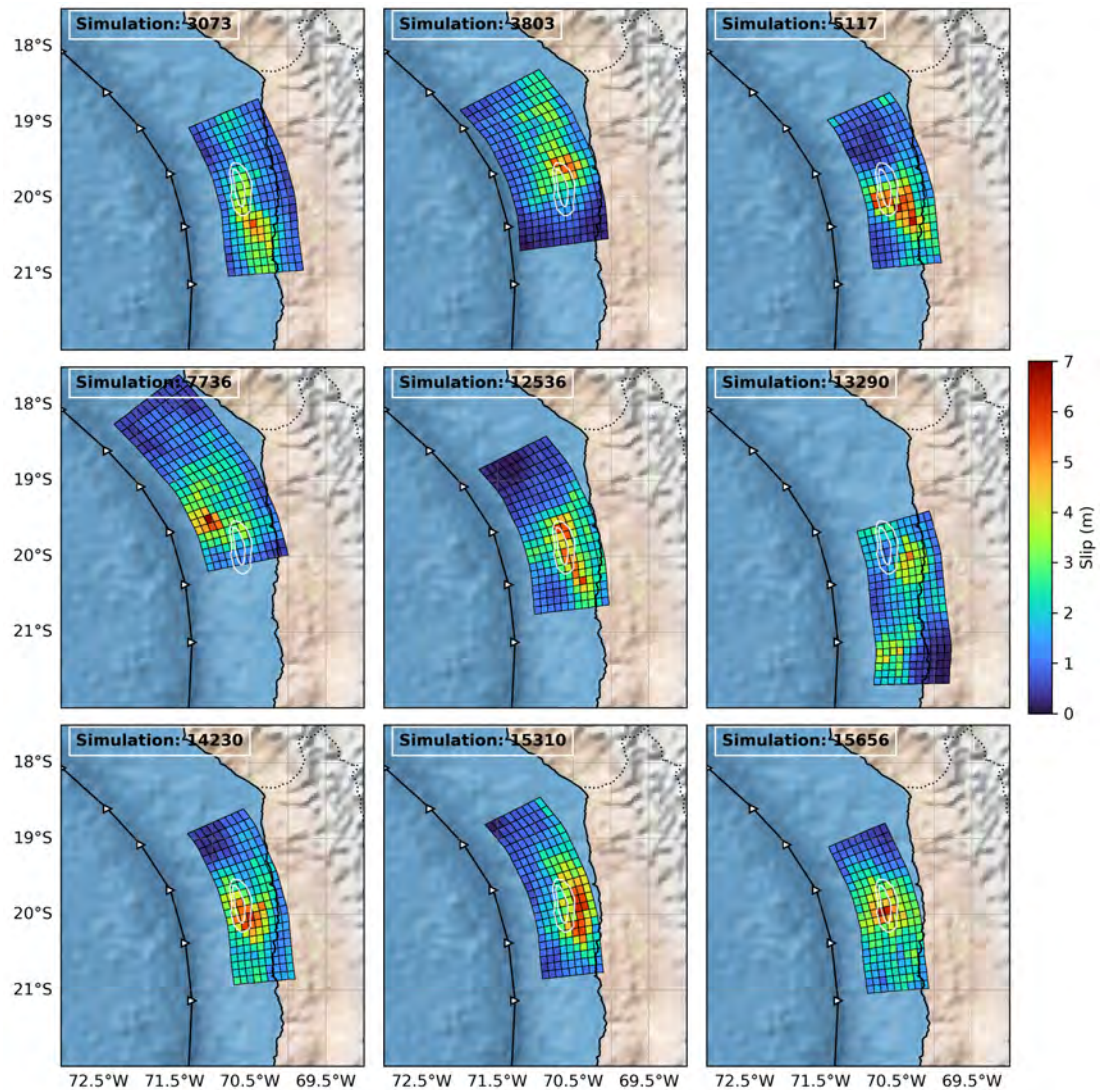


Figura 2.7: A subset of realistic simulations of earthquake slip distribution for the Iquique segment. The white lines are the contour values of coseismic slip distribution from [Gusman et al. \(2015\)](#).

stations showing strong agreement between modeled and observed signals. In particular, Iquique, Arica, and Coquimbo exhibit high correlation coefficients ($R^2 \approx 0.85$), and optimal time lags (best lag) typically under 10 minutes, suggesting that the stochastic ensemble adequately captures key features of the tsunami source. The Valparaíso simulations show good agreement in amplitude, but with the best values of cross-correlations at 14 minutes of time lag. The simulations for DART buoys (Buoy 401 and 402) obtained good agreements with the model of [Gusman et al. \(2015\)](#) in amplitude (SPTA), NMRS, correlation, and time lag. In detail, the stations close to the source as Arica and Iquique, show SPTA values of 8.46 and 9.98, respectively.

Regarding the far stations to the source, Corral and Ancud, the results show problems with the total time of simulations and with isolating the tsunami signal.

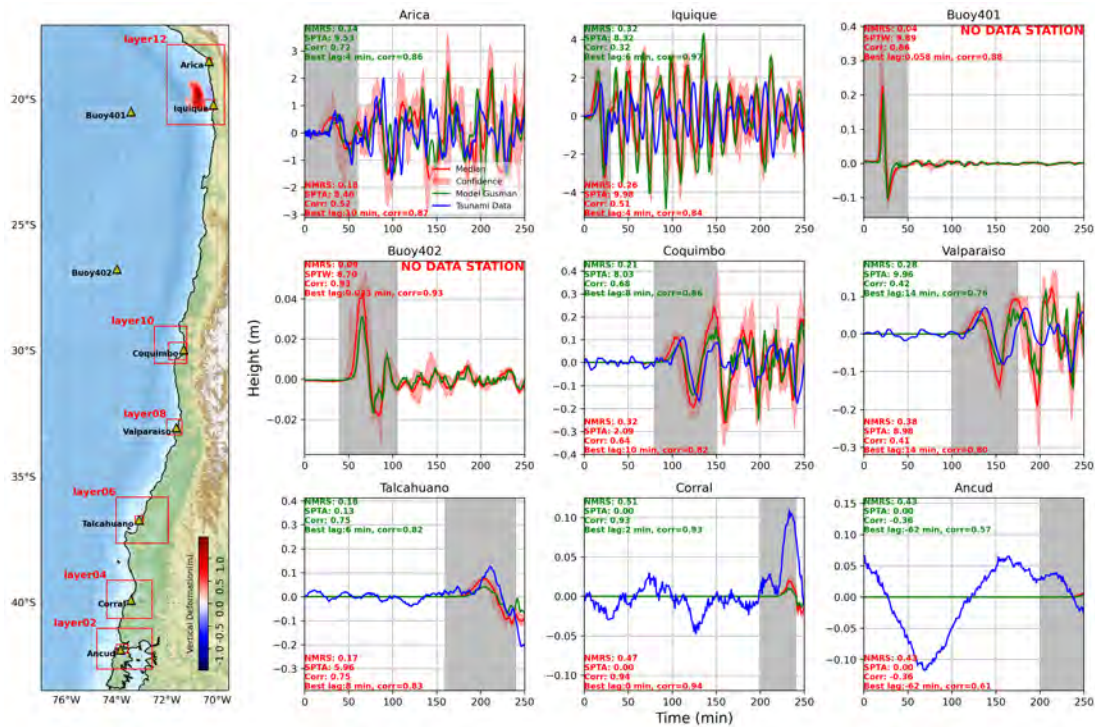


Figura 2.8: Bathymetric layer setup for tsunami modeling and vertical deformation of 2014 Iquique earthquake (from [Gusman et al. \(2015\)](#)), along with timeseries from tidal gauges at Arica, Iquique, Buoy401, Buoy402, Coquimbo, Valparaíso, Talcahuano, Corral, and Ancud. Blue lines represent observational tsunami data from the IOC Sea Level Monitoring ([Flanders Marine Institute \(VLIZ\), Belgium y Intergovernmental Oceanographic Commission-UNESCO, France, 2021](#)); green lines correspond to the tsunami simulation from the model by [Gusman et al. \(2015\)](#); and red lines correspond to the mean of selected stochastic scenarios, including their 95 % confidence interval. Each subplot includes the NRMS, SPTA, correlation, and optimal time lag as text annotations for quantitative comparison.

2.3.3. 2015 M_w 8.3 Illapel Earthquake

In this case, 20,000 simulations were performed using [Métois et al. \(2016\)](#) interseismic coupling, which uses the expansion of a dense GPS network since 2010, combining newer GPS data with older data since the early 1990s. This interseismic coupling map (Figure 2.1) is particularly interesting when compared with coseismic slip distributions.

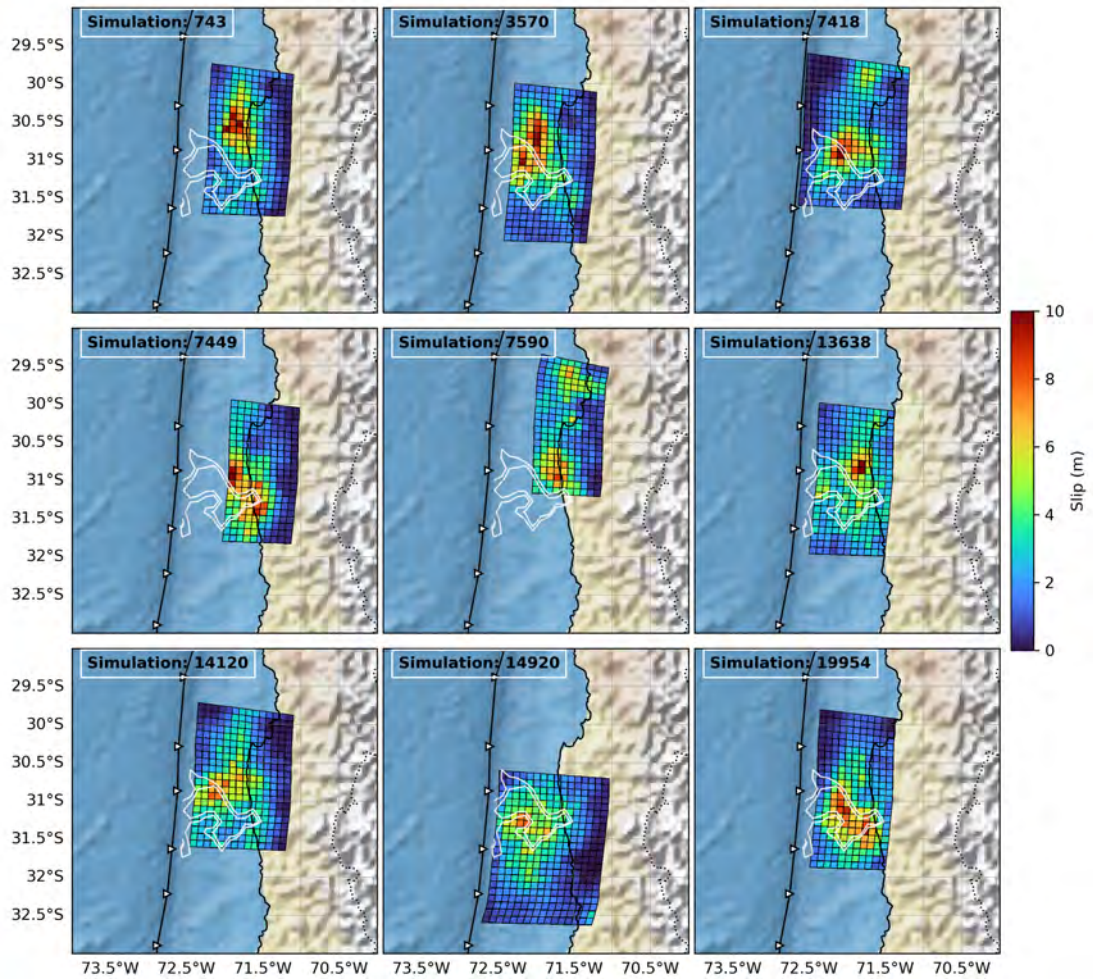


Figura 2.9: A subset of selected simulations considered as a realistic scenario of earthquake slip distribution for the Valparaiso segment. The white lines are the contour values of coseismic slip distribution from Romano et al. (2016).

The set of selected simulations (Figure 2.9) exhibits considerable spatial variability and reveals the difficulty of sampling a solution space that includes high slip values near the trench. This limitation is likely due to the lack of spatial resolution and the smoothing inherent in the inversion process of the interseismic coupling model. Nevertheless, simulations 14920 and 19954 show greater similarity to the coseismic slip of the 2015 earthquake, while the remaining scenarios still fall within areas of high coupling. The average time series of tsunami heights at the Arica, Iquique, Valparaíso, Corral, and Ancud stations show strong similarity in amplitude, as indicated by high SPTA indices and elevated correlations in the first arriving wave (Figure 2.10). The DART buoys 401 and 402 simulations show high values of SPTA with regard to the model of Romano et al. (2016), with the best correlation values minor to 1

minute of time lag in both. In contrast, Coquimbo station, the closest to the rupture, exhibits greater sensitivity to the location of the main asperity, resulting in lower correlation values and increased time lags. However, the solution space, as defined by the confidence interval, accounts for this time lag, encompassing variations that include such deviations from the reference model. This is consistent with the fact that the simulated slip distributions tend to be closer to the coast, whereas the inversion model suggests rupture propagation extending toward the trench. The Talcahuano simulations have good agreement in amplitude and correlation; meanwhile, Corral simulations underestimate the amplitude, as does the model of Romano et al. (2016). The Ancud simulation results show problems with the total time of simulations and with isolating the tsunami signal.

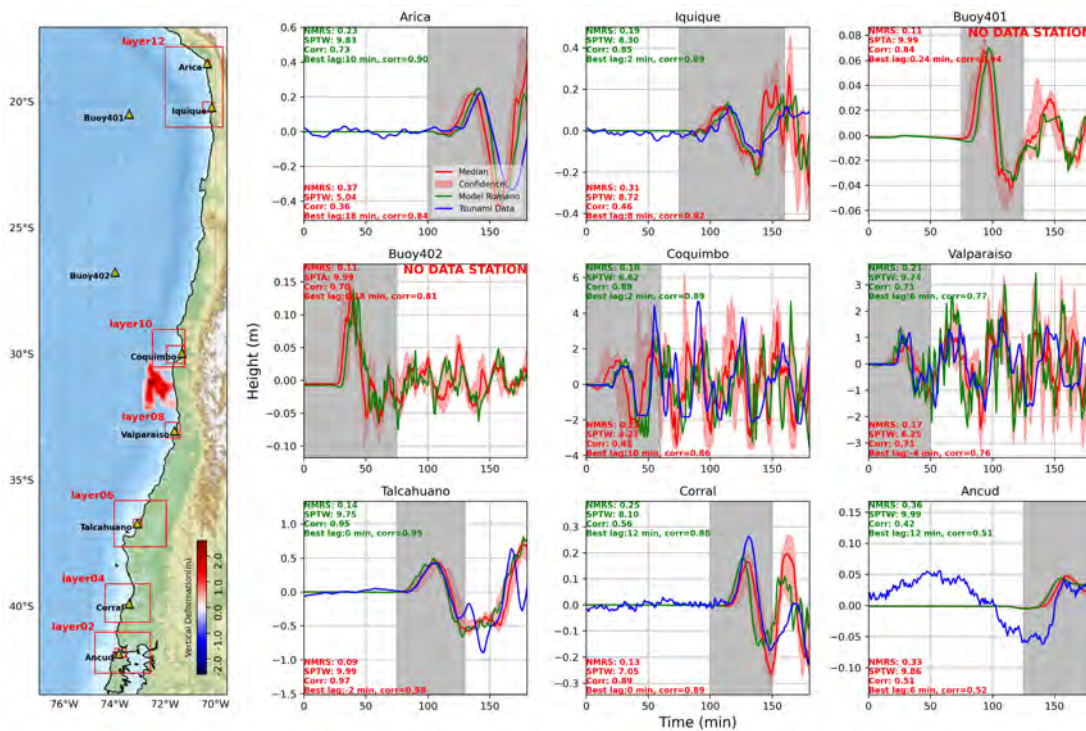


Figura 2.10: Bathymetric layer setup for tsunami modeling and vertical deformation of 2015 M_w 8.3 Illapel earthquake (from Romano et al. (2016)), along with time series from tidal gauges at Arica, Iquique, Buoy401, Buoy402, Coquimbo, Valparaíso, Talcahuano, Corral, and Ancud. Blue lines represent observational tsunami data from the IOC Sea Level Monitoring (Flanders Marine Institute (VLIZ), Belgium y Intergovernmental Oceanographic Commission-UNESCO, France, 2021); green lines correspond to the tsunami simulation from the model by Romano et al. (2016); and red lines correspond to the mean of selected stochastic scenarios, including their 95 % confidence interval. Each subplot includes the NRMS, SPTA, correlation, and optimal time lag as text annotations for quantitative comparison.

2.4. Discussion

Given the objective of this study to capture the main features of a tsunamigenic earthquake through stochastic modeling incorporating interseismic coupling, we have analyzed the similarity between the simulated scenarios and tsunami data inversions. To anchor our stochastic simulations in the long-term tectonic context, we impose a correlation constraint between the generated slip distributions and a model of interseismic coupling. This methodological choice ensures that our scenarios preferentially represent earthquakes where slip is largely governed by pre-existing locked patches. However, we acknowledge this approach introduces a dependency on the chosen interseismic coupling model and may systematically exclude less-correlated but physically plausible rupture scenarios, a limitation that must be considered when interpreting the resulting tsunami hazard. For example, as illustrated in Figure 2.1 and the correlation table in the Supplementary material, it becomes evident that achieving realistic slip distributions via correlation strongly depends on the geodetic inversion or InSAR-derived interseismic coupling models. Among the three analyzed earthquakes, and across a range of models for both coseismic slip and interseismic coupling, we found that the spatial correlation between the two often exceeds a correlation coefficient of 0.5. This analysis shows that the simulations over the Concepción segment tend to capture the main asperity of the 2010 Maule earthquake well, whereas the secondary asperity near Arauco is less accurately represented. In this study, we have used the interseismic coupling model presented by [Moreno et al. \(2010\)](#) as the basis for our simulations. However, a more recent study that incorporates uncertainty in the coupling estimates for this region prior to the earthquake ([Becerra-Carreño et al., 2022](#)) indicates that the 2010 earthquake nucleated in a highly coupled area. Interestingly, the largest slip concentrations occurred in regions where the coupling decreased to approximately 0.6, and this increases uncertainty because more recent studies than that of [Lorito et al. \(2011\)](#). ([Yue et al., 2014](#); [Maksymowicz et al., 2015](#)) suggest that the maximum slips are closer to the trench than was initially believed, precisely where the interseismic coupling models are most uncertain. This may suggest that a slip deficit still remains in the highly coupled zone. Moreover, it raises the possibility that the largest co-seismic slips tend to occur in regions that are neither strongly nor weakly coupled, but rather in areas of intermediate coupling, or simply that we are not yet able to characterize the coupling near the trench sufficiently well.

On average, the results showed a good fit for the first wave at the stations located within the rupture area, which are the most affected due to their proximity to the main asperities. Corral station showed the worst correlation in the first tsunami wave, which could be attributed to a low-resolution or inaccurate bathymetric model near Corral or unmodeled local effects or tide-tsunami interactions (Winckler et al., 2017) given that Corral is located at the mouth of the Valdivia River.

Our findings exhibit that the distributions of the simulations of Iquique and Illapel segments tend to exhibit greater spatial uncertainty, due to their smaller rupture size, which inherently leads to more scattered sampling within the segment domain. Nevertheless, the average size of the asperities, dependent on the autocorrelation matrix determined by the correlation lengths, is comparable to that of the main asperities of real earthquakes, suggesting coherence in the stochastic generation of slip distributions. For the 2015 Illapel Earthquake simulations, a smaller number of selected distributions coincide with high amounts of slip in the trench, which suggests inferior performance of the interseismic coupling implementation compared to the other segments analyzed, determined mainly by the interseismic coupling model used, smoothed, and with more uncertainties near the trench.

Comparing our approach with Small y Melgar (2021), who highlighted the importance of incorporating interseismic coupling patterns into stochastic rupture modeling and showed that coupling-conditioned ruptures lead to variable tsunami hazards, our work follows a similar route but focuses on the Chilean subduction zone and is validated against observed tidal data from three different earthquakes. Unlike their broader probabilistic sampling, we introduced stricter selection constraints based on interseismic coupling and geophysical context. This results in a substantially reduced number of realizations, narrowing the range of plausible rupture scenarios while still capturing the key features of the main asperities. Consequently, our approach aims to generate a model capable of realistically reproducing tsunamigenic scenarios, grounded in observed events, highlighting the trade-off between model realism and scenario diversity.

. Finally, the relationship between interseismic coupling and rupture areas is particularly important, and thus improving instrumental coverage could significantly enhance our understanding of the seismic cycle and rupture patterns, especially along the dip direction, in regions near the trench, where offshore instrumentation has not

been developed yet, and is essential to prepare for the next large earthquake.

2.5. Conclusion

This work introduces a stochastic modeling framework that incorporates depth-dependent average slip for each subfault and leverages the Karhunen–Loève theorem to integrate interseismic coupling using the same mathematical properties as a slip taper. Rupture boundaries are defined by margin segmentation along strike and by the seismogenic zone along dip, both strongly influenced by interseismic coupling. Despite these constraints, uncertainties remain that do not preclude the occurrence of an earthquake capable of breaking a persistent barrier. A deeper understanding of the seismotectonic structure and the likely maximum magnitude could further help to limit these uncertainties.

The tsunami simulations derived from the stochastic slip scenarios demonstrated that the models can reproduce the main tsunami features observed in coastal tide gauge records. This provides an additional level of validation for the proposed stochastic framework.

Overall, this study demonstrates the potential of integrating interseismic coupling into stochastic earthquake modeling to generate realistic tsunamigenic scenarios. The proposed framework successfully reproduced key rupture features, such as the main asperities of large Chilean subduction earthquakes, while capturing the spatial variability inherent to each segment. The tsunami modeling results further support the validity of this approach, as the simulated waveforms matched well with the observed first wave arrivals at most stations. Considering that the analyzed earthquakes occurred in highly coupled regions, this coupling-informed stochastic approach provides a means of constraining potential earthquake sources and identifying plausible rupture scenarios within seismic gaps. However, uncertainties persist due to the limited offshore geodetic coverage and the dependence on a priori coupling information. Expanding the stochastic simulation set to encompass a broader range of magnitudes, maximum slip locations, and subsegment configurations will be necessary to enhance the probabilistic representation of tsunamigenic hazards and improve the predictive capacity of future assessments along the Chilean or another subduction margin.

2.6. Acknowledgements

We gratefully acknowledge the support of the Geophysics Master's program of the University of Concepción. We sincerely thank the anonymous reviewers for their constructive comments and suggestions.

2.7. Data and code availability

The interseismic coupling models employed in this study were derived from [Moreno et al. \(2010\)](#), [Métois et al. \(2016\)](#), and [Schurr et al. \(2014\)](#). All maps and figures were generated with Cartopy ([Met Office, 2010 - 2015](#)). The codes used to produce the stochastic slip scenarios will be made publicly available on Zenodo (link to be added upon upload).



Capítulo 3

Escenarios tsunamigénicos y la deriva de contenedores en el puerto de Valparaíso

3.1. Introducción

Los puertos son infraestructuras críticas para el comercio global y la economía nacional, siendo particularmente vulnerables ante eventos extremos de origen sísmico y más aún si se trata de un evento sísmico tsunamigénico. Si bien la amenaza de tsunami ha sido tradicionalmente evaluada en función de la altura de ola (run up) y la inundación costera, experiencias recientes (como el Tsunami de Japón 2011 o Chile 2010) han demostrado que uno de los peligros secundarios más destructivos es el arrastre de escombros y grandes objetos flotantes (marine debris).

En el contexto de un terminal portuario, los contenedores representan una fuente significativa de riesgo. Debido a su flotabilidad variable, gran masa y volumen, un contenedor a la deriva no solo representa una pérdida económica directa, sino que también actúa como una amenaza capaz de dañar grúas, muelles y edificaciones (ejemplos en figuras 3.1 y 3.2), o bien de generar bloqueos en las dársenas que retrasan la recuperación operativa del puerto durante semanas o meses. Un caso emblemático fue el Puerto de Talcahuano, que tardó cuatro años en reiniciar sus operaciones comerciales tras el evento de 2010, lo que generó un impacto significativo



Figura 3.1: Observaciones de deriva de objetos en Talcahuano posterior al tsunami de 27 de febrero de 2010 (Domínguez et al., 2014).

en el empleo y la logística regional (Mundo Marítimo, 2014). Bajo este contexto, el puerto de Valparaíso (TPS, Terminal Pacífico Sur) se configura como un escenario de estudio dada su importancia para el comercio exterior de la zona central de Chile y su emplazamiento en una bahía abierta hacia el norte. El terminal presenta una alta exposición ante tsunamis de campo cercano. Particularmente, las áreas de acopio y transferencia de carga se encuentran en cotas bajas, lo que aumenta la probabilidad de que los contenedores sean alcanzados por la inundación y arrastrados por las corrientes de flujo y reflujos, transformándose en amenazas tanto a la infraestructura portuaria como el borde costero urbano adyacente.

A pesar de ello, la evaluación de este riesgo en la región ha estado tradicionalmente limitada al uso de escenarios deterministas, basados frecuentemente en la repetición de eventos históricos extremos, como el terremoto de 1730, como la carta de inundación del Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de la Armada (SHOA) (ver Anexo). Si bien este enfoque entrega una estimación del "peor caso conocido", resulta insuficiente para capturar la variabilidad intrínseca del proceso de ruptura sísmica. La dependencia de un único escenario impide visualizar la dispersión de resultados posibles: variaciones sutiles en la distribución del deslizamiento (slip) pueden alterar drásticamente la hidrodinámica local y, por ende, las trayectorias de deriva de los objetos flotantes. Sumado a lo último, la carta de inundación plantea un escenario

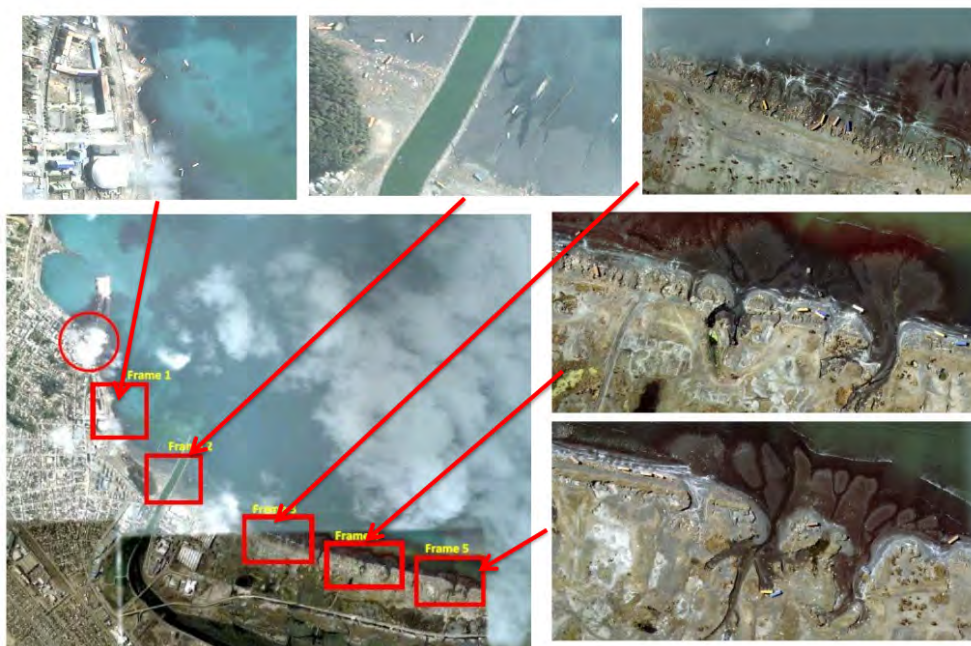


Figura 3.2: Observaciones satelitales de deriva de objetos en Talcahuano posterior al tsunami de 27 de febrero de 2010 (Domínguez et al., 2014).

tsunamigénico simplificado al considerar una distribución de deslizamientos uniforme u homogénea.

Por consiguiente, el objetivo de esta segunda parte de la investigación es integrar la generación estocástica de terremotos tsunamigénicos, validada en el capítulo anterior, para evaluar el comportamiento de los contenedores bajo un catálogo diverso de escenarios sísmicos. Con ello, se busca caracterizar no solo la amenaza de inundación, sino también la incertidumbre asociada al transporte de carga, identificando sus trayectorias y zonas de acumulación preferentes.

Para abordar esta problemática y evaluar el impacto sobre la infraestructura portuaria, se realizaron simulaciones numéricas acopladas utilizando la metodología de generación estocástica de rupturas desarrollada en la primera parte de esta tesis. Con el objetivo de acotar el espacio de soluciones y representar la sismotectónica del segmento de Valparaíso, el análisis se estructuró en torno a dos magnitudes objetivo, seleccionando cinco escenarios representativos para cada una:

- **Escenarios M_w 9.0:** Representan el evento máximo creíble, análogo a la gran ruptura histórica de 1730. Este conjunto de simulaciones permite evaluar la respuesta hidrodinámica y logística del puerto frente a una liberación total del

momento sísmico acumulado en la región de acoplamiento.

- **Escenarios M_w 8.4:** Simulan una ruptura parcial de la laguna sísmica actual. La inclusión de esta magnitud responde a la necesidad de evaluar un evento altamente probable en el mediano plazo, permitiendo contrastar el umbral de daño frente a un sismo de gran envergadura, pero de menor liberación energética que el evento extremo.

La selección de un conjunto de cinco escenarios por magnitud es un paso fundamental para capturar la incertidumbre epistémica y la variabilidad espacial del deslizamiento cosísmico, factores que dictan la respuesta local del tsunami. A partir de los campos hidrodinámicos resultantes de estas fuentes, se propone la utilización de un modelo de trayectoria lagrangiana como un *proxy* cinemático de primer orden, con el fin de traducir la amenaza abstracta de las corrientes en la deriva física y tangible de los contenedores en la bahía.

Finalmente, para facilitar la comprensión del análisis espacial y la dispersión lagrangiana expuestos en este capítulo, cabe destacar que todos los sectores urbanos y portuarios referenciados en el texto (e.g., Terminal Pacífico Sur, Molo de Abrigo, Muelle Barón, Caleta Portales, Playa Las Torpederas) pueden ser localizados geográficamente en la Carta de Inundación por Tsunami (CITSU) elaborada por el SHOA, la cual se encuentra adjunta para referencia del lector en el Anexo (sección 4) de este documento.

3.2. Metodología

Modelación de tsunami El plan de trabajo consistió en realizar 20.000 simulaciones estocásticas para cada magnitud objetivo: M_w 8.4 y 9.0. A partir de ello, se realizó la selección de eventos tsunamigénicos realistas (metodología explicada en la Parte I). Las simulaciones de propagación de tsunami se llevaron a cabo bajo un dominio parental y 4 grillas anidadas con las siguientes resoluciones: 27, 9, 3, 1 y 1/3 segundos de arco, como se puede observar en la Figura 3.3.

Se utilizó el código PCOMCOT 2.1 (Zhu et al., 2024a) como software para modelar la hidrodinámica del tsunami, el cual entrega como salidas espaciotemporales los archivos binarios de elevación de la superficie libre (η) y los flujos hori-

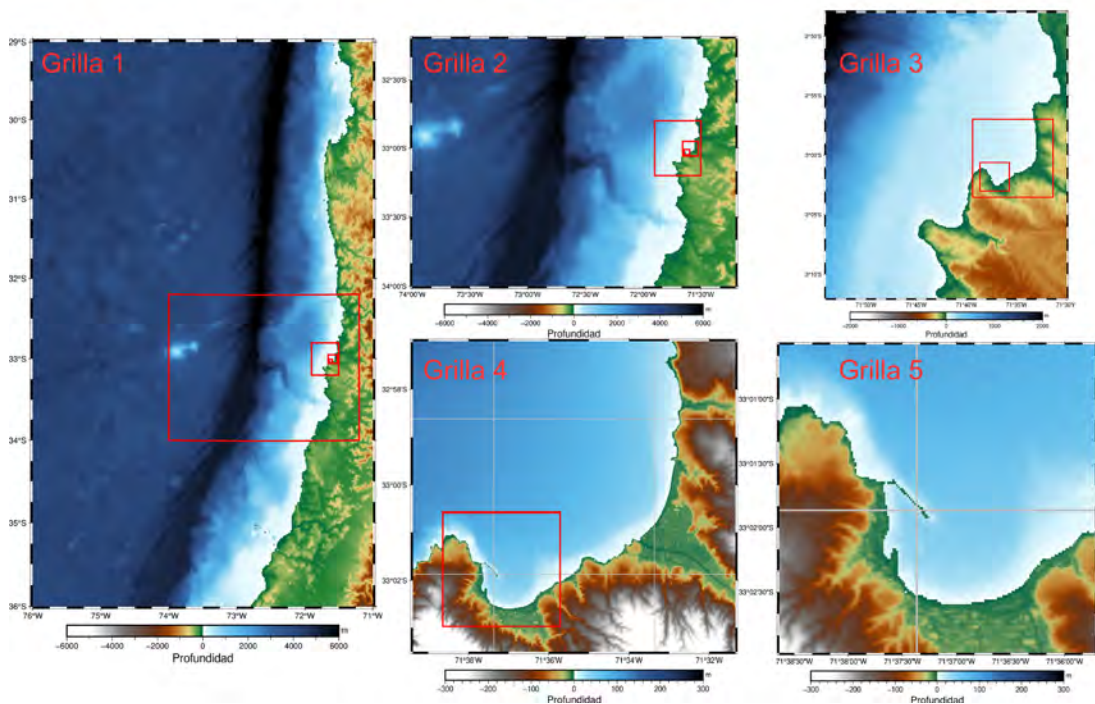


Figura 3.3: Grillas topobatimétricas definidas como entrada para la modelización de tsunamis. La grilla parental (1) tiene una resolución de 27 segundos de arco, y cada cuadrícula secundaria incrementa su resolución en un factor de tres, hasta alcanzar una quinta grilla de 1/3 de segundo de arco.

zontales (componentes M y N) en archivos con prefijos `z_IDLAYER_INSTANT.dat`, `M_IDLAYER_INSTANT.dat` y `N_IDLAYER_INSTANT.dat`, respectivamente.

Modelación Lagrangiana Para evaluar la dinámica de los contenedores bajo la acción del flujo de tsunami, se desarrolló un modelo lagrangiano propio en el lenguaje de programación Python (Python Software Foundation, 2023). Este *tracker* fue diseñado específicamente para interactuar de forma nativa con los campos hidrodinámicos eulerianos generados por el modelo PCOMCOT (Zhu et al., 2024a) y para superar las limitaciones de los *frameworks* convencionales, los cuales no están optimizados para simular partículas que se inician en reposo sobre tierra firme y están sujetas a ciclos de inundación y reflujos.

Orden de Magnitud de Forzantes

Para evaluar la relevancia del viento frente a la corriente oceánica durante un evento de tsunami, se realizó un análisis de órdenes de magnitud comparando las fuerzas aerodinámicas e hidrodinámicas que actúan sobre un contenedor. La fuerza de arrastre (*drag*) ejercida por el viento puede aproximarse mediante la formulación clásica de fluidos (Kundu et al., 2015):

$$F_{\text{wind}} \sim \frac{1}{2} \rho_{\text{air}} C_{D,\text{air}} A_{\text{air}} U_{\text{wind}}^2, \quad (3.1)$$

mientras que la fuerza asociada a la corriente del tsunami se rige por el mismo principio físico:

$$F_{\text{water}} \sim \frac{1}{2} \rho_w C_{D,w} A_w U_{\text{ts}}^2. \quad (3.2)$$

Usando valores típicos para un escenario extremo ($U_{\text{wind}} \sim 20$ m/s, $U_{\text{ts}} \sim 1\text{--}3$ m/s), se obtiene la relación:

$$\frac{F_{\text{water}}}{F_{\text{wind}}} \sim 10^4 - 10^5 \quad (3.3)$$

Este resultado demuestra que el forzamiento hidrodinámico supera en hasta cinco órdenes de magnitud al forzamiento aerodinámico. En consecuencia, a diferencia de los modelos oceánicos de búsqueda y rescate (SAR) que integran un coeficiente de *leeway* para derivas de largo plazo (Allen y Plourde, 2010; Breivik et al., 2011), en la escala temporal del tsunami este término es cinemáticamente despreciable frente al

arrastre de la corriente, por lo que fue excluido de las ecuaciones de deriva.

Física de la Deriva y Condiciones de Flotabilidad

Descartado el forzante eólico, la velocidad vectorial del contenedor (\vec{V}_{obj}) se modeló de forma puramente advectiva, acoplándose al campo superficial de velocidades del agua (\vec{V}_{curr}) obtenido de PCOMCOT, sumado a un componente estocástico de difusión turbulenta (\vec{V}_{diff}) parametrizado mediante un modelo de caminata aleatoria o *random walk* (van Sebille et al., 2018):

$$\vec{V}_{obj} = \vec{V}_{curr} + \vec{V}_{diff} \quad (3.4)$$

Para representar con precisión la interacción física entre la carga y la dinámica de inundación en el Terminal Pacífico Sur, el modelo asigna una máquina de estados a cada partícula, evaluando su comportamiento en cada instante de tiempo en función de la topobatimetría y el tirante de agua local (η):

- **Inactivo (En tierra):** Los contenedores se inicializan distribuidos aleatoriamente dentro de los polígonos de acopio portuario (cota positiva). En este estado permanecen en reposo absoluto esperando la llegada del frente de onda.
- **Activo (Flotando):** La advección de la partícula se activa de manera estricta solo cuando el tirante de agua en su posición supera un umbral crítico de flotabilidad establecido en $\eta > 0,5$ m, valor representativo del calado necesario para desestabilizar un contenedor estándar. Durante este estado, la trayectoria se integra espacial y temporalmente utilizando un método de Runge-Kutta de segundo orden (punto medio). Para capturar los procesos sub-grilla, se incorporó un modelo de caminata aleatoria (*random walk*) que simula la difusión turbulenta horizontal, asumiendo un coeficiente de difusión de $0,5 \text{ m}^2/\text{s}$.
- **Varado (Depositado):** Si producto del reflujó de la onda el tirante de agua desciende por debajo de un umbral de $0,1$ m, y la partícula se encuentra sobre una celda catalogada como tierra firme (batimetría ≤ 0), el contenedor se considera encallado. En este estado, la partícula pierde su acoplamiento con el flujo euleriano y su posición final queda registrada en la topografía.

3.3. Resultados

En el presente capítulo se exponen los resultados de la modelación acoplada que integra la distribución de la fuente sísmica, la propagación hidrodinámica del tsunami y la dinámica de deriva de contenedores en la bahía de Valparaíso. Para capturar la variabilidad de la amenaza, los resultados se estructuran en torno a 5 escenarios estocásticos para dos magnitudes objetivo: eventos de M_w 8.4 frente a Valparaíso y eventos extremos de M_w 9.0.

Para cada caso de estudio, la presentación sigue el encadenamiento físico del modelo. Primero, se exponen las distribuciones estocásticas de deslizamiento cosísmico, restringidas según lo detallado en la Metodología. Segundo, a partir de cada distribución, se simula la propagación del tsunami para evaluar los mapas de inundación y los perfiles de run-up resultantes a lo largo de la costa. Tercero, se analiza la dispersión lagrangiana de los contenedores inicializados en el Terminal Pacífico Sur. Finalmente, el capítulo concluye con una sección de síntesis que contrasta los resultados estocásticos frente a modelos de deslizamiento homogéneo equivalentes para ambas magnitudes, incluyendo la comparación de series temporales de nivel del mar en el mareógrafo virtual del Molo de Abrigo.

3.3.1. Caso de estudio 1: Terremotos M_w 8.4

Para capturar las características y la variabilidad de un evento de esta magnitud, se simularon 20.000 escenarios estocásticos de M_w 8.4 dentro de la malla del dominio que abarca el segmento de Valparaíso, utilizando subfallas de aproximadamente 10 x 10 km. Siguiendo la metodología de selección geométrica y cinemática, un subconjunto de distribuciones superó todas las restricciones físicas (ver Anexo 4.2). De este grupo, se seleccionaron 5 escenarios representativos (Simulaciones 10256, 7139, 13581, 6744 y 7598) para modelar la hidrodinámica del tsunami durante un periodo de 5 horas.

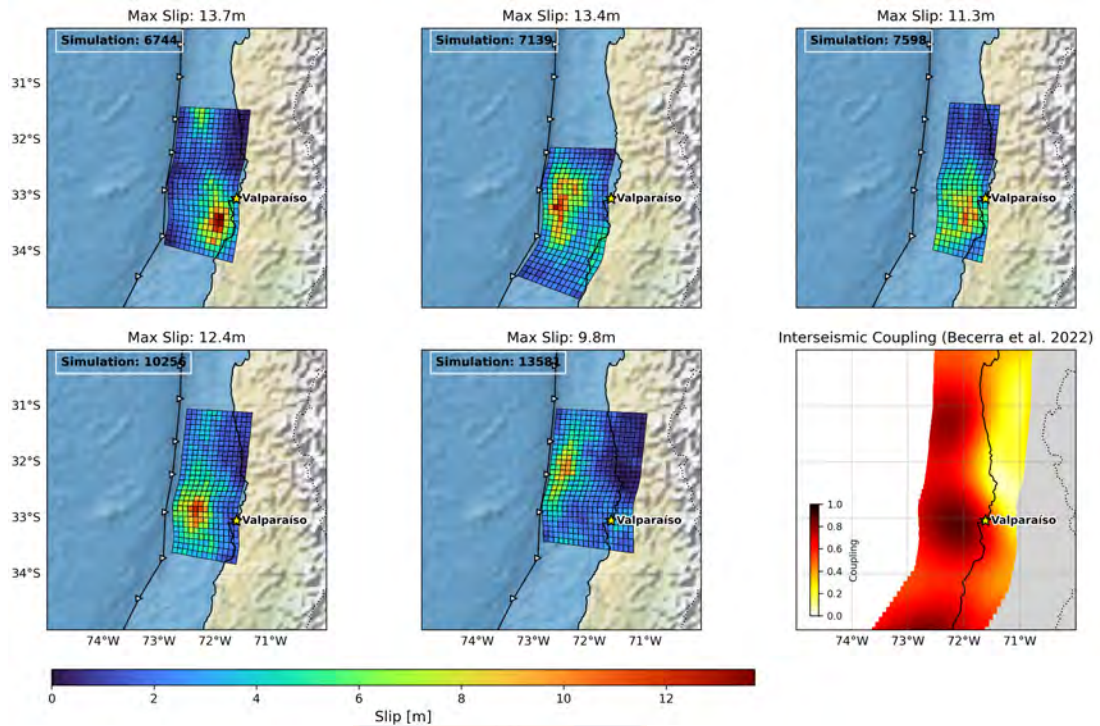


Figura 3.4: Distribuciones de deslizamientos de terremotos M_w 8.4 “realistas”, comparadas con el acoplamiento intersísmico de Becerra-Carreño et al. (2022).

Distribuciones de deslizamiento

Como se observa en la Figura 3.4, estas distribuciones, condicionadas por el modelo de acoplamiento intersísmico de Becerra-Carreño et al. (2022), exhiben una notable variabilidad espacial, concentrando las mayores cantidades de deslizamiento en torno al parche principal de alto acoplamiento frente a la costa de Valparaíso. A partir de estas fuentes, se propagó el tsunami y se calculó el flujo para obtener los campos espaciales de altura de ola y corriente, además de extraer las series temporales en un mareógrafo virtual ubicado en el vértice del Molo de Abrigo ($33^{\circ}01'38.3''S$, $71^{\circ}37'33.6''W$).

Las distribuciones de deslizamiento presentaron una variabilidad de deslizamientos máximos desde 9.8 m (Simulación 13581) hasta un máximo de 13.7 m (Simulación 6744). Geométricamente, las asperezas principales de todos los escenarios se concentran de manera consistente dentro de la franja de mayor acoplamiento intersísmico ($\phi > 0,8$) reportada por Becerra-Carreño et al. (2022), validando la restricción impuesta en la generación estocástica. Sin embargo, la distribución de estas rupturas difiere notablemente entre sí: mientras que escenarios como el 6744 y 7139 exhiben

parches de deslizamiento muy compactos y de alta amplitud, distribuciones como la 13581 presentan rupturas más elongadas a lo largo del rumbo (*along-strike*). Un aspecto a destacar es la profundidad de estas asperezas; en su mayoría, las zonas de máximo deslizamiento se alojan en la porción más profunda de la zona sismogénica (*down-dip*), emplazándose cerca de la línea de costa de Valparaíso y alejadas de la fosa. Esta distribución espacial condiciona directamente la deformación vertical del fondo marino, lo cual se ve reflejado en el tsunami generado por cada una de las distribuciones.

Inundación y run-up

Para evaluar el impacto de un evento M_w 8.4 en la bahía de Valparaíso, la Figura 3.5 presenta los mapas de inundación resultantes para los cinco escenarios estocásticos, calculados sobre la grilla batimétrica de mayor resolución (layer 05), focalizando el análisis en el plan urbano y el Terminal Pacífico Sur (TPS).

Es posible observar la alta consistencia del bajo impacto hidrodinámico entre todas las simulaciones. La moderada deformación vertical del fondo marino, sumada a la pendiente topográfica de la bahía, limita severamente la penetración del flujo. Las alturas de inundación se confinan de manera estricta a la primera línea de costa y playas adyacentes, registrando tirantes de agua que oscilan mayoritariamente entre 0.1 y 2 metros. En lo que respecta a la infraestructura crítica, el impacto sobre el Terminal Pacífico Sur (polígono verde) es marginal; el flujo oceánico alcanza únicamente los bordes de los sitios de atraque, sin poseer la energía potencial necesaria para sobrepasar las cotas operativas e inundar las zonas interiores de acopio de contenedores.

La Figura 3.5 presenta los mapas de inundación máxima obtenidos para los 5 escenarios de M_w 8.4. En todos los casos, la inundación se concentra en la franja costera del plan de Valparaíso, siguiendo la morfología de la bahía, con las mayores alturas de inundación adyacentes al borde costero y una atenuación progresiva tierra adentro.

Se puede observar la variabilidad en la inundación entre simulaciones. La Simulación 6744 produce la menor extensión e intensidad de inundación, con predominio de inundación en el rango de 0.1 a 2 m. En contraste, la Simulación 10256 genera la

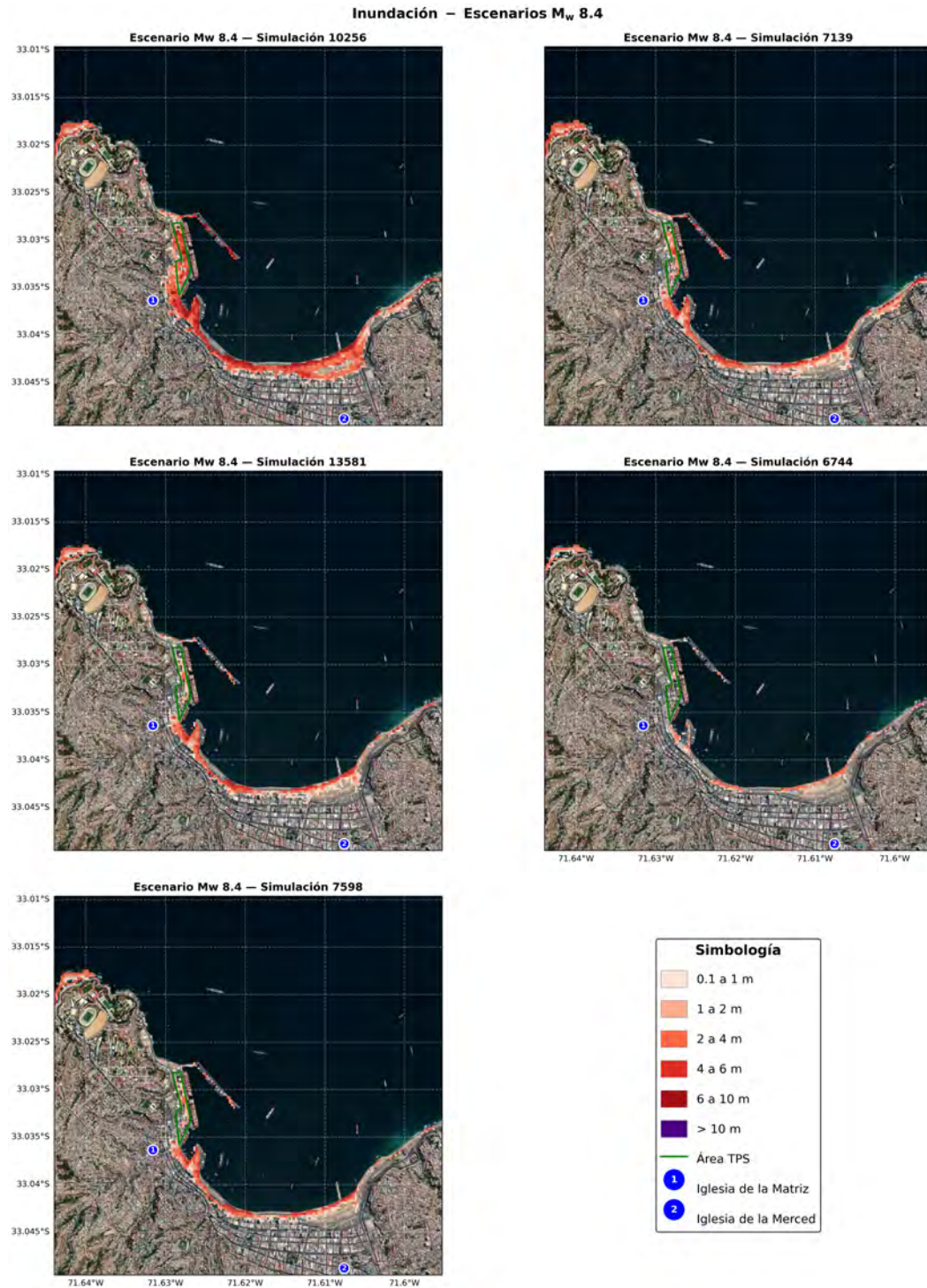


Figura 3.5: Mapas de inundación en el área de Valparaíso para los 5 escenarios estocásticos M_w 8.4 (grilla de mayor resolución).

mayor inundación, alcanzando entre 4 y 6 m en sectores del borde costero del plan, aunque en ninguno de los escenarios se superan los 10 m de profundidad de flujo. El Área TPS, delimitada en verde, queda expuesta en todos los escenarios a excepción del tsunami generado por la Simulación 6744, lo cual es relevante para el análisis posterior de la deriva de contenedores. Como referencias históricas, se indican las ubicaciones de la Iglesia de la Matriz y la Iglesia de la Merced, ambas afectadas por el tsunami de 1730. Ninguno de los 5 escenarios de M_w 8.4 alcanza estos puntos de referencia, lo que sugiere que la inundación generada por eventos de esta magnitud queda acotada a la zona portuaria y al borde inmediato del plan.

La envolvente máxima de inundación (Figura 3.6) consolida el área afectada por el conjunto de los 5 escenarios, representando la unión espacial de todas las zonas inundadas. De este modo, delimita la máxima extensión posible de inundación ante un evento de M_w 8.4, constituyendo una estimación del peor caso espacialmente distribuido para el conjunto estocástico analizado.

A nivel espacial, la inundación queda confinada a la franja costera del plan de Valparaíso, con una penetración tierra adentro de entre 100 y 200 m, condicionada por la baja cota del borde costero y limitada abruptamente hacia el norte por el relieve de los cerros. El sector comprendido entre el Terminal Pacífico Sur y la Caleta Portales, incluyendo el área de las Torpederas, concentra la mayor exposición continua, con sectores que alcanzan entre 4 y 10 m al interior del área del TPS. En cuanto a las referencias históricas, la Iglesia de la Matriz se ubica cerca del límite de la envolvente, indicando que, según los 5 escenarios propuestos de M_w 8.4, ninguno podría alcanzar este punto ni el de la ex Iglesia de la Merced. La interpretación de estos resultados en relación con el registro histórico del tsunami de 1730 se retoma en la sección de Discusión.

La Figura 3.7 presenta, de forma conjunta, la envolvente máxima de inundación y los perfiles de run-up a lo largo de la costa para los 5 escenarios de M_w 8.4, abarcando desde el puerto de Valparaíso hasta la desembocadura del río Aconcagua en Concón.

Los perfiles de run-up revelan una marcada variabilidad espacial a lo largo del perfil costero. A lo largo del litoral de Viña del Mar, las playas quedan expuestas en todos los escenarios con run-up que varía entre 2 y 6 m según el sector. Un rasgo destacado es el rol del Estero Marga Marga como canal de propagación: el tsunami penetra aproximadamente 1.5 km tierra adentro siguiendo su cauce, constituyendo

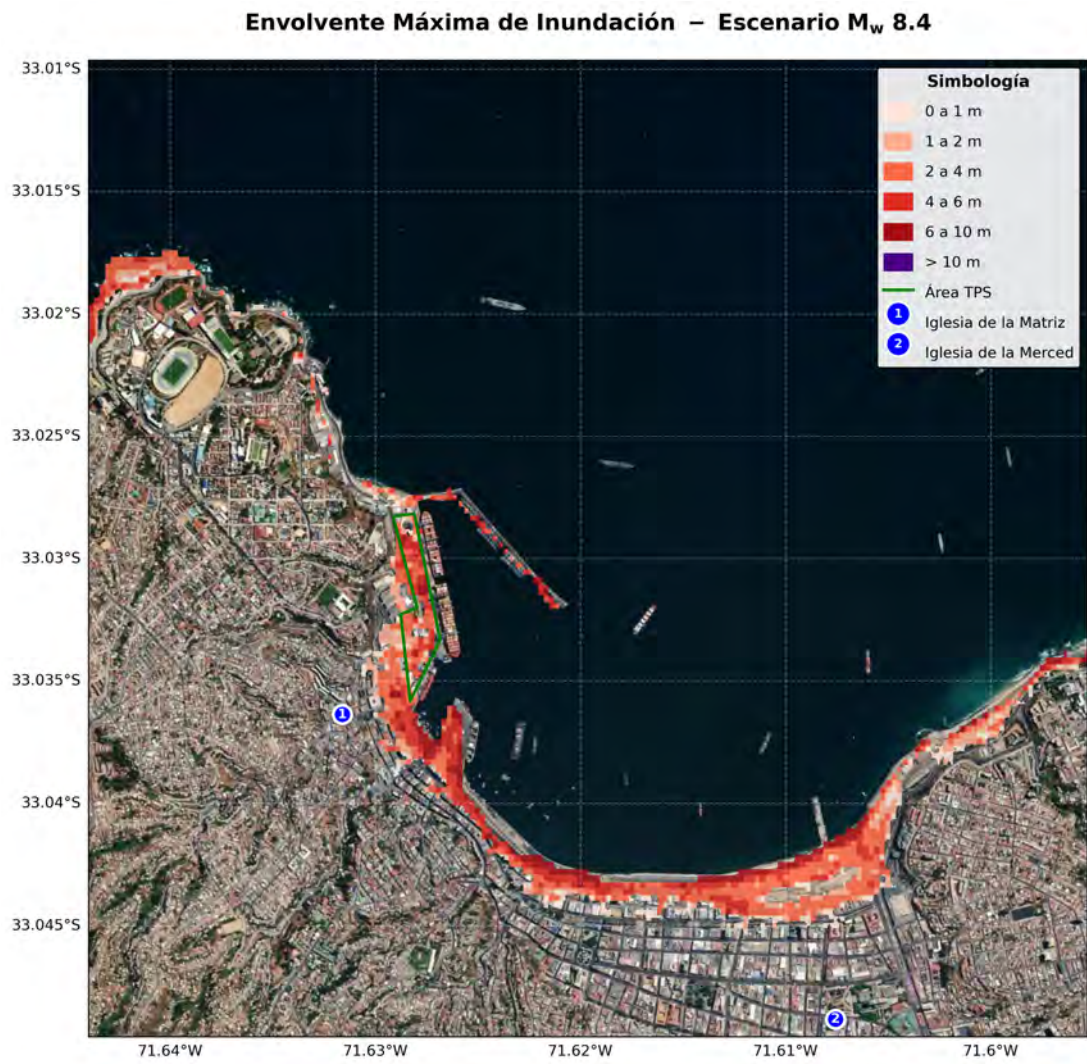


Figura 3.6: Envolverte máxima de inundación para el conjunto de escenarios M_w 8.4.

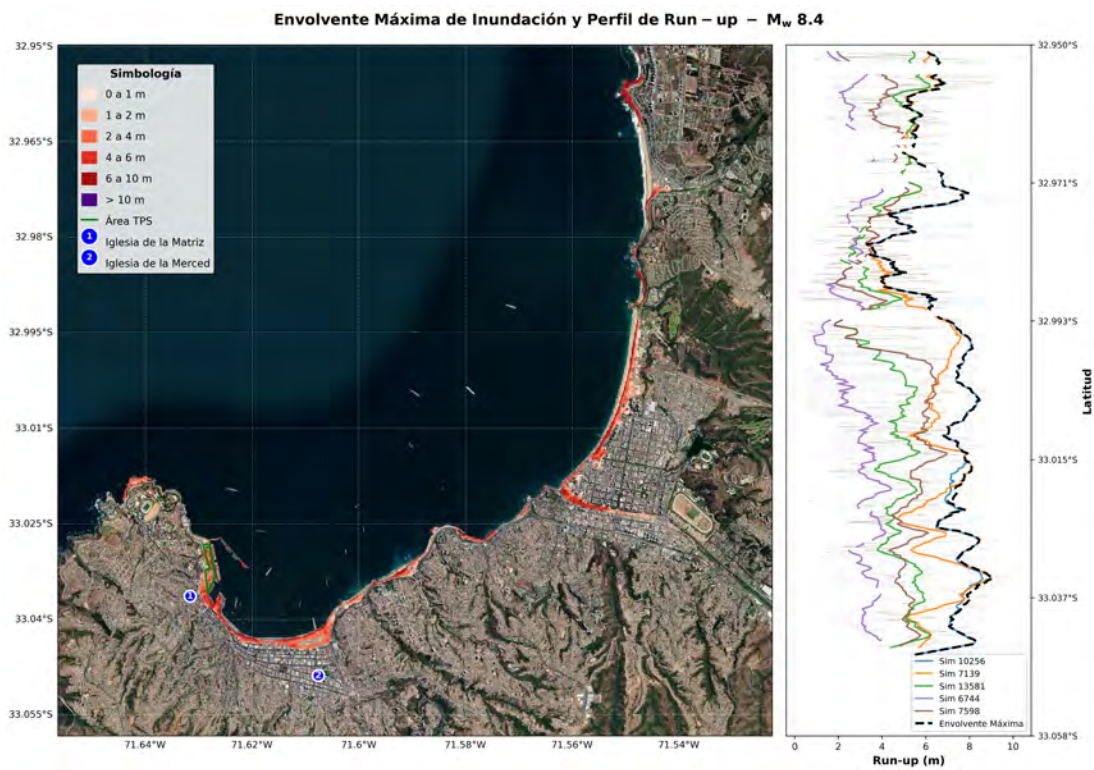


Figura 3.7: Envlovente máxima de inundación y perfil de run-up a lo largo de la costa para los escenarios M_w 8.4. En el perfil, las líneas grises corresponden a los valores crudos extraídos celda a celda (resolución de 30 m), mientras que las líneas de color representan la media móvil con ventana de 10 puntos (~ 300 m) para cada simulación, y la línea negra discontinua la envolvente máxima del conjunto.

una vía de inundación fluvial que excede ampliamente el alcance costero directo en ese sector.

En cuanto a la magnitud del run-up, la Simulación 10256 produce los valores más elevados a lo largo de toda la costa, siguiendo de cerca el perfil de la envolvente máxima. Le siguen en orden decreciente las Simulaciones 7139 y 7598, mientras que la Simulación 6744 presenta consistentemente los menores valores del conjunto. La envolvente máxima oscila entre 4 y 10 m a lo largo del perfil costero. Esta dispersión entre escenarios evidencia la alta sensibilidad del run-up a la distribución de deslizamiento cosísmico: ante una misma magnitud M_w 8.4, distintas realizaciones estocásticas pueden producir perfiles sustancialmente diferentes, aspecto que se retoma en la sección de Discusión.

Deriva de contenedores

La Figura 3.8 presenta las trayectorias lagrangianas de los contenedores inicializados en el Terminal Pacífico Sur para los 5 escenarios estocásticos de M_w 8.4. Cada panel incluye en su encabezado el conteo final de contenedores según su estado al término de la simulación. La simbología distingue cuatro categorías: los puntos verdes indican la posición inicial de cada contenedor en el TPS; los puntos grises corresponden a contenedores inactivos, es decir, aquellos que no fueron alcanzados por el flujo y permanecieron en su posición original durante toda la simulación; los puntos rojos representan contenedores varados en costa, que fueron movilizados por el tsunami y depositados en tierra; y los puntos azules corresponden a contenedores que se encontraban activos (flotando) al término del período de simulación de 5 horas. Las trayectorias de cada contenedor movilizado se representan mediante líneas cian.

Los resultados de la deriva lagrangiana son consistentes con el patrón de inundación descrito anteriormente y exhiben una marcada variabilidad entre escenarios, directamente asociada a la intensidad del flujo generado por cada distribución de deslizamiento. Del total de 5.000 contenedores inicializados, la fracción movilizada varía sustancialmente: la Simulación 10256 registra el mayor impacto, con 2.630 contenedores varados y 179 activos al final, dejando apenas 191 sin alcanzar. En el extremo opuesto, la Simulación 6744 moviliza solo 508 contenedores en total (492 varados y 16 activos), mientras que 2.492 permanecen inactivos, resultado coherente con su menor extensión de inundación sobre el TPS. Las Simulaciones 7139, 13581 y 7598

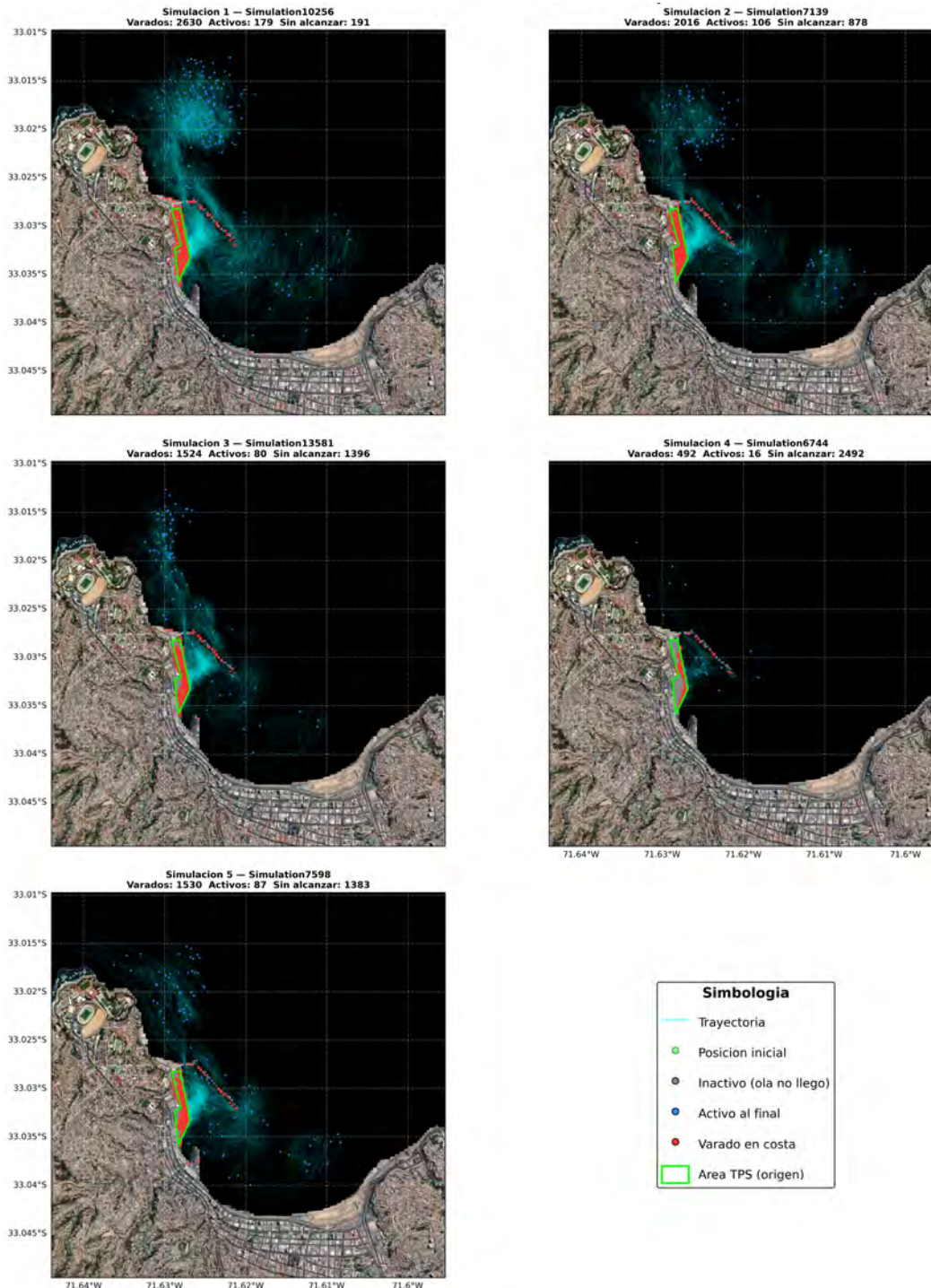


Figura 3.8: Trayectorias lagrangianas de contenedores para los 5 escenarios estocásticos M_w 8.4. En el encabezado de cada panel se indica el número de contenedores varados en costa (rojo), activos al final de la simulación (azul) y sin alcanzar por el flujo (gris). Los puntos verdes indican la posición inicial en el Área TPS.

presentan comportamientos intermedios, con contenedores varados de 2.016, 1.524 y 1.530 respectivamente.

En cuanto a la distribución espacial, los contenedores movilizados presentan un patrón común en todos los escenarios: la gran mayoría vara en las inmediaciones del TPS y a lo largo del borde costero adyacente, siguiendo la dirección del flujo de inundación. Las trayectorias son predominantemente cortas, reflejando que la energía del tsunami de M_w 8.4 no es suficiente para dispersar los contenedores a distancias significativas dentro de la bahía. No obstante, en los escenarios de mayor intensidad (Simulaciones 10256 y 7139) se observa un subconjunto de contenedores activos dispersos hacia el interior de la bahía, alcanzando distancias de hasta 1–2 km del TPS, lo que representa un riesgo para la navegación en el período post-tsunami.

3.3.2. Caso de estudio 2: Terremotos M_w 9.0

Para capturar la variabilidad de un evento extremo, se simularon 20.000 escenarios estocásticos de M_w 9.0 sobre un dominio de falla extendido que abarca desde los 29°S hasta los 35°S, utilizando subfallas de aproximadamente 20 x 20 km. Siguiendo la misma metodología de selección aplicada al caso anterior, se aceptaron 32 distribuciones y, dadas las limitaciones logísticas y computacionales, se seleccionaron 5 escenarios representativos (Simulaciones 14920, 4681, 6539, 2925 y 5527) para la modelación de tsunami.

Distribuciones de deslizamiento

Como se observa en la Figura 3.9, las distribuciones de deslizamiento de los escenarios M_w 9.0 presentan áreas de ruptura notablemente más extensas que en el caso anterior, abarcando gran parte del segmento sismogénico entre los 29°S y 35°S. Los deslizamientos máximos varían desde 29.0 m (Simulación 5527) hasta 40.5 m (Simulación 6539), valores que aproximadamente triplican los registrados para M_w 8.4. Al igual que en el caso anterior, las asperezas principales se concentran en la zona de alto acoplamiento intersísmico ($\phi > 0,8$) frente a Valparaíso, validando la consistencia física de las distribuciones generadas. Sin embargo, la mayor magnitud implica que la ruptura se propaga más allá del parche de máximo acoplamiento, ocupando subfallas

de menor acoplamiento tanto hacia el norte como hacia el sur.

Inundación y run-up

Para evaluar el impacto de un evento M_w 9.0 en la bahía de Valparaíso, la Figura 3.10 presenta los mapas de inundación resultantes para los cinco escenarios estocásticos, calculados sobre la grilla de mayor resolución (layer 05).

A diferencia del caso M_w 8.4, los escenarios de M_w 9.0 generan una inundación de carácter severo y extenso en la totalidad de los cinco escenarios. El flujo sobrepasa completamente las defensas del Terminal Pacífico Sur, registrando tirantes de 6 a 10 m e incluso superiores a 10 m de manera sistemática al interior del recinto portuario. La inundación se extiende profundamente hacia el plan de Valparaíso, penetrando varias cuadras tierra adentro con tirantes que oscilan mayoritariamente entre 4 y 10 m. La Simulación 5527 constituye el escenario de menor impacto del conjunto, con una extensión de inundación notoriamente más acotada respecto a los demás. En contraste, las Simulaciones 2925 y 6539 producen la mayor extensión e intensidad de inundación, con amplias zonas de tirantes superiores a 10 m cubriendo el sector portuario y el borde del plan. Las referencias históricas (Iglesia de la Matriz e Iglesia de la Merced) quedan dentro de la zona inundada en la mayoría de los escenarios, a diferencia de lo observado para M_w 8.4.

La Figura 3.11 presenta la envolvente máxima de inundación para el conjunto de escenarios M_w 9.0, representando la unión espacial de todas las zonas afectadas.

La envolvente refleja un escenario de amenaza extrema para la ciudad de Valparaíso. La inundación supera los 10 m en prácticamente toda la franja portuaria, incluyendo el área TPS completa. El flujo penetra varios cientos de metros tierra adentro en el plan, alcanzando los sectores residenciales y comerciales ubicados más allá de la primera línea costera. Hacia el sector norte, la topografía de los cerros actúa nuevamente como barrera natural, pero la magnitud del evento es suficiente para que la inundación ascienda parcialmente por las quebradas y accesos bajos entre los cerros. Ambas referencias históricas quedan completamente dentro de la zona inundada, con valores superiores a 4 m, lo que es coherente con los registros del tsunami de 1730, aspecto que se retoma en la sección de Discusión.

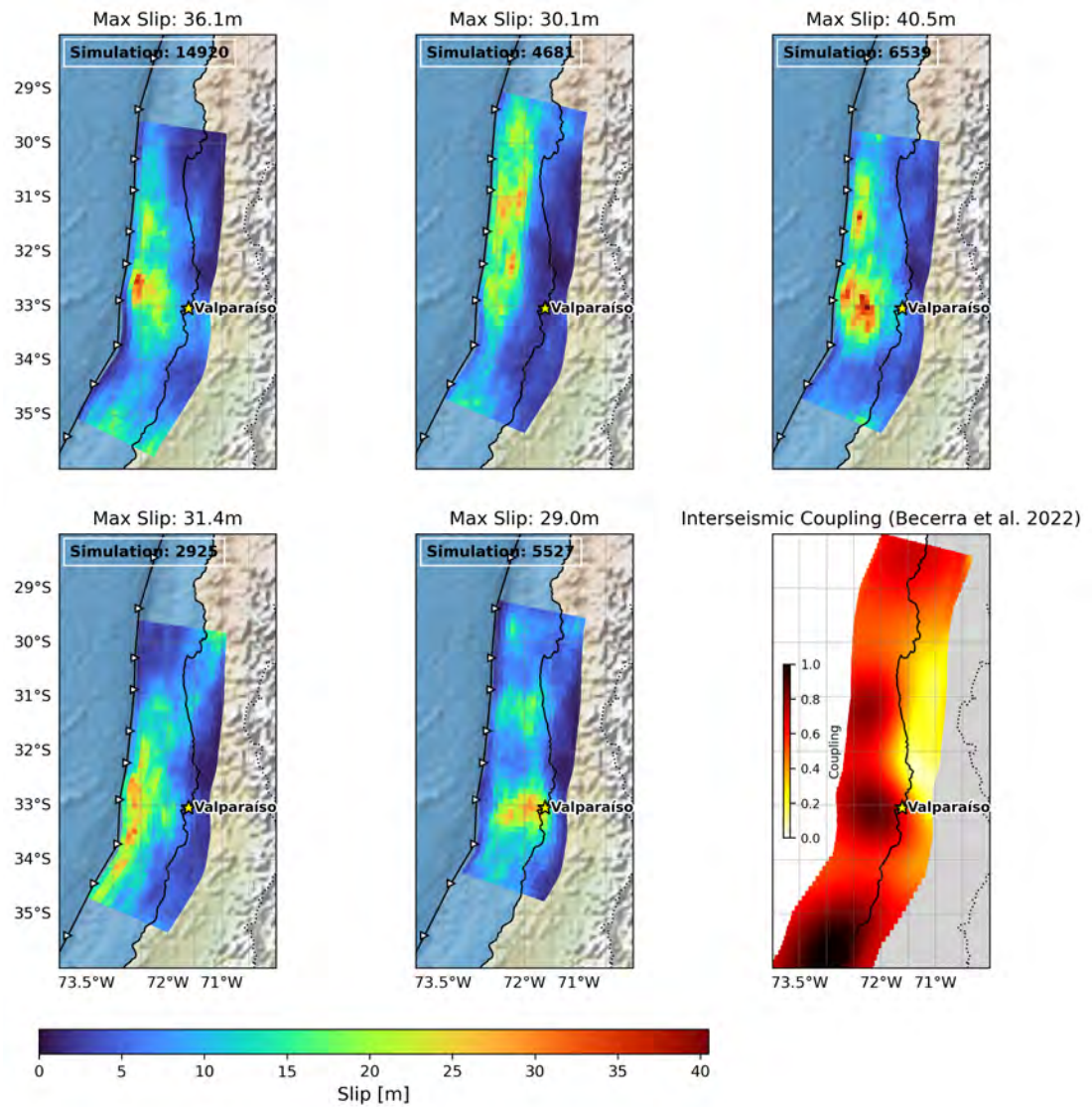


Figura 3.9: Distribuciones de deslizamientos de terremotos M_w 9.0 “realistas”, comparadas con el acoplamiento intersísmico de Becerra-Carreño et al. (2022). Los deslizamientos máximos por escenario se indican en el encabezado de cada panel.

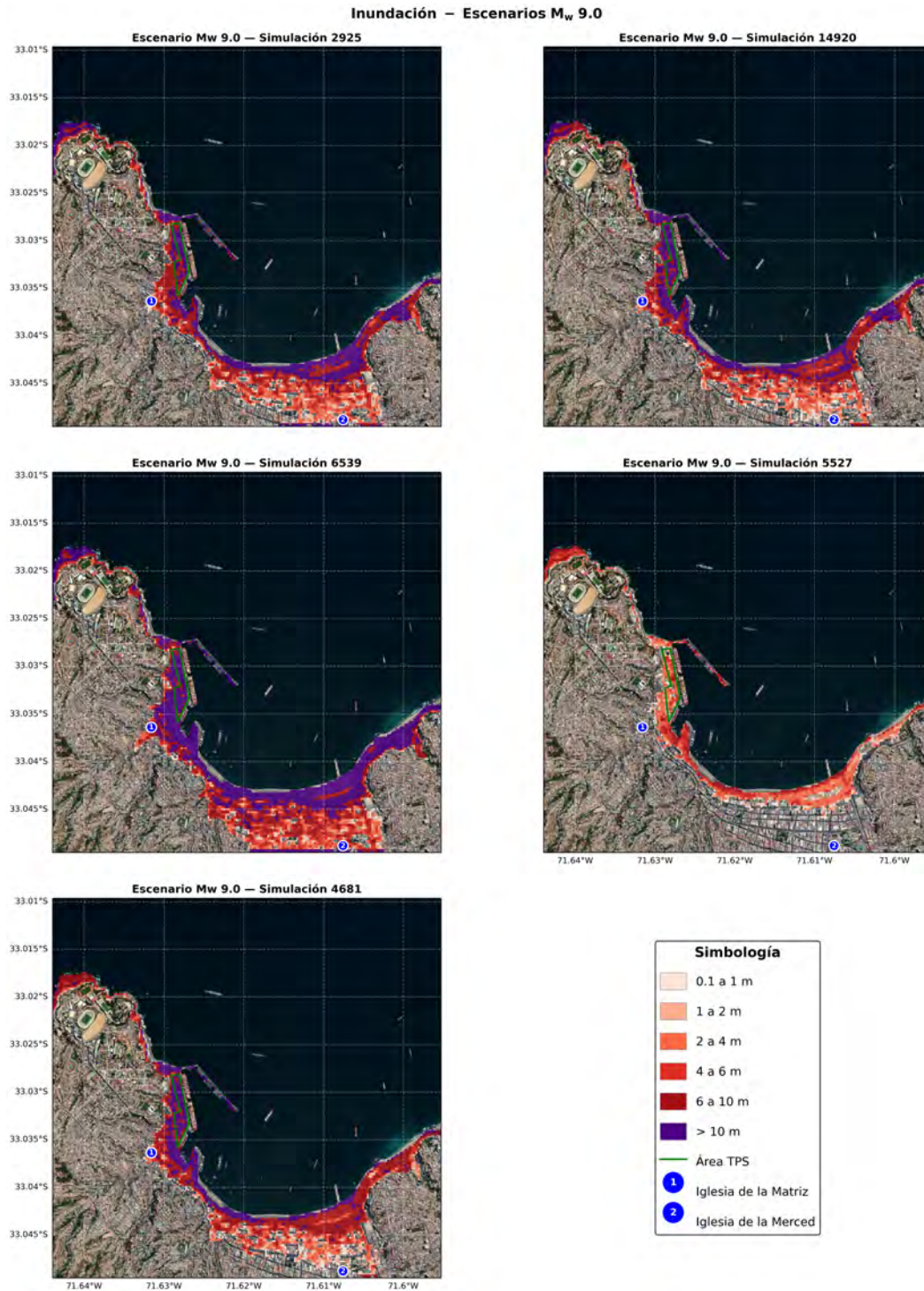


Figura 3.10: Mapas de inundación en el área de Valparaíso para los 5 escenarios estocásticos M_w 9.0 (grilla de mayor resolución).

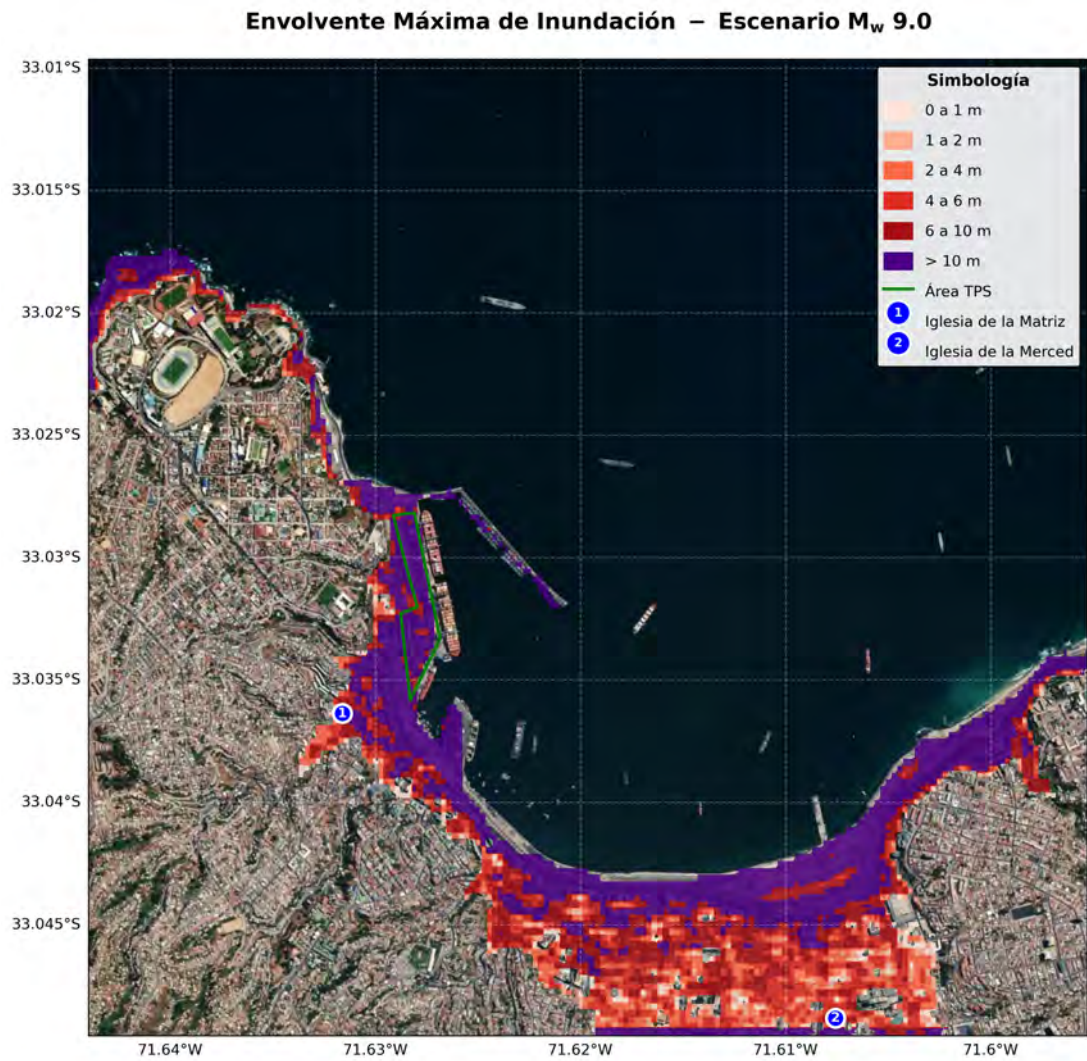


Figura 3.11: Envlovente máxima de inundación para el conjunto de escenarios M_w 9.0.

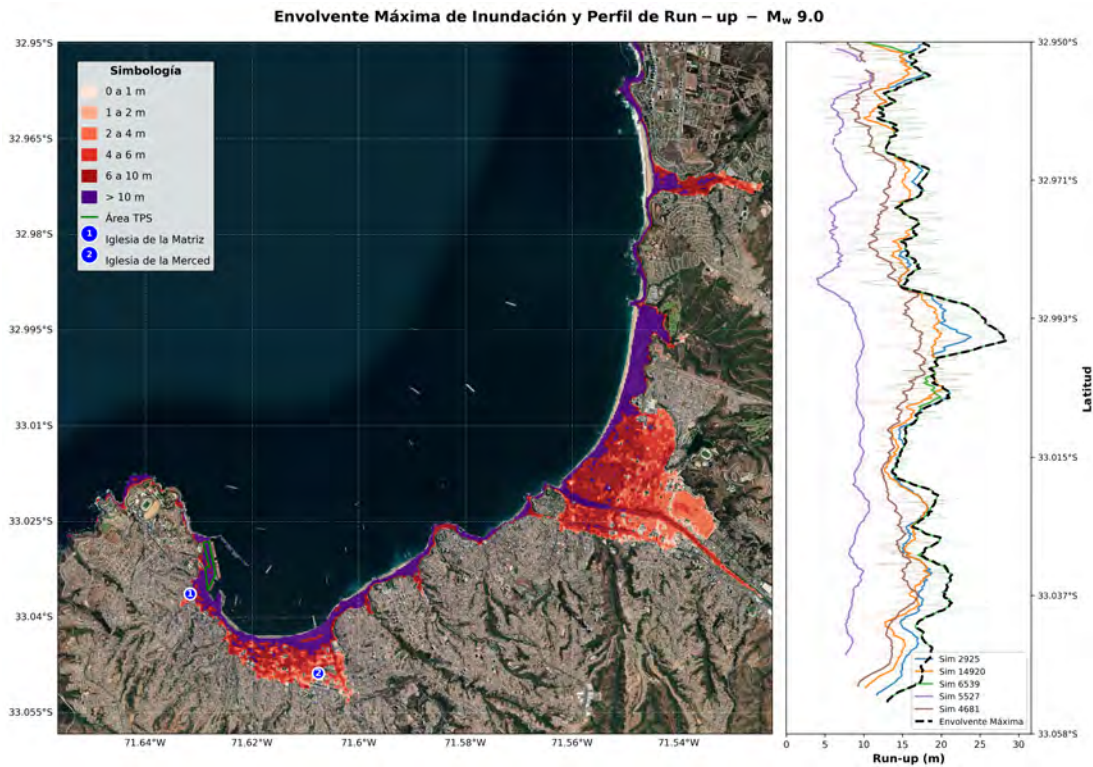


Figura 3.12: Envlovente máxima de inundación y perfil de run-up a lo largo de la costa para los escenarios M_w 9.0. En el perfil, las líneas grises corresponden a los valores crudos extraídos celda a celda (resolución de 30 m), mientras que las líneas de color representan la media móvil con ventana de 10 puntos (~ 300 m) para cada simulación, y la línea negra discontinua la envolvente máxima del conjunto.

La Figura 3.12 presenta, de forma conjunta, la envolvente máxima de inundación y los perfiles de run-up a lo largo de la costa para los 5 escenarios de M_w 9.0, abarcando desde el puerto de Valparaíso hasta la desembocadura del río Aconcagua en Concón.

Los perfiles de run-up evidencian diferencias notables respecto al caso M_w 8.4. La envolvente máxima oscila entre 13 y 27 m a lo largo del perfil costero, con picos locales que alcanzan valores cercanos a 30 m en sectores puntuales. La inundación del litoral de Viña del Mar es extensa en todos los escenarios, y el Estero Marga Marga vuelve a actuar como canal de propagación preferencial, con una penetración de aproximadamente 4 km por el cauce, notoriamente superior a la observada para M_w 8.4. Es destacable el alto nivel de inundación en el sector de Las Salinas en Viña del Mar, donde existe un vertedero correspondiente a faenas del proyecto Las Salinas.

En cuanto a la jerarquía entre escenarios, la Simulación 5527 presenta consistentemente los menores valores de run-up del conjunto, con valores que oscilan entre 5 y

10 m a lo largo de todo el perfil costero. En orden creciente le siguen las Simulaciones 4681 y 14920, con perfiles intermedios, y la Simulación 2925, cuyos valores varían entre 10 y 26 m en algunos sectores. Finalmente, la Simulación 6539 constituye el escenario más extremo del conjunto, con un perfil de run-up que sigue prácticamente de forma exacta la envolvente máxima a lo largo de toda la costa, indicando que esta distribución de deslizamiento genera el tsunami de mayor impacto sobre Valparaíso dentro del conjunto analizado.

Deriva de contenedores

La Figura 3.13 presenta las trayectorias lagrangianas de los contenedores inicializados en el Terminal Pacífico Sur para los 5 escenarios estocásticos de M_w 9.0.

Los resultados de la deriva lagrangiana para M_w 9.0 contrastan drásticamente con los del caso anterior. El rasgo más notable es que en cuatro de los cinco escenarios (2925, 14920, 6539 y 4681) la totalidad de los contenedores es alcanzada por el flujo, con cero unidades inactivas, evidenciando que la inundación cubre completamente el área del TPS. Solo la Simulación 5527 registra 185 contenedores sin alcanzar, coherente con su menor extensión de inundación.

La dispersión espacial es de una escala cualitativamente distinta a la del caso M_w 8.4. Las intensas corrientes generadas proyectan los contenedores a varios kilómetros hacia el interior de la bahía, con trayectorias que describen patrones en respuesta de la dinámica del flujo de tsunami en un recinto semicerrado. Las Simulaciones 2925, 14920 y 6539 exhiben los patrones de dispersión más extensos, con contenedores activos distribuidos a lo largo de toda la bahía al término de las 5 horas de simulación. Las Simulaciones 5527 y 4681 presentan una dispersión algo más acotada, aunque igualmente superior en escala a cualquier escenario M_w 8.4.

En cuanto a los varamientos, los contenedores se depositan a lo largo de todo el borde costero urbano del plan de Valparaíso, con la mayoría varados dentro del mismo polígono del TPS y algunos depositados en zonas alejadas de su origen, como Las Torpederas, Muelle Barón y Caleta Diego Portales, representando un riesgo significativo tanto para la infraestructura costera como para la seguridad de la navegación en el período post-tsunami.

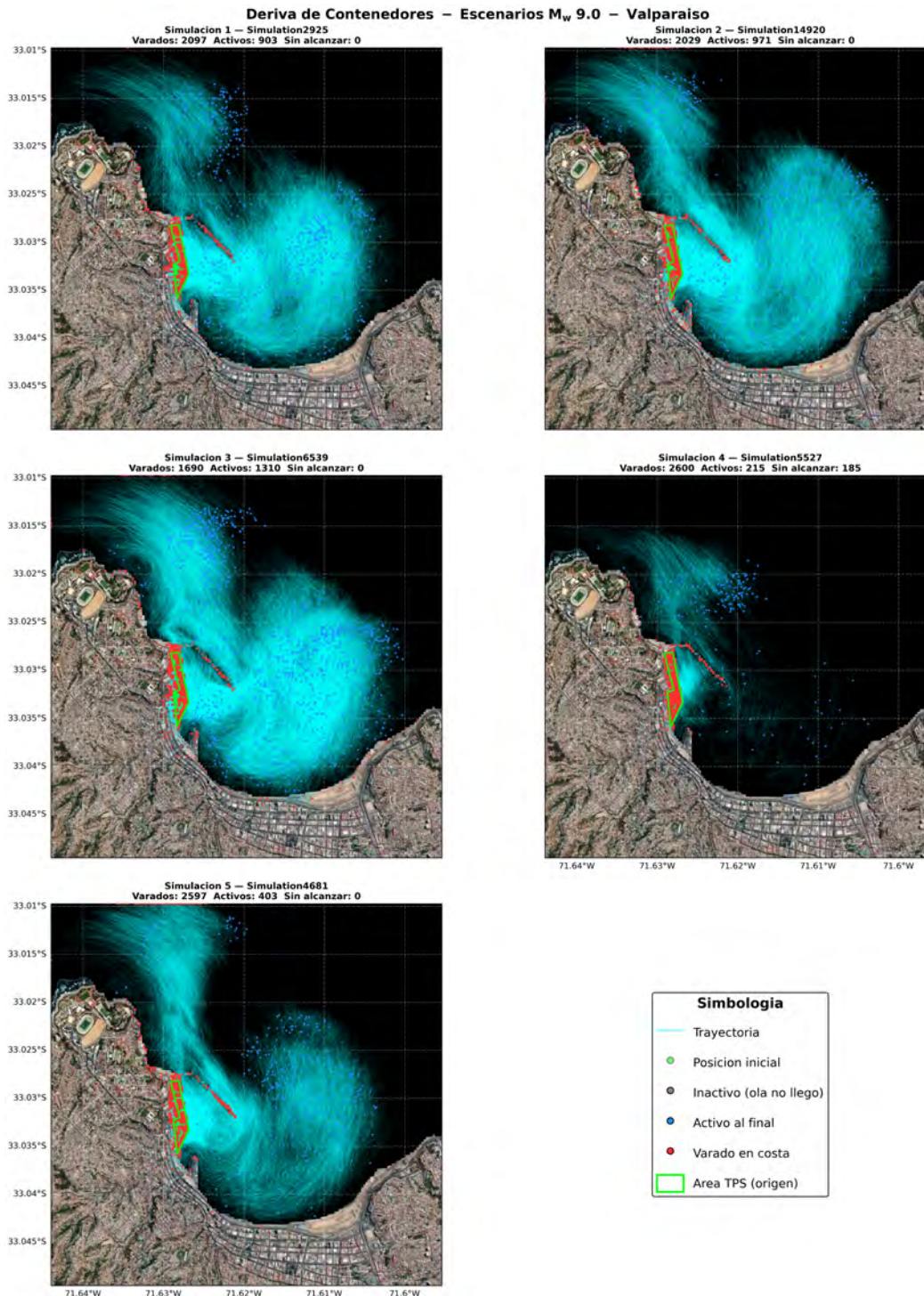


Figura 3.13: Trayectorias lagrangianas de contenedores para los 5 escenarios estocásticos M_w 9.0. En el encabezado de cada panel se indica el número de contenedores varados en costa (rojo), activos al final de la simulación (azul) e inactivos (gris). Los puntos verdes indican la posición inicial en el Área TPS.

3.3.3. Comparación estocástico vs. homogéneo

Los resultados presentados hasta aquí corresponden exclusivamente a distribuciones estocásticas de deslizamiento. En esta sección se contrasta su respuesta frente a modelos de deslizamiento homogéneo equivalentes para ambas magnitudes, evaluando el impacto de la heterogeneidad de la fuente sísmica sobre la inundación, el run-up, la deriva de contenedores y las series temporales de nivel del mar.

A diferencia de los escenarios estocásticos, en los que el deslizamiento se distribuye de forma heterogénea sobre la interfaz de subducción, los modelos homogéneos asumen un deslizamiento constante y uniforme sobre toda la superficie de ruptura. La Figura 3.14 presenta las geometrías de falla empleadas para ambas magnitudes: el modelo M_w 9.0 utiliza una ruptura extendida entre los 30°S y 35°S con un deslizamiento constante de 7.83 m, mientras que el modelo M_w 8.4 corresponde a una ruptura de menor área, centrada frente a Valparaíso entre los 31.5°S y 33.5°S, con un deslizamiento constante de 3.89 m. En ambos casos, la ausencia de heterogeneidad espacial elimina la concentración de energía asociada a las asperezas, produciendo una deformación del fondo marino más suave y distribuida, lo que condiciona directamente la respuesta hidrodinámica resultante.

Inundación y run-up

Como contraparte determinista del caso M_w 8.4, la Figura 3.15 presenta la inundación y el perfil de run-up obtenidos para un modelo de deslizamiento homogéneo equivalente.

La comparación con los escenarios estocásticos revela diferencias sustanciales tanto en la extensión de la inundación como en los valores de run-up. El modelo homogéneo produce run-up que oscila entre 1 y 4 m a lo largo del perfil costero, valores notoriamente inferiores a los obtenidos por la envolvente de modelos estocásticos, que alcanza entre 4 y 10 m en los mismos sectores. En términos de inundación, la franja afectada es considerablemente más reducida, con escasa penetración tierra adentro a lo largo del litoral de Viña del Mar y una respuesta inferior del Estero Marga Marga como canal de propagación, en contraste con la inundación fluvial de ~ 1.5 km observada en los escenarios estocásticos. El perfil de run-up es más suave y uniforme,

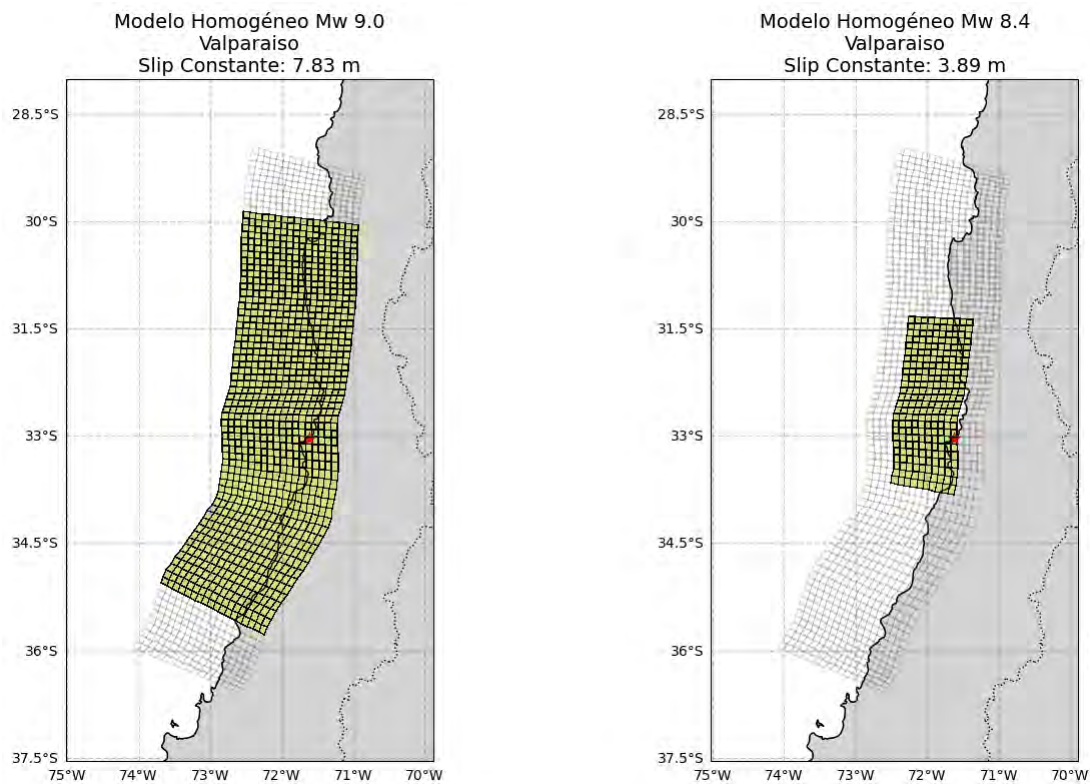


Figura 3.14: Geometrías de falla para los modelos de deslizamiento homogéneo M_w 9.0 (izquierda) y M_w 8.4 (derecha). Las subfallas activas se indican en amarillo sobre la malla total del dominio. El deslizamiento constante aplicado sobre cada ruptura se indica en el encabezado de cada panel. La estrella roja marca la ubicación de Valparaíso.

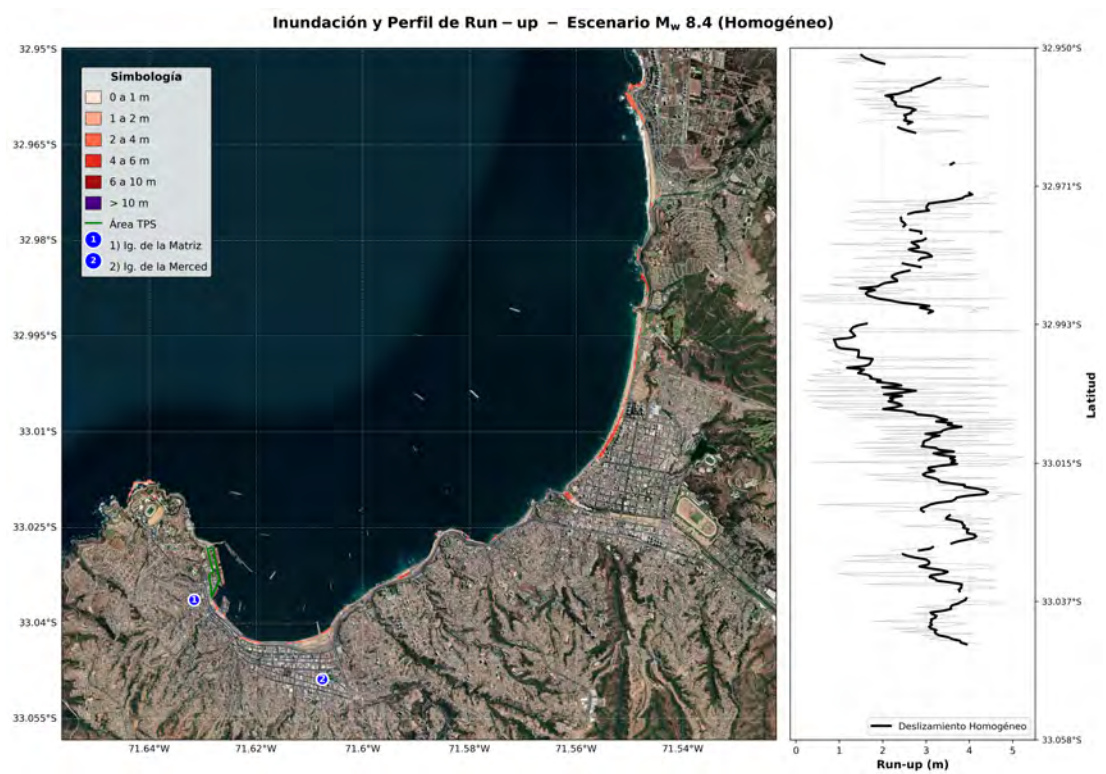


Figura 3.15: Inundación y perfil de run-up para el escenario determinista de deslizamiento homogéneo (M_w 8.4). Las líneas grises corresponden a los valores crudos celda a celda (resolución de 30 m) y la línea negra a la media móvil con ventana de 10 puntos (~ 300 m).

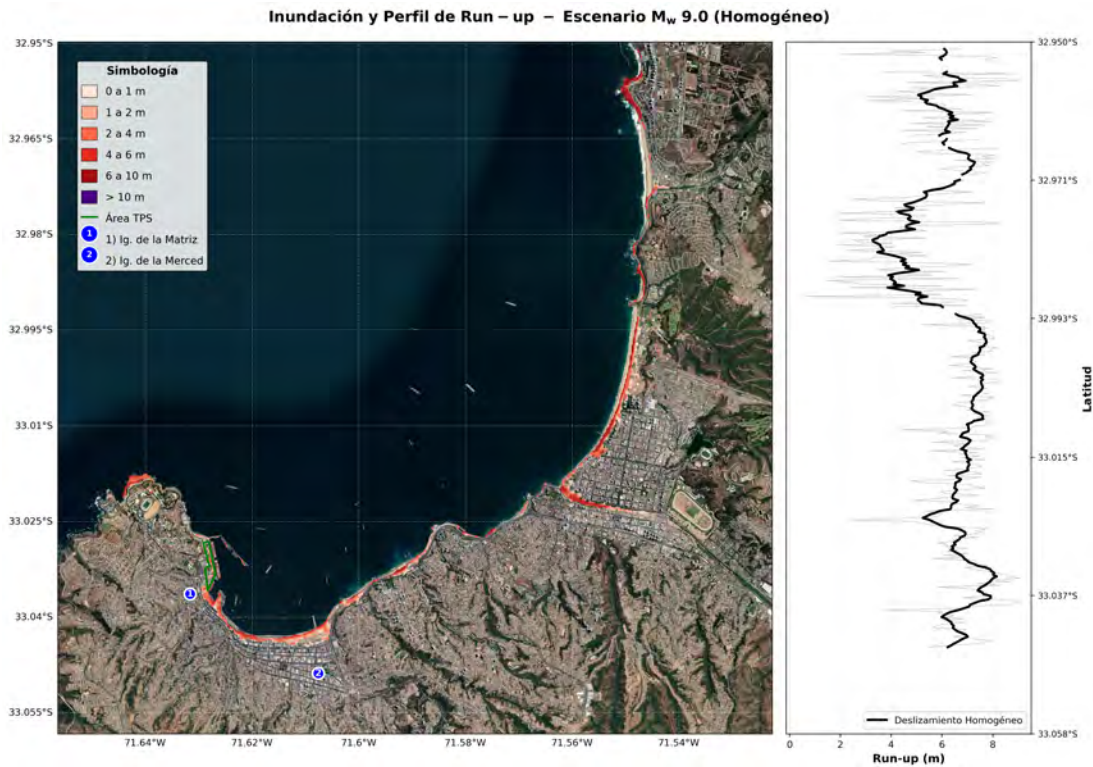


Figura 3.16: Inundación y perfil de run-up para el escenario determinista de deslizamiento homogéneo (M_w 9.0). Las líneas grises corresponden a los valores crudos celda a celda (resolución de 30 m) y la línea negra a la media móvil con ventana de 10 puntos (~ 300 m).

careciendo de los picos localizados que caracterizan a los escenarios estocásticos.

Para M_w 9.0, la Figura 3.16 presenta la contraparte determinista correspondiente.

Las diferencias se amplifican considerablemente respecto al caso M_w 8.4. El modelo homogéneo produce run-up que oscila entre 2 y 8 m a lo largo del perfil costero, valores que representan apenas una fracción de los 13–27 m registrados por la envolvente estocástica. En términos de inundación, la extensión del modelo homogéneo se asemeja más a los escenarios estocásticos de M_w 8.4 que a los de M_w 9.0, con una penetración tierra adentro moderada y sin la presencia de niveles superiores a 10 m que caracterizan al conjunto estocástico. En ambas magnitudes, el modelo de deslizamiento homogéneo subestima de manera sistemática tanto la extensión como la intensidad de la inundación, lo que refuerza la necesidad de incorporar la variabilidad de la fuente sísmica en la evaluación de la amenaza por tsunami.

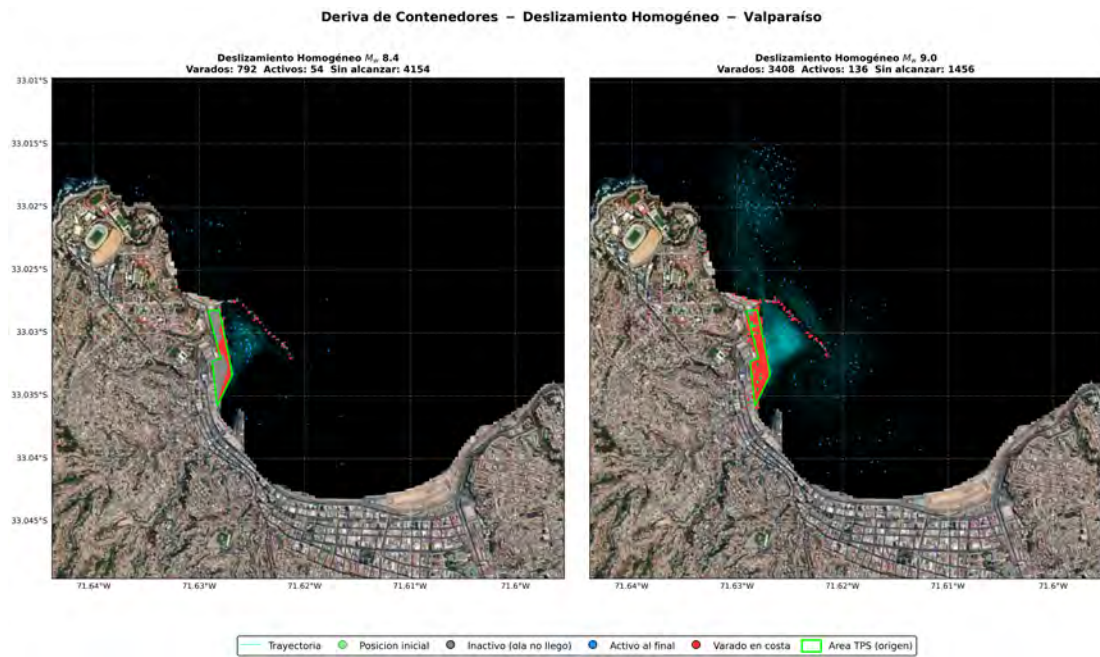


Figura 3.17: Trayectorias lagrangianas de contenedores para los escenarios de deslizamiento homogéneo M_w 8.4 (izquierda) y M_w 9.0 (derecha). Las líneas cyan indican las trayectorias de los contenedores movilizados; los puntos rojos corresponden a contenedores varados en costa, los azules a contenedores activos al término de la simulación, y los grises a contenedores no alcanzados por el flujo.

Deriva de contenedores

La Figura 3.17 presenta las trayectorias lagrangianas de contenedores para los modelos de deslizamiento homogéneo de M_w 8.4 y M_w 9.0, permitiendo contrastar su respuesta frente a los conjuntos estocásticos analizados previamente.

Los resultados de la deriva lagrangiana bajo deslizamiento homogéneo contrastan de manera consistente con los obtenidos en los escenarios estocásticos. Para M_w 8.4, el modelo homogéneo moviliza 846 contenedores en total (792 varados y 54 activos), mientras que 4.154 permanecen inactivos, lo que representa una fracción movilizada significativamente menor que la del escenario estocástico más intenso (Simulación 10256, con 2.809 contenedores movilizados). La dispersión espacial es acotada, con trayectorias cortas confinadas al entorno inmediato del TPS y varamientos concentrados en el borde costero adyacente.

Para M_w 9.0, el modelo homogéneo moviliza 3.544 contenedores (3.408 varados y 136 activos), con 1.456 inactivos. Si bien la fracción movilizada es mayor que en

el caso M_w 8.4 homogéneo, la dispersión espacial es notoriamente inferior a la de los escenarios estocásticos equivalentes, donde la totalidad o casi totalidad de los contenedores era movilizada con trayectorias que alcanzaban varios kilómetros hacia el interior de la bahía. En ambas magnitudes, el modelo homogéneo presenta tanto un menor número de contenedores movilizados como una menor extensión de su dispersión, lo que refuerza la conclusión de que la heterogeneidad de la fuente sísmica es un factor determinante en la evaluación del riesgo de deriva de contenedores ante tsunamis.

Series temporales de nivel del mar

Para complementar el análisis espacial de inundación y deriva de contenedores, la Figura 3.18 presenta las series temporales de nivel del mar extraídas en el mareógrafo virtual ubicado en el vértice del Molo de Abrigo ($33^{\circ}01'38.3''S$, $71^{\circ}37'33.6''W$), para ambas magnitudes objetivo. Este punto de control permite evaluar cuantitativamente la variabilidad temporal de la respuesta hidrodinámica entre los escenarios estocásticos y contrastarla con el modelo de deslizamiento homogéneo equivalente, sintetizando en un único indicador puntual las diferencias de amplitud, tiempo de arribo y duración del forzante que condicionan la dinámica lagrangiana de los contenedores.

Las series temporales evidencian de forma directa la dispersión introducida por la variabilidad estocástica de la fuente sísmica. Para ambas magnitudes, los escenarios individuales exhiben diferencias sustanciales tanto en la amplitud de la primera ola como en la estructura temporal de las oscilaciones posteriores, generando una banda de incertidumbre que el modelo homogéneo es incapaz de reproducir.

En el caso M_w 8.4, las amplitudes máximas del conjunto estocástico presentan una dispersión notable entre escenarios, mientras que el modelo homogéneo tiende a subestimar los picos máximos y a producir una señal más suavizada, sin los valores extremos capturados por las realizaciones estocásticas de mayor energía. El tiempo de arribo de la primera ola es similar entre todos los escenarios, dado que la distancia a la fuente es equivalente, pero la amplitud del primer pico varía significativamente en función de la geometría del parche de deslizamiento.

Para M_w 9.0, las diferencias se amplifican considerablemente. La banda de incertidumbre estocástica es notoriamente más ancha, con escenarios que superan con

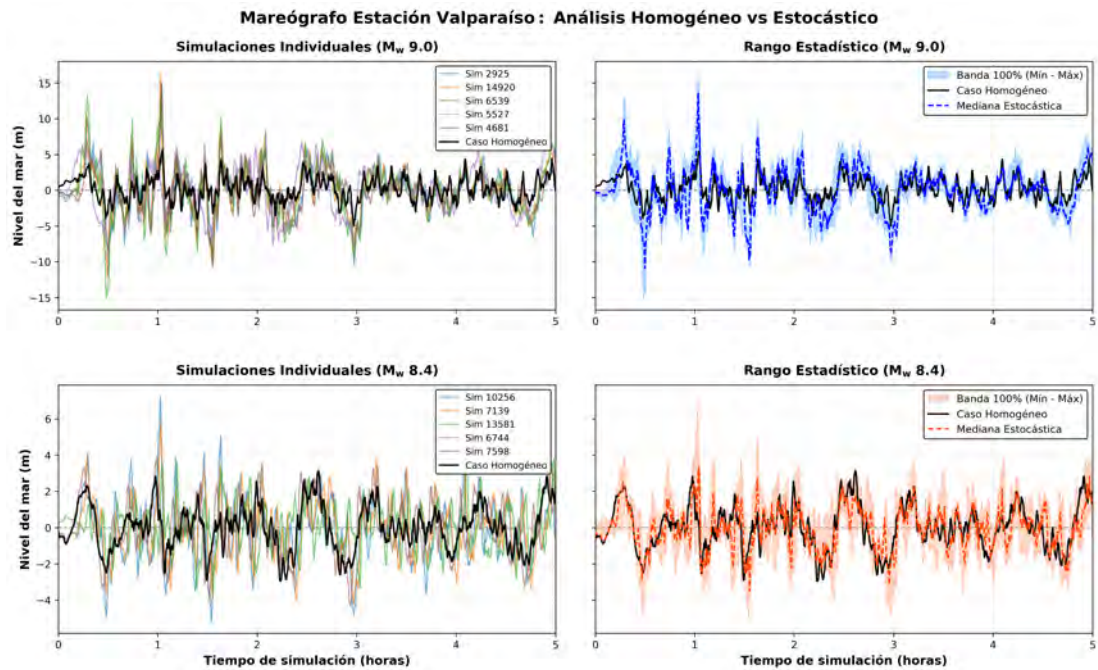


Figura 3.18: Series temporales de nivel del mar en el mareógrafo virtual del Molo de Abrigo para los escenarios estocásticos individuales (líneas de color), la banda de incertidumbre del conjunto (área sombreada) y el escenario de deslizamiento homogéneo (línea negra), para M_w 9.0 (panel superior) y M_w 8.4 (panel inferior).

creces la amplitud predicha por el modelo homogéneo. Este resultado es consistente con lo observado en los perfiles de run-up y los mapas de inundación: la heterogeneidad del deslizamiento cósmico no solo modifica la distribución espacial de la energía del tsunami, sino también su expresión temporal en un punto fijo de la costa.

Capítulo 4

Discusión y Conclusiones Generales

La integración de fuentes estocásticas restringidas por el acoplamiento inter-sísmico con modelos de deriva lagrangiana revela un catálogo en la evaluación de la amenaza tsunamigénica para la infraestructura portuaria. Es posible observar notables diferencias, tanto en nivel de inundación, run up, y flujo de los tsunamis, tanto de el escenario basados en deslizamientos homogéneos, que tiende a subestimar sistemáticamente los gradientes locales de energía del flujo y que se ve reflejado en un run-up, niveles de inundación y deriva de contenedores menor. Como se evidenció en los perfiles de run-up y mareogramas (figuras 3.7, 3.12 y 3.18), la presencia de asperas y la heterogeneidad espacial del deslizamiento cosísmico modulan localmente la amplitud y fase de las ondas, generando forzantes hidrodinámicos significativamente más intensos en sectores específicos de la bahía de Valparaíso.

Desde la perspectiva de la planificación urbana, y según la caracterización de la amenaza que se ha descrito, las envolventes máximas de inundación (Figuras 3.6 y 3.11) podrían permitir identificar las zonas de exclusión y las rutas de evacuación.

El análisis espacial de la envolvente para el conjunto M_w 8.4 demuestra que la amenaza se concentra estrictamente en el borde costero. Para este nivel de magnitud, la infraestructura crítica de la ciudad y el patrimonio histórico, como la Iglesia de la Matriz y la ex Iglesia de la Merced, se mantienen completamente a resguardo. La amenaza que implica un caso de estudio de posibles terremotos M_w 9.0 cambia radicalmente frente a la envolvente máxima. El mapa evidencia un anegamiento extremo que penetra profundamente en el sector de El Almendral, alcanzando el pie de cerro.

Zonas densamente pobladas y puntos críticos de la ciudad, incluyendo ambas iglesias (puntos 1 y 2 en la Figura 3.11), que quedarían sobrepasadas bajo inundaciones que superan los 4 a 6 metros.

Es precisamente en estas zonas urbanas de alta densidad donde el riesgo que implica el tsunami se acopla con la amenaza lagrangiana de los contenedores. La demostración de que los eventos mostrados tienen la capacidad de inundar el TPS evidencia una vulnerabilidad crítica. Los contenedores a la deriva, impulsados por velocidades de flujo extremas, podrían actuar como proyectiles contra la infraestructura costera. Estos resultados muestran la exposición que se posee frente a eventos extremos, indicando la posibilidad de la deriva de contenedores, así como la trayectoria preferencial.

Las conclusiones de la presente investigación se dividen en dos ejes principales correspondientes a los objetivos planteados: en primera instancia, la formulación y validación histórica del marco metodológico estocástico; y en segunda instancia, su aplicación práctica para la evaluación de la amenaza hidrodinámica y el transporte lagrangiano en la bahía de Valparaíso.

I. Sobre el marco metodológico y validación histórica (Parte I)

- El marco de modelado estocástico propuesto, que integra el acoplamiento intersísmico mediante la expansión de Karhunen–Loève y un deslizamiento promedio dependiente de la profundidad, demostró ser capaz de generar escenarios tsunamigénicos realistas. Esta metodología reprodujo con éxito las características clave de la ruptura, como las asperezas principales observadas en grandes terremotos de subducción en Chile, capturando la variabilidad espacial inherente a cada segmento.
- La validación hidrodinámica de eventos históricos respaldó la solidez de este enfoque. Las formas de onda simuladas a partir de las fuentes estocásticas mostraron una alta concordancia con los tiempos de arribo y amplitudes de la primera ola observados en las estaciones mareográficas, demostrando que restringir los modelos mediante acoplamiento cinemático produce tsunamis físicamente consistentes.
- El uso de información *a priori* basada en el acoplamiento intersísmico proporcio-

na un medio eficaz para restringir las fuentes potenciales e identificar escenarios plausibles dentro de las lagunas sísmicas. No obstante, persisten incertidumbres asociadas a la resolución de los modelos, principalmente debido a la limitada cobertura instrumental geodésica en alta mar (*offshore*), lo que hace necesario a futuro expandir el espacio de parámetros para mejorar la representación probabilística del peligro.

II. Sobre la aplicación y transporte lagrangiano en Valparaíso (Parte II)

A partir de la modelación acoplada de la ruptura estocástica, la propagación hidrodinámica y el transporte lagrangiano en la bahía de Valparaíso, se establecen las siguientes conclusiones fundamentales:

- Se comprueba que la incorporación del acoplamiento intersísmico como restricción espacial para la generación estocástica de deslizamientos produce escenarios tsunamigénicos distintos. La modelación demuestra que esta variabilidad espacial en la fuente sísmica se transfiere en la propagación del tsunami, generando diferencias significativas en los campos de velocidad hidrodinámica dentro de la bahía. En concordancia con lo hipotetizado, esto se traduce en que las trayectorias lagrangianas de los contenedores en el Terminal Pacífico Sur exhiben una dispersión espacial dependiente de la heterogeneidad de la ruptura.
- Existe una relación entre la magnitud del evento sísmico y la advección de la carga portuaria. Los escenarios M_w 8.4 generan un impacto contenido, donde las profundidades de flujo (0.1 a 2 m) son insuficientes para inducir una flotabilidad generalizada en el recinto portuario. En contraste, los escenarios M_w 9.0 superan ampliamente la capacidad de contención topográfica del puerto, cruzando el umbral crítico de flotación y garantizando el acoplamiento hidrodinámico y el arrastre incontrolado de la totalidad de la carga expuesta.
- La distribución espacial del deslizamiento en el plano de falla (*dip*) controla directamente la energía local del flujo. Los escenarios con mayor concentración de deslizamiento somero (cercano a la fosa) transfieren una mayor cantidad de energía potencial a la columna de agua, resultando en trayectorias de deriva más extensas y una dispersión masiva de contenedores a lo largo del litoral urbano. Inversamente, rupturas con asperezas más profundas y cercanas a la

costa minimizan la amplitud local del tsunami y restringen drásticamente la movilidad de las partículas.

- Al comparar las envolventes estocásticas con los escenarios de deslizamiento homogéneo equivalente, se evidencia que los modelos homogéneos tienden a subestimar los perfiles de inundación y run-up respecto a los modelos heterogéneos. Asumir un deslizamiento uniforme suprime los valores hidrodinámicos extremos locales generados por las asperezas.
- A pesar de las simplificaciones inherentes al modelo lagrangiano, la metodología desarrollada constituye un avance en la determinación de amenaza. Proporciona una herramienta cuantitativa fundamentada en la física de la ruptura para delimitar zonas críticas de varamiento y actualizar las estrategias de mitigación en áreas portuarias vulnerables frente a la laguna sísmica de Chile central.

El contraste entre los escenarios M_w 8.4 y M_w 9.0 expone un umbral para la activación de la carga. Para una magnitud de 8.4, confinada a un segmento parcial de la laguna sísmica, la topografía en el recinto portuario es suficiente para mantener el flujo de agua por debajo del umbral de flotabilidad de la mayoría de los contenedores. En este régimen, el riesgo se reduce a inundaciones marginales sin advección masiva de los contenedores, sumado a los contenedores que se mantienen activos y ubicados principalmente al noreste del Molo de Abrigo y en frente del muelle Barón, como se muestran en las Simulaciones 1,2 y 5. Además, se puede observar cómo la simulación 4 (escenario 6744), cuya aspereza y distribución a lo largo del dip se encuentra más profundo y cercano a la costa, genera tsunamis con menor amplitud y con menos dispersión en la deriva de contenedores, llegando a incluso no cumplir las condiciones para que los contenedores floten (partículas inactivas).

Por el contrario, un evento tipo M_w 9.0 supera la capacidad de contención topográfica del Terminal Pacífico Sur. Al cruzar el umbral crítico de flotabilidad en toda el área de acopio, el inventario completo de contenedores se acopla al campo de velocidades euleriano del tsunami. La dispersión lagrangiana observada bajo estos escenarios demuestra que la topografía costera de Valparaíso y la dinámica de flujo favorecen tanto la retención de contenedores dentro de la bahía como su impacto directo contra el plan urbano. Los resultados para el análisis de terremotos de magnitud M_w 9,0 indicaron una trayectoria similar en caso de las simulaciones 1, 2, 3 y 5; mientras que la simulación 4 muestra una trayectoria de los contenedores con mucho

menos recorrido dentro de la bahía, tendiendo a permanecer dentro de la dársena, o bien siguiendo una trayectoria hacia el noreste del Molo de Abrigo. Es notable observar que las simulaciones de terremotos que presentaron una mayor concentración de deslizamiento cerca de la fosa, es decir, más someros, mostraron a su vez la mayor energía a nivel local dentro de la bahía (Simulación lagrangiana 1 y 3), con mayores recorridos en la trayectoria de los contenedores y además con contenedores dispersos a lo largo de la línea de costa, desde aproximadamente Las Torpederas hasta la Caleta Diego Portales.

Un aspecto fundamental a considerar en la evaluación de esta amenaza radica en las limitaciones físicas y numéricas inherentes al enfoque lagrangiano empleado. Al parametrizar los contenedores como partículas puntuales advectadas por el campo de velocidades euleriano, el modelo omite el volumen finito de los objetos. En consecuencia, la simulación no resuelve las colisiones ni la formación de aglomeraciones mecánicas. Asimismo, la interacción con el entorno construido se encuentra simplificada; si bien el modelo restringe el paso de las partículas según la topografía y las fronteras de inundación, no es capaz de cuantificar el intercambio de momentum ni la disipación de energía durante las colisiones directas con la infraestructura civil, edificaciones o grúas portuarias. Adicionalmente, el algoritmo asume una flotabilidad ideal y constante durante toda la ventana temporal, despreciando el ingreso progresivo de agua que modula el calado, incrementa el arrastre y, eventualmente, precipita el hundimiento de las unidades. Pese a estas simplificaciones, el conjunto de trayectorias obtenidas constituye un proxy útil.

Precisamente, las notables diferencias en la advección de estas partículas entre simulaciones de una misma magnitud demuestran que la variabilidad espacial del deslizamiento cosísmico, restringida por el acoplamiento intersísmico, altera significativamente el campo de velocidades hidrodinámicas de la bahía. Este fenómeno, visibilizado a través de la marcada dispersión en las trayectorias de los contenedores, valida la premisa central de esta investigación. Más aún, este hallazgo expone la necesidad imperativa de abandonar los enfoques basados en un único evento determinista, subrayando la importancia vital de contar con un conjunto de escenarios estocásticos realistas. A través de esta capacidad de modelación es posible cuantificar con rigor la incertidumbre espacial y evaluar la verdadera magnitud de la amenaza sobre la infraestructura crítica costera.

Bibliografía

- Aki, K. Generation and propagation of G waves from Niigata earthquake of June 16, 1964, II, Estimation of earthquake moment, released energy, and stress-strain drop from the G wave spectrum. *Bull. Earthquake Res. Inst. Univ. Tokyo*, 44:73–88, 1966.
- Allen, A. A. y Plourde, J. V. Review of Leeway: Field Experiments and Implementation. Technical report, United States Coast Guard Research and Development Center, 2010.
- Alvarez-Vargas, J., Calisto, I., Faccenna, C., Cifuentes-Lobos, R., Cortés-Aranda, J., y Araya, R. Megathrust earthquake characterization along the central Chile Gap: Exploring Historical Earthquakes Using the Stochastic Logic Tree Approach. Feb. 2025. doi:10.22541/essoar.173870826.69938280/v1.
- Anderson, J. Quantitative measure of the goodness-of-fit of synthetic seismograms. 01 2004.
- Andrews, D. J. A stochastic fault model: 2. Time-dependent case. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 86(B11):10821–10834, Nov. 1981. doi:10.1029/jb086ib11p10821.
- Becerra-Carreño, V., Crempien, J. G. F., Benavente, R., y Moreno, M. Plate-Locking, Uncertainty Estimation and Spatial Correlations Revealed With a Bayesian Model Selection Method: Application to the Central Chile Subduction Zone. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 127(10), Oct. 2022. doi:10.1029/2021jb023939.
- Beck, S., Barrientos, S., Kausel, E., y Reyes, M. Source characteristics of historic earthquakes along the central Chile subduction Askew et al zone. *Journal of South American Earth Sciences*, 11(2):115–129, Mar. 1998. doi:10.1016/s0895-9811(98)00005-4.

- Blaser, L., Kruger, F., Ohrnberger, M., y Scherbaum, F. Scaling Relations of Earthquake Source Parameter Estimates with Special Focus on Subduction Environment. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 100(6):2914–2926, Dec. 2010. doi:10.1785/0120100111.
- Breivik, Ø., Allen, A. A., Maisondieu, C., y Olagnon, M. Wind drift of objects and search and rescue models. *Ocean Dynamics*, 61(8):1011–1028, 2011.
- Calisto, I., Ortega, M., y Miller, M. Observed and modeled tsunami signals compared by using different rupture models of the April 1, 2014, Iquique earthquake. *Natural Hazards*, 79(1):397–408, June 2015. doi:10.1007/s11069-015-1848-x.
- Carvajal, M., Cisternas, M., y Catalán, P. A. Source of the 1730 Chilean earthquake from historical records: Implications for the future tsunami hazard on the coast of Metropolitan Chile. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 122(5):3648–3660, May 2017. doi:10.1002/2017jb014063.
- Carvajal, M., Gubler, A., Davies, G., Wang, K., Sun, T., y Catalán, P. A. Large Size of Two 19th-Century Chile-Peru Earthquakes Inferred From Trans-Pacific Tsunami Records. *Geophysical Research Letters*, 52(12), June 2025. doi:10.1029/2024gl113849.
- Chlieh, M., Perfettini, H., Tavera, H., Avouac, J.-P., Remy, D., Nocquet, J.-M., Rolandone, F., Bondoux, F., Gabalda, G., y Bonvalot, S. Interseismic coupling and seismic potential along the Central Andes subduction zone. *Journal of Geophysical Research*, 116(B12), Dec. 2011. doi:10.1029/2010jb008166.
- Cifuentes-Lobos, R., Calisto, I., MacInnes, B., Moreno, M., Quezada, J., San Martín, J., Fernández-Palma, M., y Saavedra, C. A stochastic approach to the characterization of the seismic sources: a potential method for the assessment of sources of historical and paleo tsunami. *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment*, 37(7):2399–2411, Mar. 2023. doi:10.1007/s00477-023-02397-1.
- Comte, D. y Pardo, M. Reappraisal of great historical earthquakes in the northern Chile and southern Peru seismic gaps. *Natural Hazards*, 4(1):23–44, 1991. doi:10.1007/bf00126557.
- Crempien, J. G. F., Urrutia, A., Benavente, R., y Cienfuegos, R. Effects of earthquake

- spatial slip correlation on variability of tsunami potential energy and intensities. *Scientific Reports*, 10(1), May 2020. doi:10.1038/s41598-020-65412-3.
- DeMets, C., Gordon, R. G., Argus, D. F., y Stein, S. Current plate motions. *Geophysical Journal International*, 101(2):425–478, May 1990. doi:10.1111/j.1365-246x.1990.tb06579.x.
- Domínguez, J., Cienfuegos, R., Tomita, T., Honda, K., Catalán, P., Aránguiz, R., y González-Carrasco, J. Modelación hidrodinámica y de movimiento de containers de alta resolución durante el tsunami de 2010 en el puerto de Talcahuano. In *VI Seminario Internacional de Ingeniería y Operación Portuaria (SIOP)*, Iquique, Chile, 10 2014.
- Dorbath, L., Cisternas, A., y Dorbath, C. Assessment of the size of large and great historical earthquakes in Peru. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 80 (3):551–576, 06 1990. doi:10.1785/BSSA0800030551.
- Drápela, J., Calisto, I., y Moreno, M. Locking-derived tsunami scenarios for the most recent megathrust earthquakes in Chile: implications for tsunami hazard assessment. *Natural Hazards*, 107(1):35–52, Jan. 2021. doi:10.1007/s11069-021-04572-5.
- Dura, T., Cisternas, M., Horton, B. P., Ely, L. L., Nelson, A. R., Wesson, R. L., y Pilarczyk, J. E. Coastal evidence for Holocene subduction-zone earthquakes and tsunamis in central Chile. *Quaternary Science Reviews*, 113:93–111, Apr. 2015. doi:10.1016/j.quascirev.2014.10.015.
- Dziewonski, A. M. y Anderson, D. L. Preliminary reference Earth model. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 25(4):297–356, June 1981. doi:10.1016/0031-9201(81)90046-7.
- Ely, L. L., Cisternas, M., Wesson, R. L., y Dura, T. Five centuries of tsunamis and land-level changes in the overlapping rupture area of the 1960 and 2010 Chilean earthquakes. *Geology*, 42(11):995–998, Nov. 2014. doi:10.1130/g35830.1.
- Flanders Marine Institute (VLIZ), Belgium y Intergovernmental Oceanographic Commission-UNESCO, France. Sea level station monitoring facility, 2021. <http://www.vliz.be/en/imis?dasid=6704&doiid=483>. doi:10.14284/482.
- Fritz, H. M., Petroff, C. M., Catalán, P. A., Cienfuegos, R., Winckler, P., Kalligeris, N., Weiss, R., Barrientos, S. E., Meneses, G., Valderas-Bermejo, C., Ebeling, C.,

- Papadopoulos, A., Contreras, M., Almar, R., Dominguez, J. C., y Synolakis, C. E. Field Survey of the 27 February 2010 Chile Tsunami. *Pure and Applied Geophysics*, 168(11):1989–2010, Mar. 2011. doi:10.1007/s00024-011-0283-5.
- GFZ German Research Centre For Geosciences y Institut Des Sciences De L'Univers-Centre National De La Recherche CNRS-INSU. IPOC Seismic Network, 2006. <http://geofon.gfz-potsdam.de/doi/network/CX>. doi:10.14470/PK615318.
- Goda, K., Yasuda, T., Mori, N., y Maruyama, T. New Scaling Relationships of Earthquake Source Parameters for Stochastic Tsunami Simulation. *Coastal Engineering Journal*, 58(3):1650010–1–1650010–40, Sept. 2016. doi:10.1142/s0578563416500108.
- Gusman, A. R., Murotani, S., Satake, K., Heidarzadeh, M., Gunawan, E., Watada, S., y Schurr, B. Fault slip distribution of the 2014 Iquique, Chile, earthquake estimated from ocean-wide tsunami waveforms and GPS data. *Geophysical Research Letters*, 42(4):1053–1060, Feb. 2015. doi:10.1002/2014gl062604.
- Hayes, G. P., Herman, M. W., Barnhart, W. D., Furlong, K. P., Riquelme, S., Benz, H. M., Bergman, E., Barrientos, S., Earle, P. S., y Samsonov, S. Continuing megathrust earthquake potential in Chile after the 2014 Iquique earthquake. *Nature*, 512(7514):295–298, Aug. 2014. doi:10.1038/nature13677.
- Herrera, M. T., Crempien, J. G. F., Cembrano, J., y Moreno, M. Seismic cycle controlled by subduction geometry: novel 3-D quasi-dynamic model of Central Chile megathrust. *Geophysical Journal International*, 237(2):772–787, Feb. 2024. doi:10.1093/gji/ggae069.
- Herrero, A. y Bernard, P. A kinematic self-similar rupture process for earthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84(4):1216–1228, Aug. 1994. doi:10.1785/bssa0840041216.
- Kajiura, K. The leading edge of a Tsunami. 1963.
- Kundu, P. K., Cohen, I. M., y Dowling, D. R. *Fluid Mechanics*. Academic Press, 6th edition, 2015.
- LeVeque, R. J., Waagan, K., González, F. I., Rim, D., y Lin, G. Generating Random Earthquake Events for Probabilistic Tsunami Hazard Assessment. *Pure and Applied Geophysics*, 173(12):3671–3692, Aug. 2016. doi:10.1007/s00024-016-1357-1.

- Li, Y., Shan, X., Gao, Z., y Qu, C. Interseismic Coupling–Based Stochastic Slip Modeling of the 1920 Ms 8.5 Haiyuan Earthquake. *Seismological Research Letters*, 95(2A):870–878, Nov. 2023. doi:10.1785/0220230253.
- Lomnitz, C. Major Earthquakes of Chile: A Historical Survey, 1535-1960. *Seismological Research Letters*, 75(3):368–378, May 2004. doi:10.1785/gssrl.75.3.368.
- Lorito, S., Romano, F., Atzori, S., Tong, X., Avallone, A., McCloskey, J., Cocco, M., Boschi, E., y Piatanesi, A. Limited overlap between the seismic gap and coseismic slip of the great 2010 Chile earthquake. *Nature Geoscience*, 4(3):173–177, Jan. 2011. doi:10.1038/ngeo1073.
- Loveless, J. P. y Meade, B. J. Spatial correlation of interseismic coupling and coseismic rupture extent of the 2011 MW= 9.0 Tohoku-oki earthquake: COUPLING AND TOHOKU-OKI SLIP. *Geophysical Research Letters*, 38(17), Sept. 2011. doi:10.1029/2011gl048561.
- Mai, P. M. y Beroza, G. C. A spatial random field model to characterize complexity in earthquake slip. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 107(B11):ESE 10–1–ESE 10–21, 2002. doi:https://doi.org/10.1029/2001JB000588.
- Maksymowicz, A., Tréhu, A. M., Contreras-Reyes, E., y Ruiz, S. Density-depth model of the continental wedge at the maximum slip segment of the Maule Mw8.8 megathrust earthquake. *Earth and Planetary Science Letters*, 409:265–277, Jan. 2015. doi:10.1016/j.epsl.2014.11.005.
- Melgar, D. y Hayes, G. P. The Correlation Lengths and Hypocentral Positions of Great Earthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 109(6):2582–2593, Nov. 2019. doi:10.1785/0120190164.
- Melgar, D., Williamson, A. L., y Salazar-Monroy, E. F. Differences between heterogeneous and homogenous slip in regional tsunami hazards modelling. *Geophysical Journal International*, 219(1):553–562, 07 2019. doi:10.1093/gji/ggz299.
- Met Office. *Cartopy: a cartographic python library with a Matplotlib interface*. Exeter, Devon, 2010 - 2015. <http://scitools.org.uk/cartopy>.
- Molina, D., Tassara, A., Abarca, R., Melnick, D., y Madella, A. Frictional Segmentation of the Chilean Megathrust From a Multivariate Analysis of Geophysical,

- Geological, and Geodetic Data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 126 (6), June 2021. doi:10.1029/2020jb020647.
- Moreno, M., Rosenau, M., y Oncken, O. 2010 Maule earthquake slip correlates with pre-seismic locking of Andean subduction zone. *Nature*, 467(7312):198–202, Sept. 2010. doi:10.1038/nature09349.
- Mundo Marítimo. Puerto de Talcahuano realizó su primer embarque tras terremoto de 2010. <https://mundomaritimo.cl/noticias/puerto-de-talcahuano-realizo-su-primer-embarque-tras-terremoto-de-2010>, 2014. Fuente original: El Concecuente.
- Métois, M., Vigny, C., y Socquet, A. Interseismic Coupling, Megathrust Earthquakes and Seismic Swarms Along the Chilean Subduction Zone (38°–18°S). *Pure and Applied Geophysics*, 173(5):1431–1449, Apr. 2016. doi:10.1007/s00024-016-1280-5.
- Nealy, J. L., Herman, M. W., Moore, G. L., Hayes, G. P., Benz, H. M., Bergman, E. A., y Barrientos, S. E. 2017 Valparaíso earthquake sequence and the megathrust patchwork of central Chile. *Geophysical Research Letters*, 44(17):8865–8872, Sept. 2017. doi:10.1002/2017gl074767.
- Philibosian, B. y Meltzner, A. J. Segmentation and supercycles: A catalog of earthquake rupture patterns from the Sumatran Sunda Megathrust and other well-studied faults worldwide. *Quaternary Science Reviews*, 241:106390, Aug. 2020. doi:10.1016/j.quascirev.2020.106390.
- Protti, M., González, V., Newman, A. V., Dixon, T. H., Schwartz, S. Y., Marshall, J. S., Feng, L., Walter, J. I., Malservisi, R., y Owen, S. E. Nicoya earthquake rupture anticipated by geodetic measurement of the locked plate interface. *Nature Geoscience*, 7(2):117–121, Dec. 2013. doi:10.1038/ngeo2038.
- Python Software Foundation. *Python Language Reference, Version 3.12*. Python Software Foundation, 2023. <https://www.python.org/>.
- Romano, F., Piatanesi, A., Lorito, S., Tolomei, C., Atzori, S., y Murphy, S. Optimal time alignment of tide-gauge tsunami waveforms in nonlinear inversions: Application to the 2015 Illapel (Chile) earthquake. *Geophysical Research Letters*, 43(21), Nov. 2016. doi:10.1002/2016gl071310.

- Ruiz, J. A., Fuentes, M., Riquelme, S., Campos, J., y Cisternas, A. Numerical simulation of tsunami runup in northern Chile based on non-uniform $k = 2$ slip distributions. *Natural Hazards*, 79(2):1177–1198, Aug. 2015. doi:10.1007/s11069-015-1901-9.
- Ruiz, S. y Madariaga, R. Historical and recent large megathrust earthquakes in Chile. *Tectonophysics*, 733:37–56, May 2018. doi:10.1016/j.tecto.2018.01.015.
- Ruiz, S., Metois, M., Fuenzalida, A., Ruiz, J., Leyton, F., Grandin, R., Vigny, C., Madariaga, R., y Campos, J. Intense foreshocks and a slow slip event preceded the 2014 Iquique M_w 8.1 earthquake. *Science*, 345(6201):1165–1169, Sept. 2014. doi:10.1126/science.1256074.
- San Martín, J., Calisto, I., Quezada, J., Stewart, D., Ely, L., Cifuentes-Lobos, R., y Moreno, M. Characterization of historical megathrust earthquake ruptures in Central Chile using logic tree analysis. *Natural Hazards*, 120(6):5411–5427, Feb. 2024. doi:10.1007/s11069-024-06404-8.
- Schurr, B., Asch, G., Hainzl, S., Bedford, J., Hoechner, A., Palo, M., Wang, R., Moreno, M., Bartsch, M., Zhang, Y., Oncken, O., Tilmann, F., Dahm, T., Victor, P., Barrientos, S., y Vilotte, J.-P. Gradual unlocking of plate boundary controlled initiation of the 2014 Iquique earthquake. *Nature*, 512(7514):299–302, Aug. 2014. doi:10.1038/nature13681.
- Small, D. T. y Melgar, D. Geodetic Coupling Models as Constraints on Stochastic Earthquake Ruptures: An Example Application to PTHA in Cascadia. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 126(7), July 2021. doi:10.1029/2020jb021149.
- Strasser, F. O., Arango, M. C., y Bommer, J. J. Scaling of the Source Dimensions of Interface and Intraslab Subduction-zone Earthquakes with Moment Magnitude. *Seismological Research Letters*, 81(6):941–950, Nov. 2010. doi:10.1785/gssrl.81.6.941.
- Tanioka, Y. y Satake, K. Tsunami generation by horizontal displacement of ocean bottom. *Geophysical Research Letters*, 23(8):861–864, Apr. 1996. doi:10.1029/96gl00736.
- van Sebille, E., Griffies, S. M., Abernathey, R., Adams, T. P., Berloff, P., Biastoch, A., Blanke, B., Chassignet, E. P., Cheng, Y., Cotter, C. J., et al. Lagrangian ocean analysis: Fundamentals and practices. *Ocean Modelling*, 121:49–75, 2018.

- Vigny, C. y Klein, E. The 1877 megathrust earthquake of North Chile two times smaller than thought? A review of ancient articles. *Journal of South American Earth Sciences*, 117:103878, Aug. 2022. doi:10.1016/j.jsames.2022.103878.
- Vigny, C., Socquet, A., Peyrat, S., Ruegg, J.-C., Métois, M., Madariaga, R., Morvan, S., Lancieri, M., Lacassin, R., Campos, J., Carrizo, D., Bejar-Pizarro, M., Barrientos, S., Armijo, R., Aranda, C., Valderas-Bermejo, M.-C., Ortega, I., Bondoux, F., Baize, S., Lyon-Caen, H., Pavez, A., Vilotte, J. P., Bevis, M., Brooks, B., Smalley, R., Parra, H., Baez, J.-C., Blanco, M., Cimbaro, S., y Kendrick, E. The 2010 M w 8.8 Maule Megathrust Earthquake of Central Chile, Monitored by GPS. *Science*, 332 (6036):1417–1421, June 2011. doi:10.1126/science.1204132.
- Winckler, P., Sepúlveda, I., Aron, F., y Contreras-López, M. How Do Tides and Tsunamis Interact in a Highly Energetic Channel? The Case of Canal Chacao, Chile. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 122(12):9605–9624, Dec. 2017. doi:10.1002/2017jc012680.
- Yue, H., Lay, T., Rivera, L., An, C., Vigny, C., Tong, X., y Báez Soto, J. C. Localized fault slip to the trench in the 2010 Maule, Chile Mw = 8.8 earthquake from joint inversion of high-rate GPS, teleseismic body waves, InSAR, campaign GPS, and tsunami observations. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 119(10):7786–7804, Oct. 2014. doi:10.1002/2014jb011340.
- Zhu, Y., An, C., Yu, H., Zhang, W., y Chen, X. High-resolution tsunami hazard assessment for the Guangdong-Hong Kong-Macao Greater Bay Area based on a non-hydrostatic tsunami model. *Science China Earth Sciences*, 67(7):2326–2351, June 2024a. doi:10.1007/s11430-023-1300-9.
- Zhu, Y., An, C., Yu, H., Zhang, W., y Chen, X. High-resolution tsunami hazard assessment for the Guangdong-Hong Kong-Macao Greater Bay Area based on a non-hydrostatic tsunami model. *Science China Earth Sciences*, 67(7):2326–2351, June 2024b. doi:10.1007/s11430-023-1300-9.

Anexo



Supplementary Material

Improving Tsunamigenic Source Models through Interseismic Coupling Approach in Stochastic Slip Distributions: Insights from Large Chilean Earthquakes

Alex Villarroel^{1,8}, Ignacia Calisto^{1*}, Patricio Winckler^{2,5,6}, Javier Ruiz³, Matthew Miller¹, Gonzalo Montalva^{4,7}

¹ Department of Geophysics, University of Concepción, Concepción, Chile

² Ocean Engineering School, University of Valparaíso, Valparaíso, Chile

³ Department of Geophysics, Faculty of Physical and Mathematical Sciences, University of Chile, Santiago, Chile

⁴ Civil Engineering Department, University of Concepción, Concepción, Chile

⁵ Marine Observation Center for Coastal Environmental Risk Studies (COSTA-R), Chile

⁶ Center for Interdisciplinary Research on Disaster Risk, Resilience and Recovery (CIGIDEN R+)", CIN250023

⁷ EASER project, Evolution Assessment of Seismic Risk, ACT240044

⁸ Department of Geology, Faculty of Physical and Mathematical Sciences, University of Chile, Santiago, Chile

"This supplementary material includes the additional figures, detailed methods, and data tables that support the results presented in the main article."

*Corresponding author: icalisto@dgeo.udec.cl

Analysis of Dimensional parameters in Study zones

This section explicitly demonstrates the rationale for adopting a scalar relationship for fault length proposed by *Goda et al. (2016)* and for fault width proposed by *Blaser et al. (2010)*. *Goda et al. (2016)* present scalar relationships distinguishing between tsunamigenic and non-tsunamigenic earthquakes, based on SRCMOD database catalogue of earthquakes; meanwhile, *Blaser et al. (2010)* distinguish between the mechanisms of earthquakes. Another one of the most used relationships is that of *Strasser et al. (2010)*, which can also be used.

The length (L) and width (W) of an earthquake, in both studies, are related to the moment magnitude, *Blaser et al. (2010)* treating L and W as independent variables among them, which means that in the formulations, both parameters haven't epsilon correlation, in difference with *Goda et al. 2016*, that propose an epsilon correlation between L-W of 0.139.

Analyzing the available data, the distributions of each segment were compared with the Length-Width relation of earthquakes.

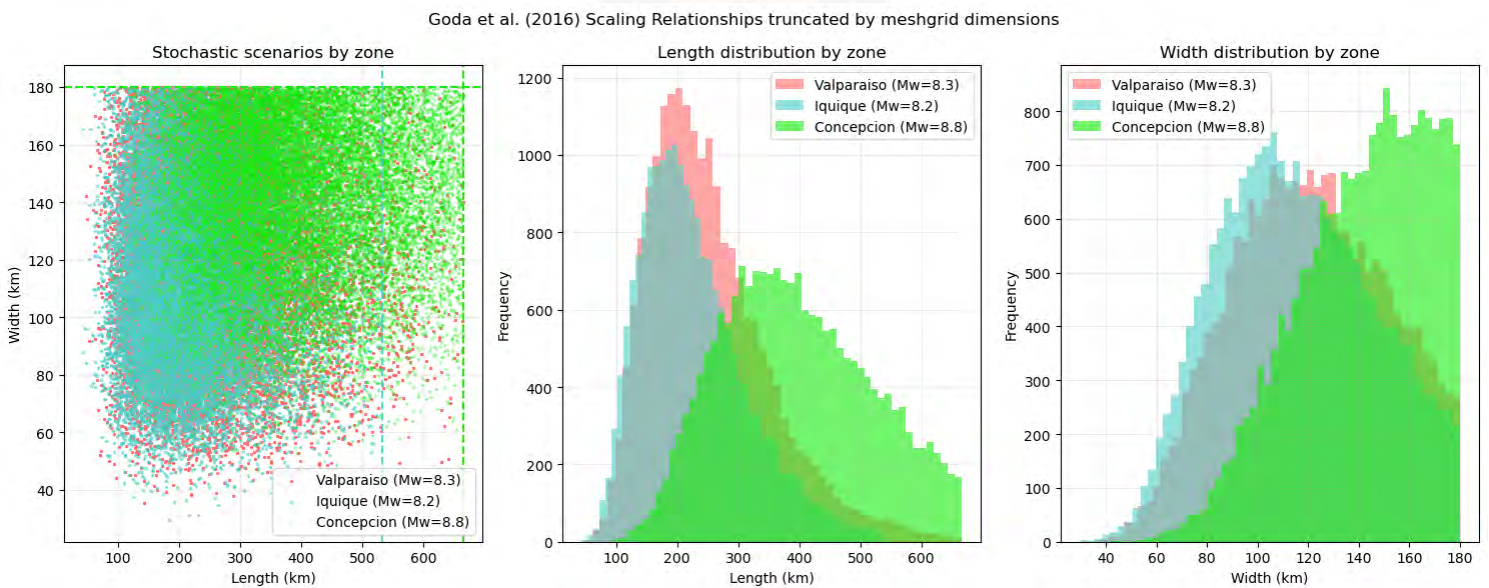


Figure S1: 20000 samples of width and length dimensions for the Valparaiso segment (Mw 8.3), Iquique segment (Mw 8.2) and Concepción segment (Mw 8.8).

Analysis of Correlation between coseismic slip models and interseismic coupling models

To establish a correlation threshold, we defined it as the median value of the correlation matrix derived from the available slip models for each earthquake and the corresponding interseismic coupling models.

2010 Mw 8.8 Maule earthquake

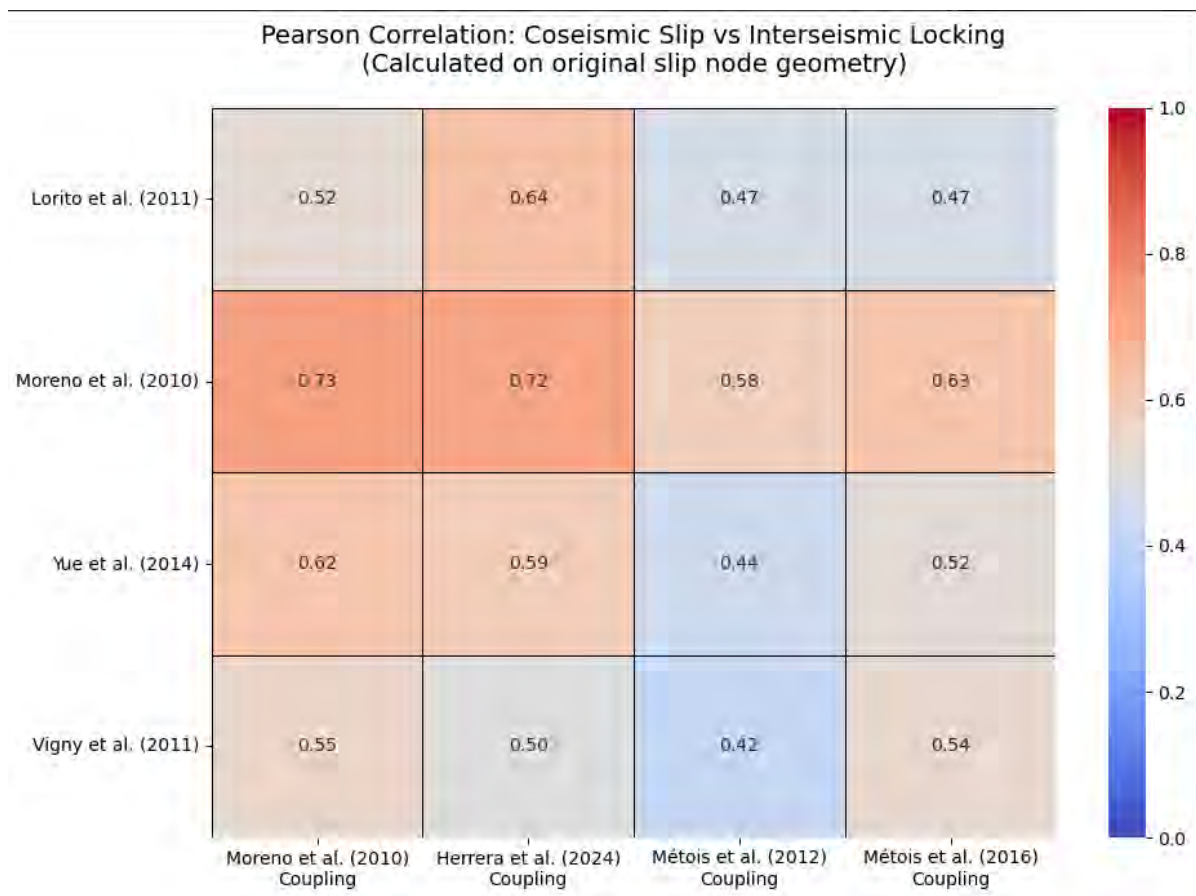


Figure S2: Correlation matrix between coseismic slip models and interseismic model for Mw 8.8 Maule 2010 earthquake.

Tables

Station	NRMS (Mean)	SPTA (Mean)	Corr (Mean)	Best Lag (min)(Model)	Cross-Corr	NMRS (Lorito)	SPTA (Lorito)	Corr (Lorito)	Best Lag (min) (Lorito)	Cross-Corr (Lorito)
Arica	0.22	3.97	0.6	8	0.97	0.26	8.48	0.35	12	0.94
Iquique	0.25	9.07	0.58	6	0.8	0.35	9.98	0.36	8	0.78
Buoy401	0.09	6.62	0.85	-0.17	0.87					
Buoy402	0.09	5.9	0.89	-0.17	0.91					
Coquimbo	0.17	9.77	0.84	-2	0.97	0.27	10	0.91	-2	0.94
Valparaíso	0.19	4.72	0.63	2	0.67	0.2	9.89	0.61	4	0.81
Talcahuano	0.33	5.87	0.9	0	0.9	0.33	7.72	0.83	0	0.83
Corral	0.42	7.96	-0.07	-14	0.36	0.33	5.8	0.09	-8	0.69
Ancud	0.18	5.9	0.89	2	0.89	0.24	9.34	0.73	4	0.78

Table S1: Statistical comparison between observed and simulated tsunami waveforms at coastal and buoy stations for both the stochastic model (Mean) and the Lorito et al. (2011) model for the Mw 8.8 Maule 2010 earthquake. NRMS: Normalized Root Mean Square; SPTA: Similarity of peak tsunami amplitude; Corr: Correlation coefficient; Best Lag: time lag yielding the best correlation; Cross-Corr: maximum cross-correlation.

Station	NMRS (Mean)	SPTA (Mean)	Corr (Mean)	Best Lag (min)(Model)	Cross-Corr	NMRS (Gusman)	SPTA (Gusman)	Corr (Gusman)	Best Lag (min) (Gusman)	Cross-Corr (Gusman)
Arica	0.18	8.46	0.52	10	0.87	0.14	9.53	0.72	4	0.86
Iquique	0.26	9.98	0.51	4	0.84	0.32	8.32	0.32	6	0.97
Buoy401	0.04	9.89	0.86	0	0.88					
Buoy402	0.09	8.7	0.93	0	0.93					
Coquimbo	0.32	2.09	0.64	10	0.82	0.21	8.03	0.68	8	0.86
Valparaíso	0.38	8.98	0.41	14	0.8	0.28	9.96	0.42	14	0.76
Talcahuano	0.17	5.96	0.75	8	0.83	0.18	0.13	0.75	6	0.82
Corral	0.47	0	0.94	0	0.94	0.51	0	0.93	2	0.93
Ancud	0.43	0	-0.36	-62	0.61	0.43	0	-0.36	-62	0.57

Table S2: Statistical comparison between observed and simulated tsunami waveforms at coastal and buoy stations for both the stochastic model (Mean) and the Gusman et al. (2014) model for the Mw 8.1 Iquique 2014 earthquake. NRMS: Normalized Root Mean Square; SPTA: Similarity of peak tsunami amplitude; Corr: Correlation coefficient; Best Lag: time lag yielding the best correlation; Cross-Corr: maximum cross-correlation.

Station	NMRS (Mean)	SPTA (Mean)	Corr (Mean)	Best Lag (min)(Model)	Cross-Corr (Model)	NMRS (Romano)	SPTA (Romano)	Corr (Romano)	Best Lag (min) (Romano)	Cross-Corr (Romano)
Arica	0.37	5.04	0.36	18	0.84	0.23	9.83	0.73	10	0.9
Iquique	0.31	8.72	0.46	8	0.82	0.19	8.3	0.85	2	0.89
Buoy401	0.11	9.99	0.84	0.24	0.94					
Buoy402	0.11	9.99	0.7	0.18	0.81					
Coquimbo	0.22	4.27	0.41	10	0.86	0.1	6.62	0.89	2	0.89
Valparaíso	0.17	6.25	0.71	-4	0.76	0.21	9.74	0.71	6	0.77
Talcahuano	0.09	9.99	0.97	-2	0.98	0.14	9.75	0.95	0	0.95
Corral	0.13	7.05	0.89	0	0.89	0.25	8.1	0.56	12	0.88

Table S3: Statistical comparison between observed and simulated tsunami waveforms at coastal and buoy stations for both the stochastic model (Mean) and

the Romano et al. (2015) model for the Mw 8.2 Illapel 2015 earthquake. NRMS: Normalized Root Mean Square; SPTA: Similarity of peak tsunami amplitude; Corr: Correlation coefficient; Best Lag: time lag yielding the best correlation; Cross-Corr: maximum cross-correlation.



Cuadro 4.1: Estadísticas de filtrado para la generación estocástica de escenarios M_w 9.0.

Criterio de descarte	Simulaciones descartadas	Porcentaje (%)
Mediana de deslizamiento*	10.000	50.0
Desviación estándar*	10.000	50.0
Deslizamiento máximo*	10.000	50.0
Longitud de ruptura	4.705	23.5
Ancho de ruptura	4.305	21.5
Profundidad	14.415	72.1
Acoplamiento	6.366	31.8
Taper	14.385	71.9
Peak	19.213	96.1
Total procesados	20.000	—
Total aceptados	32	0.16

Estos criterios descartan exactamente el 50 % de las simulaciones por diseño, al corresponder a umbrales definidos sobre la mediana de la distribución empírica de cada parámetro. Los descartes no son independientes entre sí: una misma simulación puede ser eliminada por más de un criterio, por lo que la suma de simulaciones descartadas no equivale al total rechazado.

Cuadro 4.2: Estadísticas de filtrado para la generación estocástica de escenarios M_w 8.4.

Criterio de descarte	Simulaciones descartadas	Porcentaje (%)
Mediana de deslizamiento*	10.000	50.0
Desviación estándar*	10.000	50.0
Deslizamiento máximo*	10.000	50.0
Longitud de ruptura	2.877	14.4
Ancho de ruptura	3.475	17.4
Profundidad	12.854	64.3
Acoplamiento	9.563	47.8
Taper	16.115	80.6
Peak	18.808	94.0
Total procesados	20.000	—
Total aceptados	5	0.03

Estos criterios descartan exactamente el 50% de las simulaciones por diseño, al corresponder a umbrales definidos sobre la mediana de la distribución empírica de cada parámetro. Los descartes no son independientes entre sí: una misma simulación puede ser eliminada por más de un criterio, por lo que la suma de simulaciones descartadas no equivale al total rechazado.

