UNIVERSIDAD DE CONCEPCIÓN
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS

Estimación de una distribución de deslizamiento probable para el terremoto de Concepción de 1835 empleando un enfoque de árbol lógico, observaciones históricas y registros geológicos

Por: Matías Andrés Fernández Palma

Tesis presentada a la Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas de la Universidad de Concepción para optar al grado académico de Geofísico.

Profesora Guía:
Dra. Ignacia Calisto Burgos

Comisión Evaluadora:
Dr. Daniel Stewart
Dra.(c) Denisse Leal Chacana

Julio 2024
Concepción, Chile

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

Estimación de fuentes sísmicas probables para el terremoto de Concepción de 1835 empleando una estructura de árbol lógico, observaciones históricas y registros geológicos

Matías Andrés Fernández-Palma

Tesis presentada a la Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas de la Universidad de Concepción para optar al título profesional de Geofísica.

Profesora Guía:
Dra. Ignacia Calisto Burgos

Comisión Evaluadora:
Dr. Daniel Stewart
Dra.(c) Denisse Leal

Junio 2024
Concepción, Chile

© 2024, Matías Andrés Fernández-Palma
Se autoriza la reproducción total o parcial, con fines académicos, por cualquier medio o procedimiento, incluyendo la cita bibliográfica del documento

Para quienes siempre estuvieron,

y para quienes ya no están con nosotros

AGRADECIMIENTOS

Me gustaría agradecer en primer lugar a mi madre y padre por su constante apoyo en esta etapa académica y sobresaliente labor como progenitores, y a mis hermanos, Aracely y Franco, por hacer la vida familiar más amena.

Agradezco infinitamente a Ignacia, quien aceptó ser mi guía en este trabajo, además por su confianza y dejarme formar parte de su proyecto de investigación, y sobre todo, por su paciencia a lo largo de todos estos años que duró mi habilitación profesional. También agradezco a todo el equipo que conformó este proyecto, en especial a Rodrigo por su buena disposición y ayuda. Además, agradezco a Daniel Stewart por su conocimiento sobre el tema y su ayuda en esta investigación.

Agradezco también a Leonardo, Mauro, Pablo, Jessica, Francisca, Joaquín y Sebastián a quienes conocí en el camino y que llegaron para quedarse. Sin su ayuda hubiera sido difícil continuar por esta senda.

Agradezco también a mis amigos de la vida Ramón, Alejandro, Matías y Yerko por su amistad incondicional y por liberarme en varias ocasiones del estrés académico.

Agradecer también a Carla, Roxana y Claudio por toda su ayuda y arduo trabajo en el Departamento de Geofísica.

Agradecimiento especial también para Janine y Eugenia por dejarme formar parte del equipo de monitores UdeC y a todas las personas que ahí conocí, lo cual fue un gran aporte a mi formación integral como persona y como profesional.

Agradecimiento hacia el más allá para Tommy quien dedico muchas horas de sus nueve vidas para acompañarme y darme ánimo en mis noches de estudio.

Este trabajo fue financiado por el proyecto FONDECYT 11180854 “Caracterización de fuentes para tsunamis históricos del centro-sur de Chile” dirigido por Ignacia Calisto Burgos (PhD), y cuenta con el apoyo de la Iniciativa Científica Milenio (ICM) por medio del Núcleo Milenio CYCLO: El Ciclo Sísmico a lo largo de Zonas de Subducción (NC160025).

Resumen

El terremoto de Concepción de 1835 es uno de los grandes terremotos históricos que componen la historia sísmica de Chile, y corresponde a uno de los mejores documentados. Los registros se deben mayoritariamente al naturista inglés Charles Darwin y al comandante Robert FitzRoy, quienes describieron los efectos del terremoto y tsunami en muchos lugares del país en una época en donde no existía instrumentación. Esta información ofrece una oportunidad única para intentar dilucidar algunas características de la fuente sísmica por medio de los efectos observados.

En este trabajo se estimaron distribuciones de deslizamiento heterogéneas para el terremoto de Concepción (1835) utilizando un método estocástico para la generación de modelos de ruptura aleatorios implementado en una estructura de árbol lógico. La restricción de estos modelos se llevó a cabo comparando las observaciones históricas y registros geológicos disponibles, con simulaciones de desplazamiento vertical y de tsunami. Además, se calibró una ecuación semi-empírica para recuperar valores de altura de ola desde estimaciones de distancia de inundación, permitiendo robustecer las observaciones de tsunami empleadas en la restricción.

Los resultados mostraron distribuciones de deslizamiento con parches de ruptura concentrados en la zona centro-norte del plano de ruptura, aproximadamente frente a las costas de Cobquecura, con deslizamientos máximos que varían entre 8 y 12 metros, y a profundidades de entre 16 y 30 kilómetros, presentando una buena aproximación según las características de la fuente sísmica previamente sugeridas en estudios atingentes explicadas de mejor manera por el modelo M1. Los modelos restringidos lograron reproducir la tendencia observada del patrón de desplazamiento vertical. Sin embargo, las simulaciones mostraron una subestimación en aquellos lugares con los mayores alzamientos y alturas de ola registrados, siendo los modelos M1 y M5 los que reprodujeron las observaciones de tsunami con menor error, mientras que el modelo M5 fue el que mejor se ajustó a las observaciones de desplazamiento vertical. Los resultados demuestran que la distribución espacial y densidad dada en las observaciones permitieron un buen poder de resolución, obteniendo parches concentrados de máximo deslizamiento. Además, la ubicación preferente de estos parches de ruptura sugiere una aspereza

intersísmica recurrente en comparación con el patrón de ruptura del 2010. Esto podría dar luces sobre zonas en el contacto sismogénico propensas a romper en cada terremoto emplazado en el segmento Concepción-Maule.

Nuestros resultados presentan una primera aproximación para la caracterización de la fuente sísmica del terremoto de Concepción de 1835, por lo que no son estimaciones definitivas. Asimismo, estos resultados pueden ser de utilidad para estudios de paleogeodesia y paleotsunami orientados a obtener más información sobre este evento en particular y que permitan una mejor comprensión del ciclo sísmico del segmento Concepción-Maule y el riesgo tsunamigénico asociado.

Keywords – Terremoto de 1835, Terremoto de Concepción, Distribución de deslizamiento, Árbol lógico, Tsunami de 1835

Índice general

AGRADECIMIENTOS I

Resumen II

1. Introducción 1

2. Hipótesis y Objetivos 6
2.1. Hipótesis . . . 6
2.2. Objetivos . . . 6
2.2.1. Objetivo principal . . . 6
2.2.2. Objetivos específicos . . . 6

3. Parte I: Generación de distribuciones de deslizamiento heterogéneas 8
3.1. Área de estudio y contexto sismotectónico . . . 8
3.2. Enfoque de árbol lógico . . . 11
3.3. Generador de distribuciones de deslizamiento aleatorias . . . 11
3.4. Adaptación del árbol lógico para el terremoto de 1835 . . . 14
3.4.1. Información descriptiva de la fuente sísmica de 1835 . . . 14
3.4.2. Estimación y asignación de parámetros de entrada . . . 15

4. Parte II: Restricción de modelos 20
4.1. Recopilación de observaciones . . . 20
4.2. Restricción empleando datos de desplazamiento vertical . . . 23
4.3. Restricción empleando observaciones de tsunami . . . 23
4.3.1. Modelación de tsunami y mareas . . . 24
4.3.2. Obtención de altura de ola desde observaciones históricas . 28
4.3.2.1. Calibración de ecuación predictiva . . . 31
4.3.2.2. Parámetros de rugosidad ajustados . . . 35
4.3.2.3. Conversión distancia de inundación - altura de ola 41
4.3.3. Descarte de modelos . . . 43
4.4. Restricción empleando la tendencia de los desplazamientos verticales 44

5. Resultados y análisis 47
5.1. Análisis de distribuciones de deslizamiento restringidas . . . 47

5.1.1. Análisis y restricción de tendencia 48
5.1.2. Distribuciones de deslizamiento restringidas 51

6. Discusión **62**

7. Conclusión **74**

Referencias **77**

8. Anexos **84**
8.1. Anexo A: información recopilada para el terremoto de Concepción (1835) 84
8.2. Anexo B: datos empleados en el proceso de calibración 86
8.3. Anexo C: plano de La Concepción (1712) 89

Índice de cuadros

3.4.1. Información sobre magnitud y largo de ruptura asociada al terremoto de Concepción de 1835. 16

4.3.1. Valores de a_R obtenidos del proceso de calibración. 35
4.3.2. Valores de altura de ola calculados mediante la ecuación predictiva empleando los parámetros a_R ajustados. 42

5.1.1. Parámetros de las ramas correspondientes a los modelos de distribución de deslizamiento restringidos. 48

8.1.1. Información histórica y de paleogeodesia asociada a los desplazamientos verticales observados causados por el terremoto de Concepción de 1835. 84
8.1.2. Información histórica asociada a efectos del tsunami causados por el terremoto de Concepción de 1835. 85
8.2.1. Parámetros de tsunami utilizados para la calibración de la ecuación predictiva correspondiente a la densidad tipo 1. 86
8.2.2. Parámetros de tsunami utilizados para la calibración de la ecuación predictiva correspondiente a la densidad tipo 2. 87
8.2.3. Parámetros de tsunami utilizados para la calibración de la ecuación predictiva correspondiente a la densidad tipo 3. 88

Índice de figuras

3.1.1. Zona de estudio asociada al segmento sísmico Concepción-Maule. 9
3.3.1. Estructura de árbol lógico adaptada para la generación de modelos de ruptura para terremotos históricos. 12
3.3.2. Distribución de razones de aspecto en función del mecanismo de ruptura. 13
3.4.1. Magnitudes de momento sísmico en función de largos de ruptura estimados mediante relaciones empíricas. 17
3.4.2. Estructura de árbol lógico parametrizada según parámetros descriptivos de la fuente sísmica de 1835. 19

4.1.1. Mapa de inundación de Penco para el tsunami de 1835. 21
4.1.2. Observaciones recopiladas para el terremoto y tsunami de 1835. . 22
4.3.1. Dominios computacionales espaciales empleados para las simulaciones de tsunami. 25
4.3.2. Dominios espaciales para las grillas topobatimétricas de la zona centro. 26
4.3.3. Dominios espaciales para las grillas topobatimétricas de las zonas norte y sur. 27
4.3.4. Esquema que muestra el avance del tsunami al interior del continente. 30
4.3.5. Ejemplos de zonas costeras características para los tipos de densidades definidas. 33
4.3.6. Observaciones de tsunami empleadas para el proceso de calibración de la ecuación predictiva. 34
4.3.7. Curvas que muestran el comportamiento de las métricas de error. 36
4.3.8. Distancia de inundación en función de la pendiente de terreno para la densidad tipo 1. 37
4.3.9. Distancia de inundación en función de la pendiente de terreno para la densidad tipo 2. 38
4.3.10. Distancia de inundación en función de la pendiente de terreno para la densidad tipo 3. 38
4.3.11. Diagrama de dispersión entre la distancia de inundación observada y calculada para la densidad tipo 1. 39
4.3.12. Diagrama de dispersión entre la distancia de inundación observada y calculada para la densidad tipo 2. 40

4.3.13. Diagrama de dispersión entre la distancia de inundación observada y calculada para la densidad tipo 3. 40
4.3.14. Observaciones de altura de ola consideradas en el proceso de restricción empleando observaciones de tsunami. 43
4.4.1. Segmentos de tendencia definidos según las observaciones de desplazamiento vertical. 46

5.1.1. Tendencia del campo de desplazamiento vertical observado y simulado para modelos restringidos y descartados. 49
5.1.2. Tendencia del patrón de desplazamiento vertical y residuales entre simulaciones y observaciones. 50
5.1.3. Métricas de error entre las simulaciones y observaciones de desplazamiento vertical. 51
5.1.4. Deslizamientos máximos para cada modelo de fuente sísmica restringido. 52
5.1.5. Distribución de deslizamiento cosísmico y campo de desplazamiento vertical asociado al modelo restringido M1. 55
5.1.6. Distribución de deslizamiento cosísmico y campo de desplazamiento vertical asociado al modelo restringido M2. 55
5.1.7. Distribución de deslizamiento cosísmico y campo de desplazamiento vertical asociado al modelo restringido M3. 56
5.1.8. Distribución de deslizamiento cosísmico y campo de desplazamiento vertical asociado al modelo restringido M4. 56
5.1.9. Distribución de deslizamiento cosísmico y campo de desplazamiento vertical asociado al modelo restringido M5. 57
5.1.10. Mareogramas obtenidos mediante simulación de tsunami en la zona centro empleando los modelos restringidos. 58
5.1.11. Mareogramas obtenidos mediante simulación de tsunami en la zona norte y sur empleando los modelos restringidos. 58
5.1.12. Alturas máximas de tsunami observadas y simuladas para cada modelo restringido. 59
5.1.13. Métricas de error entre las simulaciones y observaciones de tsunami. 61

6.0.1. Modelos restringidos M1 y M4 en contraste con el modelo de deslizamiento para el terremoto del Maule. 66
6.0.2. Perfiles de desplazamiento vertical y deslizamiento cosísmico extraídos de los modelos restringidos para latitudes cercanas a Quidico. 67

8.3.1. Mapa que muestra el desarrollo urbano de la antigua ciudad de La Concepción, correspondiente a la ubicación actual de Penco, para el año 1712. 89

Capítulo 1

Introducción

Chile es catalogado como uno de los países con mayor actividad sísmica en el mundo, dado a que se emplaza en un borde tectónico convergente, en donde la placa de Nazca subduce bajo la placa Sudamericana a una importante tasa de 6.6 centímetros por año (Angermann et al., 1999). Dada sus características sismotectónicas, esta zona de subducción ha mostrado ser altamente activa, y registra un extenso historial sísmico con grandes terremotos que datan desde el siglo XVI (de Ballore, 1914; Nishenko, 1985; Lomnitz, 2004). Al mismo tiempo, el historial de tsunamis registrado tanto en textos antiguos frecuentemente citados en estudios contemporáneos (Soloviev, 1975; Lagos, 2000; Stewart, 2019), así como el registro sedimentológico (Hong et al., 2017), evidencia una dominancia de los grandes terremotos a originarse en el contacto somero de interplaca en la zona de subducción, lo cual indica una recurrencia importante de eventos tsunamigénicos en las costas chilenas. Además, los registros de paleotsunami han permitido ampliar el historial de tsunamis hasta el siglo XV (Dura et al., 2017).

A pesar de que Chile experimenta sismos en gran parte de su extensión latitudinal desde Arica hasta la Península de Aysén (Madariaga, 1998), las zonas centro y sur son las que han presenciado los dos terremotos de mayor magnitud registrados en los últimos tiempos; el terremoto de Valdivia (M_W 9.5) en 1960 (Melgar et al., 2017) y el terremoto del Maule (M_W 8.8) en el año 2010 (Moreno et al., 2012). El gran impacto causado por estos eventos ha impulsado el despliegue de instrumentación geodésica y el desarrollo de metodologías geofísicas para el constante monitoreo y estudio de los procesos geodinámicos experimentados en

esta zona de subducción. Esto ha permitido revelar características de las fuentes sísmicas de estos grandes terremotos mencionados anteriormente y para eventos sísmicos posteriores, logrando estimar la distribución espacial y magnitud del deslizamiento cosísmico (Barrientos and Ward, 1990; Delouis et al., 2010; Moreno et al., 2012). Además, esta información ha servido para indagar detalladamente sobre el ciclo sísmico del segmento Concepción-Maule, en donde autores sugieren que dicho ciclo comenzó con el terremoto de Concepción de 1835 y terminó con el terremoto del Maule (Wesson et al., 2015), luego de casi 175 años de deformación intersísmica (Melnick et al., 2012a; Wang et al., 2012). Sin embargo, se discute si realmente este sismo fue el único predecesor, dado que tuvo una extensión menor al terremoto del Maule, apuntando a que la carga intersísmica del parche norte de la ruptura del 2010 no se liberó en 1835, sino que continuó acumulándose desde antes de tal evento (Quezada et al., 2012a). Por lo tanto, para una mejor comprensión del comportamiento de este segmento y su ciclo sísmico, se necesita mayor información sobre las fuentes sísmicas de sus eventos predecesores.

El terremoto de Concepción de 1835 es uno de los grandes eventos tsunamigénicos registrados en la historia sísmica de Chile, y al mismo tiempo, es uno de los mejores documentados. El evento ocurrió alrededor de las once y media de la mañana de un 20 de febrero, fue precedido por un fuerte estruendo subterráneo y tuvo un movimiento superficial principal de gran intensidad de aproximadamente 2 minutos de duración (Darwin, 1851), dejando a la ciudad de Concepción completamente en ruinas (Lara, 1998; Palacios, 2016). Media hora después del sismo, un gran tsunami se manifestó por la bahía de Concepción, impactando violentamente a Isla Quiriquina, el puerto de Talcahuano y las demás costas aledañas a dicha bahía (Fitzroy, 1839). El movimiento del sismo fue percibido desde Copiapó hasta Chiloé, y desde Mendoza hasta el archipiélago Juan Fernández, y contó con más de 300 réplicas al cabo de 12 días después del evento (Darwin, 1851). Por su parte, el tsunami tuvo efectos destructivos desde el río Itata hasta la península de Arauco, propagándose hacia zonas más distales como Valparaíso y Chiloé con efectos menores (Fitzroy, 1839). Además, los registros indican que las olas habrían arribado a Hawái y Nueva Zelanda en el campo lejano (Iida et al., 1967; Downes et al., 2017). Este fue el primer terremoto que golpeó a la recién trasladada ciudad de Concepción desde la actual Penco (antiguamente llamado Concepción de la Nueva Extremadura) hasta el Valle de la Mocha (actual Concepción), como

consecuencia del gran terremoto y tsunami de 1751 (Stewart, 2019).

Como se dijo anteriormente, la documentación existente relacionada a este evento es extensa y diversa en comparación con otros eventos históricos. En primer lugar, los registros históricos informan desde los efectos macrosísmicos (de Ballore, 1914) hasta mediciones del levantamiento costero y estimaciones del tsunami. La evidencia dada por la biota intermareal muerta en la línea de costa permitió reportar mediciones de alzamiento de entre 2.4 y 3 metros en la Isla Santa María (ISM), siendo estos los más grandes registrados (Fitzroy, 1839). El movimiento vertical costero también fue evidenciado en los alrededores de la bahía de Concepción (Caldcleugh, 1836; Darwin, 1851), y en lugares más distantes como Isla Mocha y Constitución (Fitzroy, 1839). Luego de media hora después del terremoto, los testigos evidenciaron una marea saliente en la bahía de Concepción, y pocos minutos después el tsunami entraría por la misma, afectando drásticamente las localidades colindantes de Talcahuano, Penco y Tomé, observándose un total de cuatro olas (Caldcleugh, 1836). Las alturas máximas estimadas alcanzaron entre 9 y 11 metros en el borde occidental de la bahía, mientras que en el borde oriental el tsunami alcanzó alturas menores, al igual que en la bahía de Dichato (Caldcleugh, 1836; Fitzroy, 1839). Por otra parte, el registro sedimentológico ha permitido ampliar la información asociada a cambios del nivel del suelo y efectos del tsunami en lugares donde no existían registros históricos tales como Quidico y Tirúa (Dura et al., 2017; Hong et al., 2017).

Más allá de la gran cantidad de datos disponibles sobre los efectos del terremoto y tsunami de 1835, las características de la fuente sísmica es escasa y difusa debido a la falta de instrumentación; las estimaciones de magnitud varían entre 8.0 y 8.5 en magnitud de onda superficial (Lomnitz, 2004) y alrededor de 8.5 en magnitud de momento sísmico (Vigny et al., 2011; Wang et al., 2012). En base a las observaciones de alzamiento y subsidencia, los límites latitudinales del área de ruptura fluctúan en torno a Constitución por el norte y a Isla Mocha por el sur (Campos et al., 2002; Métois et al., 2012; Quezada et al., 2012b), estimando largos de ruptura que varían entre 350 y 400 kilómetros, aproximadamente (Vigny et al., 2011; Nishenko, 1985). Por otro lado, se ha sugerido que la longitud de ruptura de 1835 se asemejaría a la región centro-sur del área de ruptura del 2010 (Cisternas et al., 2010; Moreno et al., 2012), extendiéndose latitudinalmente hacia el norte hasta antes de la zona de mayor deslizamiento del terremoto del Maule (Vigny

et al., 2011; Ruiz and Madariaga, 2018). Otros autores infieren que la ruptura principal se limitaría a la zona de traslape asociada a los terremotos de 1960 y 2010 en la península de Arauco, sugiriendo un mayor deslizamiento cosísmico para el evento de 1835 y en un dominio sismogénico más somero en comparación con el segmento sur de la ruptura del 2010 (Quezada et al., 2012b). Por su parte, observaciones sedimentológicas extraídas al sur de la península de Arauco sugieren un deslizamiento profundo de la zona sismogénica en Quidico y una terminación de la ruptura en Tirúa (Dura et al., 2017).

Uno de los estudios enfocados en la caracterización de la fuente sísmica de 1835 emplea modelos de falla finita homogénea para la simulación del desplazamiento vertical y del tsunami (Jorquera, 2018). Sin embargo, este método puede resultar en la sobrestimación de la condición inicial del tsunami, lo cual conlleva a estimaciones erróneas y poco realistas de la altura de ola y los tiempos de arribo a la costa (Calisto et al., 2015; Melgar et al., 2019). Actualmente, los métodos desarrollados para una estimación aceptable de distribuciones de deslizamiento heterogéneas emplean información instrumental de un conjunto diverso de datos que pueden ir desde mediciones sísmicas y geodésicas hasta mareogramas de tsunami, sin embargo, no es posible emplear estas herramientas para la estimación de una fuente sísmica histórica correspondiente a tiempos pre instrumentales. Recientemente, Cifuentes-Lobos et al. (2023) desarrollaron una metodología estocástica para la generación de distribuciones de deslizamiento para terremotos históricos basado en el enfoque de árbol lógico frecuentemente empleado en los análisis probabilísticos de riesgo sísmico y de tsunami debido a su facilidad para tratar con las incertidumbres asociadas a la falta de conocimiento y a la aleatoriedad inherente del evento (Bommer et al., 2005; Annaka et al., 2007; Fukutani et al., 2015). Este método requiere de parámetros descriptivos tales como la magnitud y dimensiones espaciales de la ruptura con el propósito de compensar el desconocimiento de la fuente sísmica, para luego generar una gran cantidad de modelos de fuente aleatorios con el fin de mitigar las incertezas asociadas a un evento sísmico histórico.

La cantidad de información asociada al terremoto y tsunami de 1835, en conjunto con el enfoque estocástico para la estimación de fuentes sísmicas históricas, nos ofrece una novedosa y favorable oportunidad para estudiar las características del origen sismogénico de este evento mediante el conocimiento de los efectos

observados y documentados en el registro histórico. Luego, este trabajo tiene como objetivo principal generar una aproximación heterogénea y realista de la fuente sísmica y tsunamigénica de 1835 mediante la generación estocástica de distribuciones de deslizamiento heterogéneas empleando el enfoque de árbol lógico propuesto por Cifuentes-Lobos et al. (2023). La información histórica relativa a datos de desplazamiento vertical y observaciones de tsunami se utilizarán en los procesos de restricción de modelos, para lo cual se simulará el desplazamiento vertical y el respectivo tsunami para cada modelo de deslizamiento aleatoriamente generado. Dado que la restricción de tsunami requiere el valor de la altura de ola para realizar el descarte de modelos, se empleará la expresión semi empírica desarrollada por Smart et al. (2016) para convertir las distancias de inundación observadas en alturas de ola. Previamente, se realizará un proceso de calibración de la ecuación predictiva mediante el ajuste del parámetro de rugosidad (a_R), para lo cual se definirán criterios de clasificación referentes a la densidad de obstáculos presentes en el terreno en base a estudios atingentes (Kotani, 1998; Bricker et al., 2015). Finalmente, los modelos de ruptura restringidos se contrastarán con el estado de arte asociado al terremoto de 1835 y al segmento sísmico de Concepción con el fin de dar validez y consistencia a nuestras estimaciones.

Por temas de orden y estructura, el marco teórico, la metodología y los datos a emplear en este trabajo se dividirán en dos capítulos; la parte I describirá la teoría y el procedimiento que conlleva la generación de distribuciones de deslizamiento aleatorios mediante el árbol lógico, y la parte II explicará los conceptos y el desarrollo empleado en la restricción de los modelos de fuente sísmica generados en la parte I.

Capítulo 2

Hipótesis y Objetivos

2.1. Hipótesis

La estimación del modelo de fuente más probable para el terremoto tsunamigénico de 1835, mediante un enfoque estocástico, permite una caracterización realista de la distribución de deslizamiento capaz de reproducir los registros y observaciones de desplazamiento vertical y de tsunami.

2.2. Objetivos

2.2.1. Objetivo principal

Obtener una caracterización heterogénea para la fuente sísmica del terremoto de Concepción de 1835 empleando una estructura de árbol lógico para la generación de distribuciones de deslizamiento aleatorias y restricciones basadas en observaciones históricas y registros sedimentológicos.

2.2.2. Objetivos específicos

- Utilizar el enfoque de árbol lógico para la generación de distribuciones de deslizamiento aleatorias adaptando los parámetros de entrada según estimaciones descriptivas de la magnitud y área de ruptura del evento sísmico de 1835 disponibles en estudios asociados.
- Obtener la distribución de deslizamiento más probable mediante restricciones

basadas en modelación numérica junto con observaciones de desplazamiento vertical y de tsunami complementadas por medio de una ecuación predictiva para la conversión entre distancia de inundación y altura de ola previamente calibrada.

- Evaluar la reproductividad de los modelos restringidos mediante la cuantificación de errores y analizar la coherencia de los patrones de deslizamiento obtenidos según características sugeridas en estudios asociados al evento de 1835 o al segmento sísmico Concepción-Maule.

Capítulo 3

Parte I: Generación de distribuciones de deslizamiento heterogéneas

3.1. Área de estudio y contexto sismotectónico

El territorio continental de Chile se encuentra ubicado en el borde sur-oriental de la cuenca del Pacífico, lugar que colinda con un margen tectónico asociado a procesos de subducción. Este ambiente tectónico se caracteriza mayoritariamente por la convergencia de la placa de Nazca (placa oceánica) con la placa Sudamericana (placa continental), y dada la diferencia de densidad entre estas en conjunto con el efecto de la fuerza gravitacional, se genera la subducción de la placa oceánica bajo la placa continental a una tasa aproximada de 6.6 centímetros por año (Angermann et al., 1999). Asimismo, esta zona de subducción es conocida por presentar una alta actividad símica, cuyo potencial ha sido evidenciado y documentado desde el siglo XVI en adelante (de Ballore, 1914; Palacios, 2016) con terremotos que han generado cambios notables en la elevación de la línea de costa y tsunamis destructivos (Fitzroy, 1839; Soloviev, 1975; Lomnitz, 2004). Se estima que los grandes eventos sísmicos de magnitud 8.0 poseen periodos de retorno que fluctúan entre 80 y 130 años para cualquier región de Chile, y una recurrencia promedio de 12 años considerando el territorio sísmico de todo Chile (Barrientos, 2007).

Por otro lado, dada la distribución espacial de los eventos sísmico a lo largo

del rumbo, se ha demostrado que el dominio sismogénico de Chile se encuentra segmentado (Barazangi and Isacks, 1976; Madariaga, 1998; Jara-Munoz et al., 2015), y en función de características tectónicas y del comportamiento sísmico, algunos autores identifican cinco segmentos generales: (1) el segmento de Arica (18°S−23°S), (2) el segmento de Atacama (23°S−30°S), (3) el segmento de Valparaíso o Metropolitano (30°S−33.5°S), (4) el segmento de Concepción-Maule (33.5°S−38°S), y (5) el segmento de Valdivia (37°S-47°S) (Métois et al., 2012; Ruiz and Madariaga, 2018; Lay and Nishenko, 2022). A pesar de que cada uno de estos segmentos presenta un historial de eventos sísmicos relevantes, los segmentos de Concepción-Maule y Valdivia son los que han presenciado los dos últimos terremotos de mayor magnitud registrados por instrumentación sísmica; el terremoto del Maule M_W 8.8 en 2010 (Moreno et al., 2012; Wang et al., 2012) y el terremoto de Valdivia M_W 9.5 en 1960 (Melgar et al., 2017), respectivamente, cuyos largos de ruptura definen la extensión de sus segmentos sísmicos asociados.

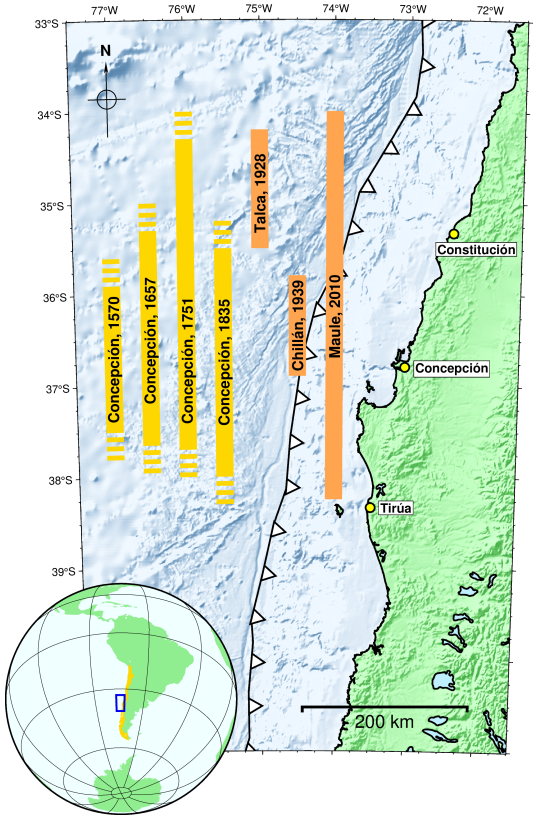

Figura 3.1.1: Zona de estudio asociada al segmento sísmico Concepción-Maule. Los segmentos con extremos discontinuos muestran largos de ruptura estimados para terremotos pre instrumentales, mientras que los segmentos continuos muestran largos de ruptura estimados con instrumentación.

En particular, el registro histórico del segmento de Concepción-Maule (ver figura 3.1.1), previo al terremoto del Maule, comienza con los primeros eventos sísmicos percibidos en Concepción en los años 1570, 1657, 1751 y 1835, seguido del terremoto de Talca en 1928 y el terremoto de Chillán en 1939 (Lomnitz, 2004), con un periodo de recurrencia estimado de 92 ± 15 años (Nishenko, 1985). Por su parte, el registro sedimentológico ha logrado datar eventos sísmicos desde el año 1400, estimando un intervalo de recurrencia entre 50 y 180 años para terremotos de magnitud superior a 8.0 y un periodo de recurrencia promedio de 100 años, aproximadamente (Dura et al., 2017; Hong et al., 2017). La ocurrencia de tsunamis catastróficos luego de la mayoría de estos eventos apunta a que la ruptura principal de la zona sismogénica tuvo un lugar relativamente somero para los eventos de 1570, 1657, 1751, 1835 y 2010 (Hong et al., 2017; Stewart, 2019), no así el terremoto de 1939 que se caracterizó por la ausencia de tsunami y por ser catalogado como un evento intraplaca (Beck et al., 1998). Por su parte, el terremoto de 1928 generó un tsunami de magnitud tenue (Lagos, 2000; Lomnitz, 2004), asociándolo a una ruptura profunda del contacto interplaca (Ruiz and Madariaga, 2018).

Por otro lado, autores afirman que el terremoto del Maule habría completado el ciclo sísmico asociado al segmento Concepción-Maule luego de 175 años de deformación intersísmica iniciada por el terremoto de Concepción en 1835 (Wesson et al., 2015). Sin embargo, dado que se estima una menor área de ruptura y una menor magnitud para el evento de 1835 en contraste con el del 2010, sólo se podría hablar de eventos predecesores o sucesores en un mismo segmento sísmico (Cisternas et al., 2010; Quezada et al., 2012b). Por su parte, estudios sugieren que el terremoto del 2010 muy probablemente haya cerrado la brecha sísmica abierta por el terremoto de 1835 en términos generales (Melnick et al., 2012a; Moreno et al., 2012), esto quiere decir que gran parte de la deformación acumulada desde 1835 fue liberada por el evento del 2010, lo cual no implicaría un "reinicio" del ciclo sísmico para el segmento entero. Luego, emerge la necesidad de restringir el alcance espacial de la ruptura asociada a estos eventos para fines de un mejor entendimiento del comportamiento sísmico de esta zona en particular.

3.2. Enfoque de árbol lógico

El enfoque de árbol lógico es un método estocástico que consiste en un esquema de decisiones constituido de varios niveles o nodos unidos por ramas en donde cada nivel representa un parámetro arbitrario asociado al fenómeno en estudio, al cual se le atribuye un peso, y cada rama constituye una combinación de parámetros que describe un modelo alternativo con una probabilidad ponderada. Este método es frecuentemente empleado en análisis probabilísticos de riesgo y amenazas que requieran incorporar y cuantificar cierto tipo de incertezas vinculadas tanto a la aleatoriedad intrínseca de los eventos a estudiar, comúnmente llamada variabilidad o incertidumbre aleatoria, como a la falta de información o conocimiento incompleto del fenómeno, lo cual se conoce como incertidumbre epistémica.

En general, los análisis probabilísticos de riesgo sísmico (PSHA, por sus siglas en inglés) emplean este método para cuantificar la incertidumbre epistémica asociada a las fuentes sismogénicas y los modelos de predicción del movimiento del suelo utilizados para estimar la amenaza, para luego hacer una evaluación de la incertidumbre resultante del peligro sísmico (Bommer et al., 2005). También ha sido empleado en el análisis probabilístico de riesgo de tsunami (PTHA, por sus siglas en inglés) con el objetivo de estimar curvas de peligro de tsunami que relacionan la altura de ola con la probabilidad de excedencia, las cuales son necesarias para la evaluación cuantitativa del peligro tsunamigénico en instalaciones costeras y la prevención de desastres asociados (Annaka et al., 2007; Fukutani et al., 2015).

3.3. Generador de distribuciones de deslizamiento aleatorias

Recientemente, Cifuentes-Lobos et al. (2023) adaptaron la estructura de árbol lógico para la generación estocástica de distribuciones de deslizamiento asociadas a terremotos históricos, cuyos niveles se configuran en base a parámetros descriptivos de la fuente sísmica como las dimensiones del área de ruptura (largo, ancho y límites de ruptura) y la magnitud del sismo, por lo que cada rama del árbol lógico contiene los parámetros necesarios para la generación de distribuciones de deslizamiento aleatorias y heterogéneas (ver figura 3.3.1). Esta adaptación está basada en la estructura de árbol lógico empleada en PTHA por Annaka et al.

(2007), siguiendo la metodología numérica propuesta por LeVeque et al. (2017) referente a la generación de distribuciones de deslizamiento aleatorias.

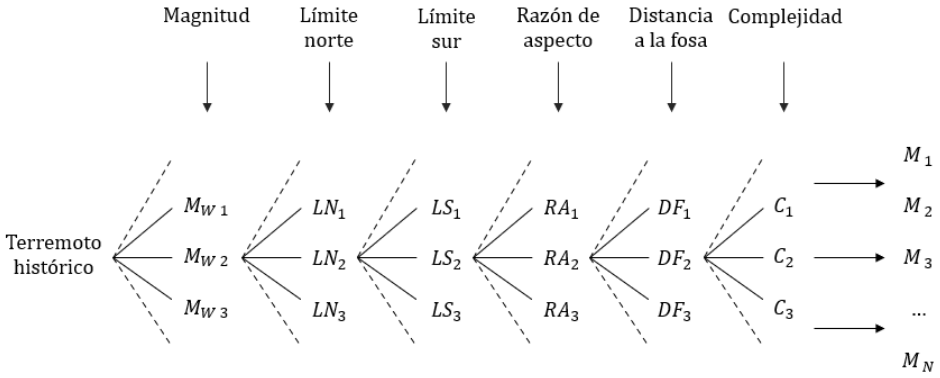

Figura 3.3.1: Esquema de la estructura de árbol lógico adaptada por Cifuentes-Lobos et al. (2023) para la generación de modelos de deslizamiento aleatorios para terremotos históricos.

Dicha metodología consiste en la discretización de un área de ruptura en una matriz de subfallas rectangulares cuyas dimensiones dependen del número de subfallas definido a lo largo del rumbo, a lo largo del buzamiento, y del largo y ancho de la zona de ruptura. A esta matriz de subfallas se le asigna un campo de deslizamiento con distribución gaussiana calculado mediante una expansión de Karhunen-Loève (ver ecuación 3.3.1), la que corresponde en una combinación lineal de valores (λ_K) y vectores propios ($\vec{v_K}$) provenientes de una matriz de covarianza construida en base a la distribución espacial de las subfallas y la combinación de los parámetros geométricos del árbol lógico que definen la fuente sismogénica. Luego, se computa un vector de deslizamiento ($\vec{s}$) para cada subfalla según la ecuación 3.3.1, en donde $\vec{\mu}$ es la media deseada de la distribución y z_K son números aleatorios independientes con distribución $z \sim (0, 1)$.

$$\vec{s} = \vec{\mu} + \sum_{k=1}^{m} z_k \sqrt{\lambda_k} \vec{v_k} \tag{3.3.1}$$

Particularmente, los parámetros descriptivos de la fuente sismogénica que configuran el árbol lógico corresponden a magnitud de momento sísmico, límite norte y sur del área de ruptura, razón de aspecto, distancia a la fosa y complejidad. Entendiendo el plano de ruptura como un dominio finito de forma rectangular, la razón de aspecto (L/W) corresponde a un parámetro descriptivo que se define

como la división entre la longitud (L, paralela al rumbo) y el ancho (W, paralelo a la dirección de subducción) de un área de ruptura (Scholz, 1982). Este parámetro es determinado mediante el análisis empírico de las dimensiones espaciales de las áreas de ruptura y es empleado en la caracterización y clasificación de terremotos, al igual que en la construcción de leyes de escala (Purcaru and Berckhemer, 1982). Para eventos ocurridos en los márgenes convergentes del Océano Pacífico, se ha determinado que la mayoría de los grandes terremotos responden a la razón de $L/W = 2 \pm 1$, independiente del tamaño de la ruptura (Abe, 1975; Geller, 1976). Por otra parte, también se han logrado establecer rangos de razones de aspecto en función del tamaño del sismo y del mecanismo de ruptura. Para terremotos de tipo *dip-slip* (*i.e.,* mecanismo inverso o normal), Purcaru and Berckhemer (1982) demostraron que $L/W \approx 2 \pm 1$ para rupturas con un largo de 10 - 250 [km] y un ancho que puede ir de 10 a 150 [km], mientras que para rupturas muy grandes ($L \geq 400 - 500$ [km]) la razón de aspecto podría variar entre 4 y 8. A su vez, Stock and Smith (2000) mostraron que las razones de aspecto más frecuentes para terremotos de mecanismo inverso fluctúan aproximadamente entre $1.5 \lesssim L/W \lesssim 2.5$ (ver figura 3.3.2), presentando una media aproximada de $L/W = 2$.

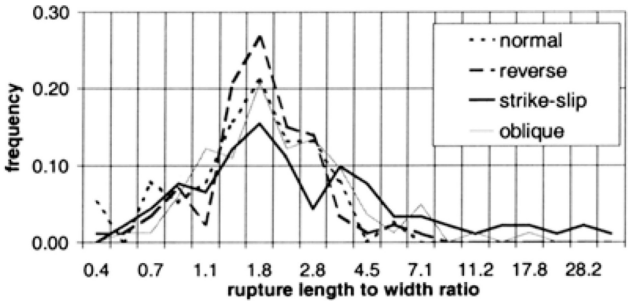

Figura 3.3.2: Distribución de razones de aspecto en función del mecanismo de ruptura. Fuente: Stock and Smith (2000).

La "distancia a la fosa", como su nombre lo indica, representa la distancia que existe entre la trinchera asociada al margen convergente de ambas placas tectónicas y el límite oeste del plano de ruptura previamente definido. Por su parte, la "complejidad" determina la cantidad de valores y vectores propios a tomar en cuenta en el cálculo del campo de deslizamiento, lo que a su vez influye directamente en la heterogeneidad del campo de deslizamiento computado, de manera que mientras mayor sea el valor de complejidad, se obtendrá una distribución de deslizamiento más heterogénea (Cifuentes-Lobos et al., 2023). Adicionalmente, este enfoque nos

permite definir un número de iteraciones por rama, esto es, la cantidad de veces que se calculará el campo de deslizamiento aleatorio creado por la expansión de Karhunen-Loève, de esta manera es posible obtener más de una distribución de deslizamiento por cada combinación de parámetros del árbol lógico. Finalmente, los parámetros geométricos considerados para caracterizar la zona sismogénica y para el cálculo de los campos de deslizamiento quedan determinados por los modelos Slab2.0 (Hayes et al., 2018) y NUVEL-1 (DeMets et al., 1990).

3.4. Adaptación del árbol lógico para el terremoto de 1835

Una correcta configuración del enfoque de árbol lógico aplicado a la caracterización de fuentes sísmicas históricas requiere de datos previos relacionados a las dimensiones del área de ruptura, o bien, a estimaciones de la magnitud del sismo (o ambas juntas), los cuales son necesarios para establecer un rango de parámetros posibles para cada nivel. Esto nos permite mitigar las incertezas asociadas a la geometría de la fuente sísmica dado que consideramos todas las combinaciones de parámetros posibles, por tanto, obtener esta información es el primer paso metodológico para considerar.

Por otro lado, los tiempos de cómputo para la generación de distribuciones de deslizamiento aleatorias dependen principalmente del número de valores establecidos para cada nivel del árbol lógico, esto es, mientras más valores se asignen a cada parámetro, más modelos de ruptura se crearán, y por ende, el procesamiento requerirá mayores recursos computacionales (Cifuentes-Lobos et al., 2023). Debido a esto, es necesario minimizar la cantidad de valores para cada parámetro requerido en cada nivel del árbol lógico, para lo cual se llevará a cabo un breve procesamiento de la información descriptiva de la fuente sísmica por medio de relaciones empíricas aplicadas en sismología a fin de establecer un rango acotado pero suficiente para generar todos los escenarios posibles de fuente sísmica.

3.4.1. Información descriptiva de la fuente sísmica de 1835

Si bien, este evento sísmico ocurrió en una época sin instrumentación sísmica, existen aproximaciones del largo de ruptura y magnitud del terremoto de 1835

disponibles en artículos atingentes y catálogos sísmicos.

Referente a la magnitud del sismo, se ha sugerido un rango de magnitud de onda superficial entre $8.0 < M_S < 8.5$ (Lomnitz, 2004), y a su vez, autores infieren una magnitud de momento sísmico preferente de M_W 8.5 (Vigny et al., 2011; Wang et al., 2012). En cuanto a la extensión del área de ruptura, se sugiere que este haya alcanzado una longitud menor en comparación con el terremoto del Maule (Cisternas et al., 2010; Quezada et al., 2012b), con largos que fluctúan entre 350 y 400 kilómetros (Nishenko, 1985; Vigny et al., 2011), y cuya área de ruptura se emplazaría latitudinalmente dentro de los 35°S y 38.5°S (Campos et al., 2002; Métois et al., 2012; Quezada et al., 2012b; Ruiz and Madariaga, 2018). Por otra parte, en base a la ubicación y distribución de las observaciones de desplazamiento vertical, es posible estimar un largo de ruptura tentativo de aproximadamente 350 kilómetros considerando la distancia existente entre las observaciones en los extremos norte y sur, en este caso, la subsidencia costera observada en Constitución y el alzamiento observado en Isla Mocha (Fitzroy, 1839). La información asociada a estimaciones de magnitud y largo de ruptura disponibles en la literatura para el terremoto de 1835 se tabulan en el cuadro 3.4.1.

3.4.2. Estimación y asignación de parámetros de entrada

En primer lugar, consideraremos las estimaciones de magnitud disponibles para el terremoto de 1835 como dato base para fijar los demás parámetros asociados a las dimensiones de ruptura. Para esto, tomaremos en cuenta el rango de magnitudes $8.0 < M_S < 8.5$ (Lomnitz, 2004), ya que abarca gran parte de las demás estimaciones de magnitud. Luego, dado que el árbol lógico exige la magnitud de momento sísmico como parámetro de entrada, se realiza la conversión del rango de magnitudes de onda superficial a magnitud de momento sísmico mediante la expresión 3.4.1 derivada desde relaciones empíricas que asocian estas variables con el momento sísmico (Hanks and Kanamori, 1979; Kausel and Ramírez, 1992).

$$M_W = \frac{2}{3}(1.50M_S + 16.30) - 10.7 \tag{3.4.1}$$

A continuación, se estiman los largos de ruptura en función de las magnitudes de

Magnitud	Largo de ruptura	Fuente
M_S 8.1	-	Askew y Algermissen, 1985
$8.0 \leq M_S \leq 8.5$	-	Lomnitz, 2004
M_S 8.5	-	CSN, 2022
$M_W \sim 8.5$	-	Wang *et al.*, 2012
M_W 8.5	$\sim$ 350 [km]	Vigny *et al.*, 2011
M_S 8.2	-	NOAA, 2022
M_L 8.3	-	Monge, 1993
-	35.5°S - 37.0°S	Ruiz y Madariaga, 2018
M 8.5	35.5°S - 38.0°S	Campos *et al.*, 2002
-	34.9°S - 38.0°S	Métois *et al.*, 2012
-	400 [km]	Nishenko, 1985
-	35.2°S - 38.4°S	Quezada *et al.*, 2012

Cuadro 3.4.1: Información sobre magnitud y largo de ruptura asociada al terremoto de Concepción de 1835.

momento sísmico empleando relaciones empíricas específicas para terremotos en zona de subducción con mecanismo inverso que relacionen este parámetro con la magnitud del sismo (Papazachos et al., 2004; Blaser et al., 2010; Strasser et al., 2010; Allen and Hayes, 2017; Thingbaijam et al., 2017; Brengman et al., 2019). Los largos de ruptura obtenidos de estas relaciones se contrastan con las estimaciones halladas en la literatura junto con las magnitudes de momento sísmico previamente transformadas (ver figura 3.4.1), y solamente se considerarán en la construcción del árbol lógico aquellas magnitudes que entreguen valores de largo de ruptura dentro del rango de estimado en estudios previos, los cuales sugieren extensiones del área de ruptura de aproximadamente 350 y 400 kilómetros (Nishenko, 1985; Vigny et al., 2011). Igualmente, se emplearán las relaciones empíricas que entregaron mejores resultados para estimar los anchos de ruptura, con el fin de establecer los valores de razones de aspecto.

En la figura 3.4.1 es posible ver que las relaciones empíricas de Allen and Hayes (2017) y Brengman et al. (2019) entregan largos de ruptura por debajo del

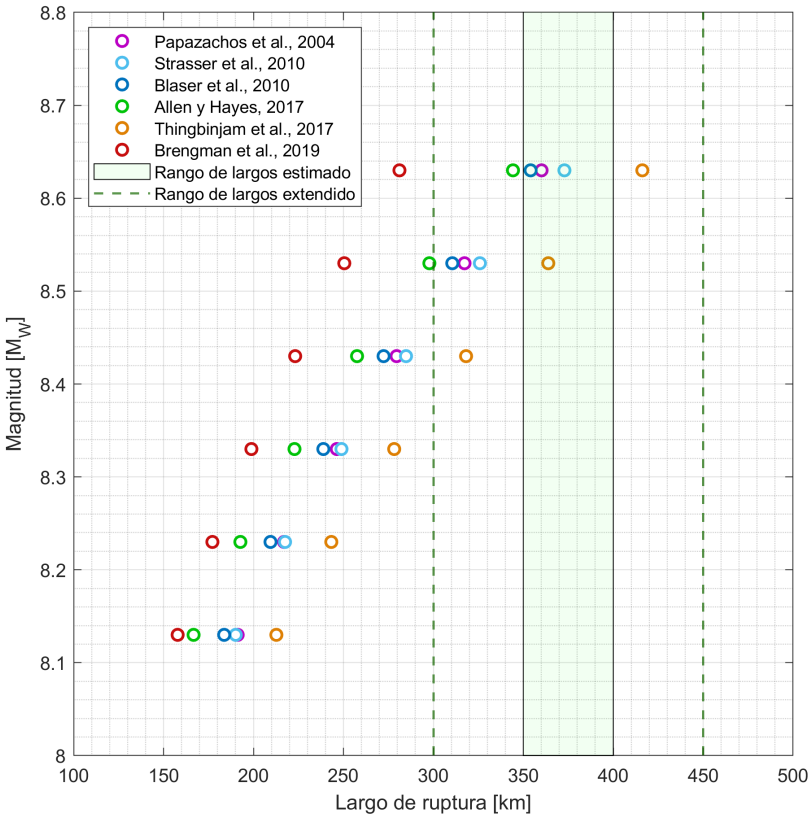

Figura 3.4.1: Magnitudes de momento sísmico en función de largos de ruptura estimados mediante relaciones empíricas para el terremoto de Concepción (círculos coloreados). La zona sombreada en verde muestra el rango de largos de ruptura estimado en estudios previos. Las líneas discontinuas en color verde muestran el margen de error agregado arbitrariamente al rango de largos de ruptura.

rango estimado en estudios previos, incluso para las magnitudes más altas, por tanto, estas relaciones empíricas no se tomarán en cuenta en la continuación del procedimiento. A su vez, utilizando las relaciones empíricas de Papazachos et al. (2004), Strasser et al. (2010) y Blaser et al. (2010) se obtienen largos de ruptura dentro del rango estimado para las magnitudes más altas ($M_W > 8.6$). En particular, empleando las relaciones empíricas de Thingbaijam et al. (2017) se obtuvieron los largos de ruptura más grandes para todo el rango de magnitudes, mostrando largos de ruptura dentro del rango observado para magnitudes entre ($8.5 < M_W < 8.6$), mientras que para $M_W > 8.6$ se exhibe un largo de ruptura superior al rango estimado.

Dada la incertidumbre inherente de los parámetros y dimensiones de la fuente sismogénica para este evento en particular, se extenderá arbitrariamente el rango

de largo de ruptura en 50 kilómetros (línea verde discontinua en figura 3.4.1), de tal manera de abarcar posibles largos de ruptura extremos y mitigar las incertezas asociadas. Además, se considerarán las magnitudes M_W correspondientes a los largos de ruptura que se encuentren dentro de este rango de extensión, pero sólo para las relaciones empíricas aceptadas. De este modo, tomaremos en cuenta el rango de magnitudes aproximado de $8.45 < M_W < 8.65$ para definir el primer nivel del árbol lógico.

Respecto a los límites latitudinales del área de ruptura, las estimaciones indican que van desde los 34.9°S hasta los 38.4°S (Métois et al., 2012; Quezada et al., 2012b; Ruiz and Madariaga, 2018), lo que indicaría un largo de ruptura aproximado de 390 kilómetros (*Latitude/Longitude Distance Calculator* https://www.nhc.noaa.gov/gccalc.shtml). Empleando esta información en conjunto con las estimaciones del largo de ruptura, se determinó un límite norte de 35.3°S y límite sur de 38.13°S para un largo de ruptura mínimo de 315 kilómetros, y un límite norte de 34.8°S y límite sur de 38.5°S para un largo de ruptura máximo de 411 kilómetros. Además, se considerará un valor intermedio para cada rango de latitudes norte y sur con el fin de aumentar el rango de valores para estos niveles y garantizar una mayor variación entre los largos de ruptura.

Por otro lado, se calculan los anchos de ruptura empleando las relaciones empíricas aceptadas (Papazachos et al., 2004; Strasser et al., 2010; Blaser et al., 2010; Thingbaijam et al., 2017). Haciendo la división entre largos y anchos, se determinan las razones de aspecto para cada una de las relaciones empíricas; $L/W = \{2, 3, 5/2, 8/3\}$, las cuales se encuentran dentro de un rango válido de $2 \leq L/W \leq 4$ (Geller, 1976).

Respecto a la distancia entre la fosa y el borde oeste del área de ruptura, se asignarán valores de 0, 10 y 20 kilómetros tomando en cuenta que el evento de 1835 fue tsunamigénico (Fitzroy, 1839; Cisternas et al., 2010; Quezada et al., 2012b), por lo que valores más grandes de distancia a la fosa podrían ser propensos a generar parches de ruptura muy profundos con poca capacidad de generar un tsunami importante. Entonces, con el fin de garantizar someridad en los parches de las distribuciones de deslizamiento, se fijarán valores bajos de distancia a la fosa en la estructura del árbol lógico.

Finalmente, se asignará un rango de complejidad constituido de cuatro valores

cercanos a 20 según lo recomendado por los autores (Cifuentes-Lobos et al., 2023), y un número de iteraciones por rama igual a 50, con el fin de garantizar una mayor cantidad de modelos aleatorios por cada combinación de parámetros. En la figura 3.4.2 se puede ver una esquematización que facilita la comprensión y sintetiza la estructura de árbol lógico parametrizada según las estimaciones descriptivas para la fuente sísmica de 1835 para la generación de distribuciones de deslizamiento aleatorias.

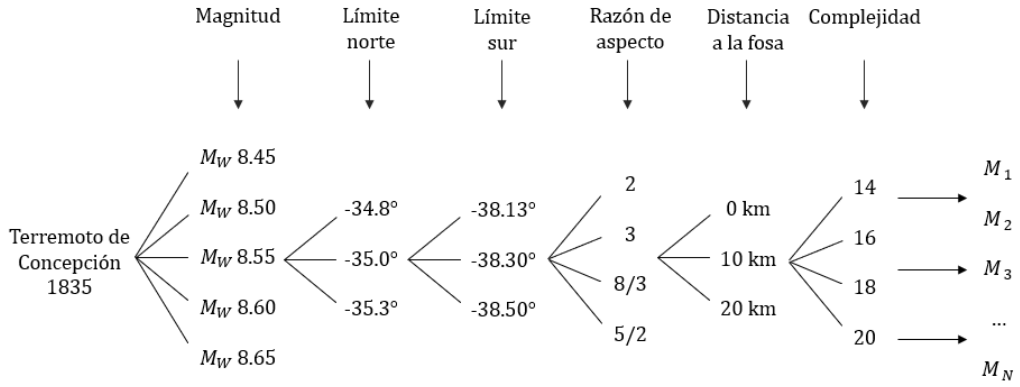

Figura 3.4.2: Esquema de la estructura de árbol lógico que muestra el rango de valores empleados en la parametrización requerida para la generación aleatoria de distribuciones de deslizamiento para el terremoto de Concepción de 1835.

Adicionalmente, Nishenko (1985) sugiere parámetros fijos de largo y ancho de ruptura de 400 y 150 kilómetros, respectivamente (*i.e.,* $RA = 8/3$), lo cual permite fijar valores únicos para los límites de ruptura norte y sur ($LN = -34.97°$ y $LS = -38.45°$), por tanto, podemos considerar esta combinación de parámetros, manteniendo fijos los parámetros de distancia a la fosa y complejidad según la estructura principal del árbol lógico, para generar otras distribuciones de deslizamiento con el fin de complementar el universo de modelos probables tomando en cuenta solamente dicha fuente de información en particular.

Capítulo 4

Parte II: Restricción de modelos

Al emplear un enfoque de árbol lógico para la generación de distribuciones de deslizamiento aleatorias, se obtiene una gran cantidad de modelos probables, lo cual permite mitigar las incertidumbres inherentes asociadas al terremoto en estudio. Sin embargo, no es posible contar con la totalidad de estos para realizar una caracterización de la fuente sísmica de 1835 a causa de la aleatoriedad con la que fueron construidos. Por lo tanto, con el fin de acotar el número de modelos probables, los modelos de fuente sísmica serán sometidos sistemáticamente a restricciones, siguiendo un procedimiento similar al visto en Cifuentes-Lobos et al. (2023), empleando simulación numérica e información histórica y del registro sedimentológico.

4.1. Recopilación de observaciones

Se realizará una búsqueda minuciosa e integra de información histórica relativa al terremoto y tsunami de 1835. Las fuentes primarias a consultar corresponden a libros y manuscritos de época (*e.g.,* Caldcleugh 1836; Fitzroy 1839; Darwin 1851), en donde se encuentran registrados con detalle las percepciones del terremoto, observaciones de cambios en el nivel del suelo, estimaciones de altura de ola, distancia de inundación, entre otros. Estos registros históricos han servido como principal fuente de información para estudios atingentes al evento antes mencionado y al segmento sísmico asociado (Cisternas et al., 2010; Quezada et al., 2012b,a; Wesson et al., 2015; Ruiz and Madariaga, 2018). Por su parte, Stewart (2019) emplea esta información histórica junto a los registros de d'Urville (1846) para

estudiar el efectos de los tsunamis históricos observados principalmente en la localidad de Penco entre los años 1570 y 1835, cuyas observaciones y estimación del área planimétrica de inundación para el evento de 1835 se puede ver en la figura 4.1.1.

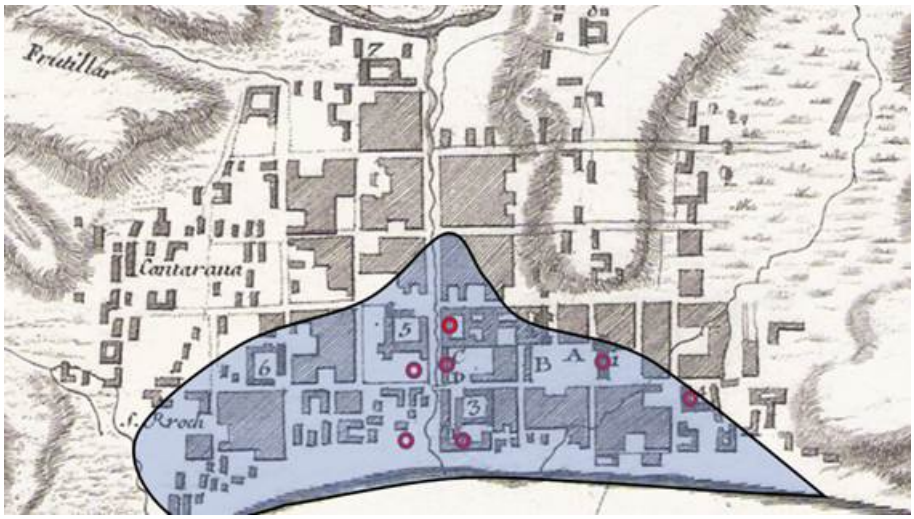

Figura 4.1.1: Mapa que muestra el área de inundación en Penco debido al tsunami generado por el terremoto de 1835. Fuente: Stewart (2019).

Por otro lado, Hong et al. (2017) y Dura et al. (2017) realizaron investigaciones en paleogeodesia y paleotsunami en la zona de traslape, lugar donde se superponen las áreas de ruptura del terremoto de Valdivia (1960) y el terremoto del Maule (2010), con el fin de determinar efectos asociados a terremotos y tsunamis históricos en las localidades de Quidico y Tirúa. Estas investigaciones se basaron en la datación mediante microfósiles marinos o diatomeas reveladas en testigos geológicos, los que tienen la capacidad de brindar información sobre la ocurrencia del tsunami y los cambios en el nivel del suelo (*i.e.,* alzamiento y/o subsidencia cosísmica). Otros documentos a consultar corresponden a libros que reúnen transcripciones y sintetizan los efectos e información macrosísmica de terremotos y tsunamis ocurridos en Chile (de Ballore, 1914; Palacios, 2016) y en otros lugares del mundo (Soloviev, 1975).

La distribución espacial de las observaciones históricas de desplazamiento vertical costero y alturas de ola asociados al terremoto y tsunami de 1835 se muestran en la figura 4.1.2.

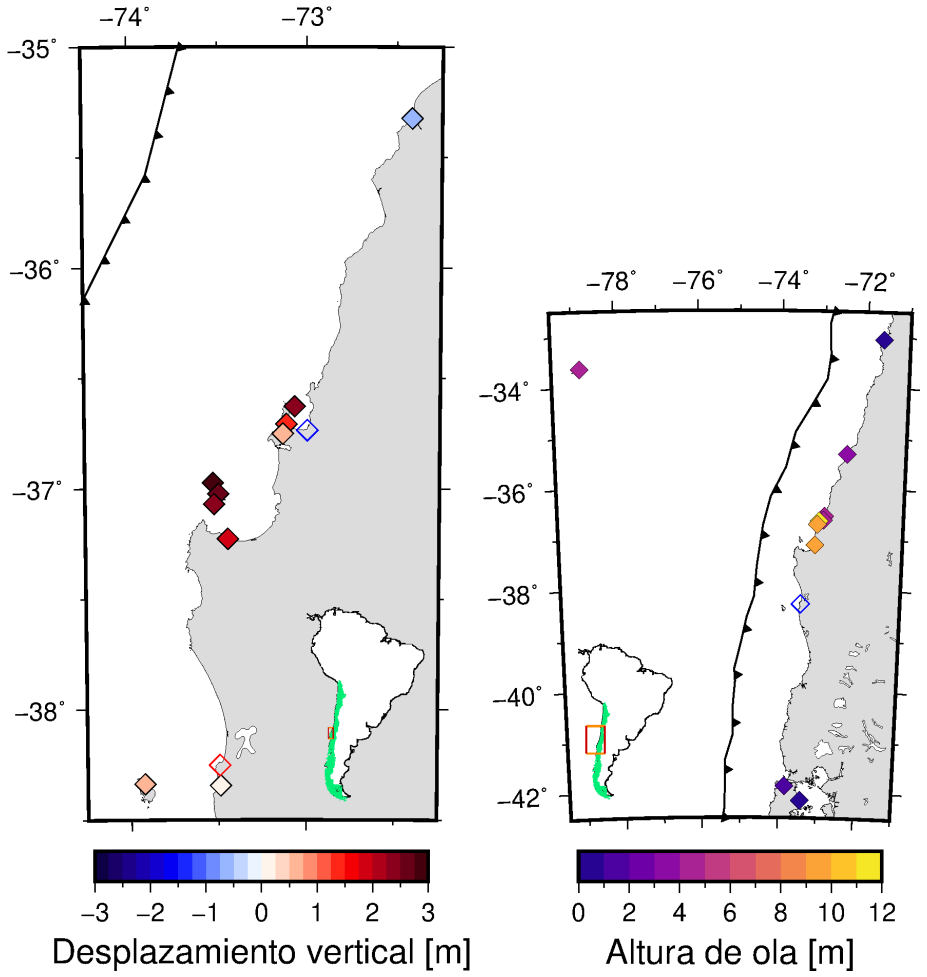

Figura 4.1.2: Observaciones recopiladas para el terremoto y tsunami de 1835 asociadas al campo de desplazamiento vertical (izquierda) y alturas de ola (derecha). Los rombos rellenos muestran datos cuantitativos y los rombos sin rellenos muestran datos cualitativos.

4.2. Restricción empleando datos de desplazamiento vertical

Por cada distribución de deslizamiento heterogénea aleatoriamente generada empleando el árbol lógico, se calcula el campo de desplazamiento vertical mediante la formulación de Okada (1985), la que permite obtener la solución analítica de la deformación cosísmica en superficie en función del deslizamiento asignado a cada subfalla del plano de ruptura.

Luego, todos los modelos de ruptura pasan por un proceso de restricción, el cual consiste en la comparación entre el dato observado y el valor del desplazamiento vertical simulado en el mismo punto. Dicha restricción es controlada por un nivel de tolerancia dado por un valor en metros que determina el error que puede cometer la restricción, dando de este modo más flexibilidad a la restricción en el caso extremo del descarte total de modelos de ruptura. En este último caso, por ejemplo, es apropiado relajar la tolerancia asignando un mayor valor a fin de garantizar la obtención de modelos filtrados. En consecuencia, el valor de tolerancia asignado es convenientemente arbitrario ya que probablemente se necesite iterar la restricción, relajando o estrechando este valor, hasta obtener modelos filtrados que se aproximen a las observaciones con el menor error posible, por tanto, el valor definitivo de la tolerancia va a ser establecido según los resultados obtenidos de la restricción.

Este nivel de tolerancia, en conjunto con la magnitud de la observación, permiten establecer un rango de validez (*i.e., rango de validez* = *observación* $\pm$ *tolerancia*); mientras más pequeño sea el rango de validez, más estricta es la restricción (y viceversa). De esta manera, se descartan todos aquellos modelos de ruptura cuyos campos de desplazamiento vertical simulados no coincidan dentro del rango de validez.

4.3. Restricción empleando observaciones de tsunami

Después del proceso de restricción empleando observaciones de desplazamiento vertical se procede a realizar el descarte de modelos empleando observaciones

históricas de tsunami. En cuanto a la finalidad, este procedimiento es análogo al anterior, sin embargo, conlleva una metodología más amplia que comprende desde la simulación de tsunamis y de mareas hasta la calibración de una expresión semiempírica para la estimación de alturas de ola desde observaciones históricas de inundación.

4.3.1. Modelación de tsunami y mareas

La modelación computacional ofrece una herramienta poderosa y de gran capacidad para representar fenómenos geofísicos. Generalmente, utilizan la física que gobierna el comportamiento de estos eventos y esquemas numéricos robustos capaces de resolver sistemas iterativos o sistemas de ecuaciones complejos. Para este estudio, necesitaremos de un modelo numérico idóneo para la simulación de tsunamis, que esté sustentado y desarrollado en base a la física que gobierna el movimiento de fluidos, tanto en el océano profundo como en aguas someras, y que emplee como fuente inicial un modelo de fuente sísmica.

En primer lugar, y con el fin de analizar el tsunami generado por los campos de desplazamiento vertical asociados a los modelos restringidos, se empleará COMCOT versión 1.7 (Cornell Multigrid Coupled Tsunami model) el cual corresponde a un modelo numérico ampliamente usado para la simulación de tsunamis (Wang, 2009). COMCOT v1.7 emplea el método numérico de diferencias finitas en un esquema explícito de salto de rana para resolver las ecuaciones de aguas someras (Liu et al., 1998), tanto en su forma lineal (aguas profundas) como no lineal (en aguas poco profundas). Para la caracterización del fondo del océano y la costa, el modelo utiliza información topobatimétrica en un dominio mallado de manera regular y equiespaciada (*i.e.,* $\Delta x = \Delta y$), y además permite trabajar con un sistema de anidamiento de grillas, permitiendo aumentar la resolución topobatimétrica sólo en las regiones de interés, minimizando así los tiempos de cómputo. Por cada simulación se permite un total de 12 grillas topobatimétricas y un máximo de 4 niveles de anidación, en donde la grilla que engloba todo el dominio de simulación se denomina grilla parental y corresponde al nivel 1 de anidación.

Dada las limitaciones del modelo numérico en función de la cantidad de grillas anidadas a considerar, se realizarán dos modelaciones independientes, una para las observaciones en la zona centro (*i.e.,* desde Dichato hasta Colcura, ver figura 4.3.2)

y una segunda para las observaciones de la zona norte y sur (*i.e.,* Valparaíso, IRC y Chiloé, ver figura 4.3.3). Para el dominio espacial de la simulación se implementará un sistema anidado de grillas topobatimétricas de tres y cuatro niveles en las diez localidades con observaciones. Para el dominio global de la simulación, se emplea una grilla de 2.16' de resolución (ver figura 4.3.1) obtenida desde los datos topobatimétricos globales ETOPO1 (Amante and Eakins, 2009). Para el nivel 2 se extraen grillas de 0.54' de resolución desde la base de datos STRM30 plus (Becker et al., 2009). Las grillas de mejor resolución asociadas al nivel 3 y 4 (ver figuras 4.3.2 y 4.3.3) se construyeron empleando la información batimétrica del Centro Nacional de Datos Hidrográficos y Oceanográficos (CENDHOC) del Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de la Armada de Chile (SHOA) en conjunto con la información topográfica satelital SRTM 1 Arc-Second Global (Farr et al., 2007), de donde se obtuvieron grillas de 0.015' y 0.018' de resolución mediante el procesamiento de datos en el software de código abierto Generic Mapping Tools (Wessel et al., 2013).

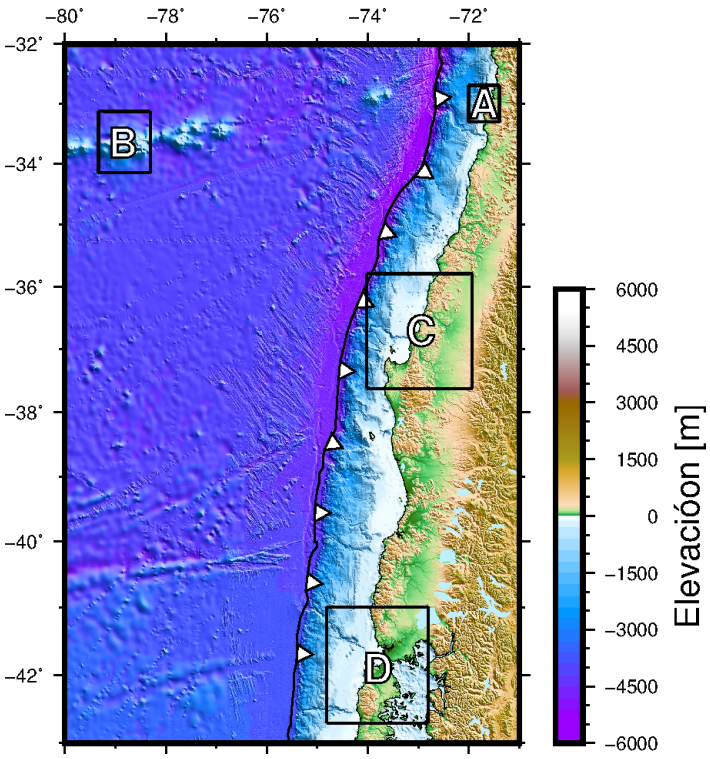

Figura 4.3.1: Dominios computacionales espaciales empleados para las simulaciones de tsunami. La imagen muestra el dominio espacial global de la grilla nivel 1. Los subdominios A, B, C y D corresponden a grillas nivel 2, en donde A, B, y D se emplearán para las simulaciones en la zona norte y sur, y el subdominio C para la zona centro.

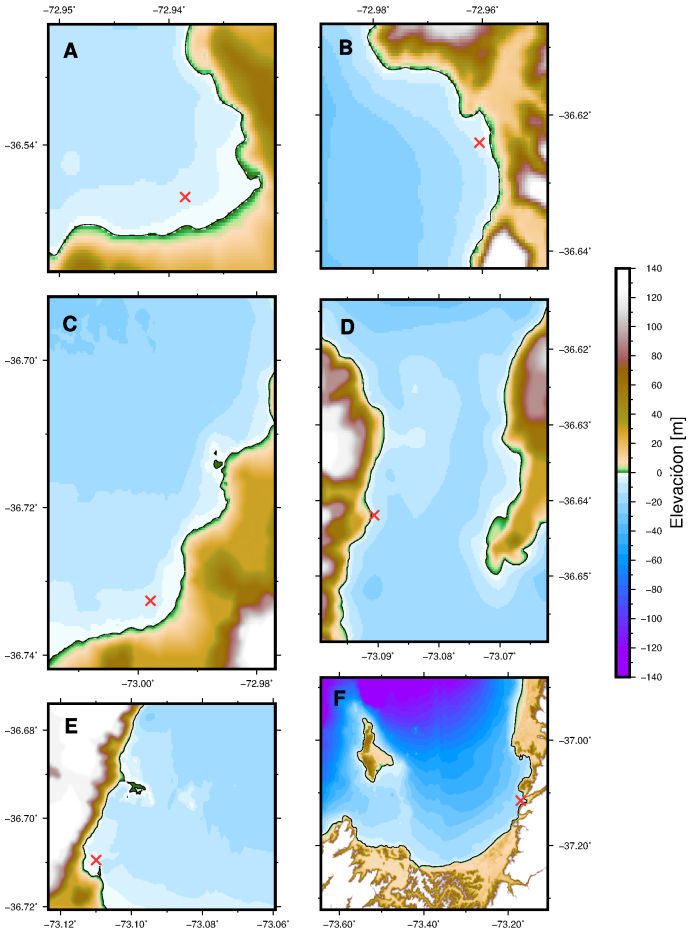

Figura 4.3.2: Dominios espaciales para las grillas topobatimétricas nivel 4 correspondiente a (A) Dichato, (B) Tomé, (C) Penco, (D) Boca Chica, (E) Talcahuano y nivel 3 para (F) Golfo de Arauco. La x en color rojo indica la ubicación del mareógrafo virtual configurado para la simulación de series de tiempo de tsunami.

En la simulación de tsunamis sismogénicos, este modelo emplea la teoría lineal de dislocación elástica para determinar el desplazamiento vertical del suelo oceánico (Okada, 1985). Igualmente, COMCOT v1.7 admite archivos de datos de deformación del suelo oceánico, por lo que se emplearán los campos de desplazamiento vertical asociados a las distribuciones de deslizamiento restringidos para caracterizar la condición inicial del tsunami. En cuanto a las salidas, el modelo permite obtener distintos tipos de resultados tales como series de tiempo unidimensionales del tsunami medidas por mareógrafos virtuales, el campo horizontal de la amplitud y velocidad del tsunami, y mapas de inundación, de los cuales estos últimos, al ser bidimensionales, necesitan de un mayor tiempo de cómputo. Luego, debido al gasto de recursos computacionales que conlleva

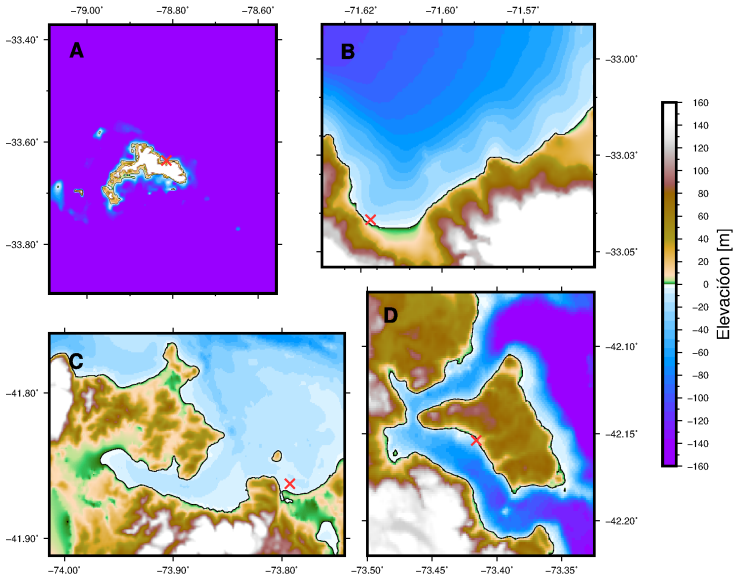

Figura 4.3.3: Dominios espaciales para las grillas topobatimétricas nivel 3 correspondiente a (A) Archipiélago Juan Fernández y (D) Isla Caucague, y nivel 4 correspondientes a (B) Valparaíso y (C) Ancud. La x en color rojo indica la ubicación del mareógrafo virtual configurado para la simulación de series de tiempo de tsunami.

la simulación numérica, sumado a la enorme cantidad de modelos que se deben restringir, se obtendrán como resultado de las simulaciones solamente las series de tiempo del tsunami (*i.e.,* amplitud en función del tiempo) que muestran la elevación de la superficie del agua en puntos fijos dados por mareógrafos virtuales desplegados cercanos a la línea de costa considerando las grillas de mayor resolución (ver imagen 4.3.2 y 4.3.3).

Es relevante señalar que la obtención de resultados realistas y confiables va a depender de la estabilidad y convergencia de la simulación, los cuales están condicionados por la elección del paso de tiempo (Δt), el cual se relaciona con el tamaño de celda de la grilla (Δx), de tal manera de satisfacer la condición de Courant-Friedrichs-Lewy (ver expresión 4.3.1), en donde g es la aceleración de gravedad y h_{max} es la máxima profundidad del agua. En caso de no cumplir con tal condición para un paso de tiempo determinado, COMCOT lo adaptará automáticamente a un máximo permitido de $0.5\Delta x/\sqrt{gh_{max}}$.

$$\Delta t < \frac{\Delta x}{\sqrt{gh_{max}}} \tag{4.3.1}$$

Por otro lado, es de suma importancia tomar en consideración el estado de la marea en el contexto de modelación de tsunamis históricos, ya que esta influye directamente en la altura del tsunami al interactuar con la costa. Por tanto, será necesario realizar simulación de amplitud de mareas para determinar las bajamares y pleamares en aquellos lugares con observaciones de tsunami. Para ello, emplearemos TPXO 8 Atlas, el cual corresponde a un modelo global de predicción de mareas barotrópicas basado en constituyentes armónicos derivados de datos altimétricos captados por la misión satelital TOPEX/POSEIDON (Egbert and Erofeeva, 2002). Este modelo se encuentra implementado en el paquete "Tide Model Driver" (TMD por sus siglas en inglés) encriptado y disponible para MATLAB, el cual nos permite acceder a los constituyentes armónicos de marea a través de una interfaz gráfica de usuario para facilitar las predicciones de amplitud de marea (Padman and Erofeeva, 2005). La simulación requiere de una ventana de tiempo para la cual se necesite simular las amplitudes, las coordenadas geográficas del lugar de interés y seleccionar los componentes principales de marea, de los cuales se pueden escoger entre 13 constituyentes diurnos y semidiurnos. La obtención de la señal de marea simulada para el año 1835 permitirá establecer un valor promedio de pleamar y bajar con el objetivo de definir un margen de error para el proceso de restricción.

4.3.2. Obtención de altura de ola desde observaciones históricas

En los registros históricos asociados al tsunami y sus efectos en la topografía, es posible encontrar observaciones de altura de ola, distancia horizontal de inundación, run-up e incluso el tiempo de arribo de las primeras olas. Sin embargo, el dato necesario en la etapa de restricción de modelos es precisamente la altura de ola, dado que este es el único parámetro que será comparado con las amplitudes máximas registradas por los mareógrafos virtuales obtenidos de la simulación de tsunami. Al mismo tiempo, es importante considerar la mayor parte de las observaciones históricas en el proceso de restricción a fin de descartar la mayor cantidad de modelos improbables.

El tsunami se origina en el océano profundo, se propaga en el océano abierto y finaliza en su interacción con la costa. Es en este lugar en donde el fenómeno provoca desastres de carácter socioeconómicos y pérdidas humanas. En virtud de

esto, se han llevado a cabo muchos estudios asociados a la mitigación de tsunamis y evaluación de riesgo, los cuales se enfocan en la estimación de las áreas propensas a inundación y elaboración de mapas de peligro que permitan informar a la población sobre las zonas que posiblemente se verán afectadas ante la ocurrencia de un tsunami. Para este fin, diversos estudios han propuesto metodologías que van desde la formulación de relaciones empíricas, mediante el ajuste de observaciones de tsunami, hasta modelos numéricos estructurados en base a la física de la ondas de gravedad capaces de estimar las áreas de inundación.

En la teoría, podemos encontrar parámetros que caracterizan el comportamiento y alcance espacial del tsunami en su ingreso al continente. Uno de estos es el "run-up" (R, ver en figura 4.3.4), definido como la cota máxima de inundación, esto es, la altura vertical sobre el nivel del mar del lugar en donde se detuvo el flujo de tsunami luego de su ingreso al continente. Luego, se tiene la "distancia de inundación" (L, ver en figura 4.3.4), que como su nombre lo indica, determina el alcance máximo horizontal del flujo en el continente. Es necesario contar con las estimaciones de estos parámetros para una estimación de las zonas de inundación en áreas costeras, y por consiguiente, para el funcionamiento óptimo de los sistemas de alerta temprana de tsunamis en estas zonas potencialmente amenazadas.

Una de las estimaciones de run-up más triviales asume que la altura de run-up en la costa tendrá una elevación igual a la altura de las olas en la costa (Houston and Garcia, 1974), basándose en la idea de que un tsunami actúa como una marea que sube rápidamente. Por otro lado, varios estudios experimentales resumidos en Camfield (1980) demuestran que en pendientes de terreno más aplanadas (menor que 0.14) el run-up es menor o igual a la altura de la ola en la línea de costa. En cambio, para pendientes más empinadas se tiene una altura de run-up con mayor alcance vertical. Analíticamente, otros estudios han podido desarrollar expresiones para el cálculo del run-up máximo para ondas solitarias, como lo es el caso de "la ley del run-up" (Synolakis, 1987), en dónde el run-up máximo está en función de la amplitud inicial del tsunami y la pendiente desde la fosa hasta la línea de costa. Sin embargo, la interacción del tsunami con la topografía depende también de otras variables asociadas a las características físicas de la costa y del terreno, las que pueden afectar tanto la energía como el régimen de flujo de inundación.

En base a lo anterior, Smart et al. (2016) desarrollaron ecuaciones para la estimación de la distancia de inundación (L, ver ecuación 4.3.2) y run-up (R, ver

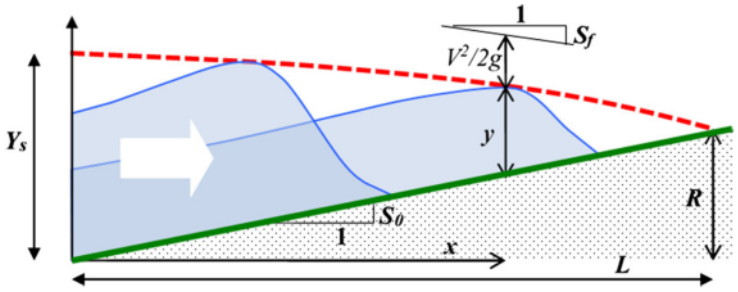

Figura 4.3.4: Esquema que muestra el avance del tsunami al interior del continente desde la línea de costa. Se indican parámetros como el nivel de la cresta de ola (Y_s), distancia de inundación en tierra (L), altura de run-up (R), pendiente uniforme del terreno (S_0) y profundidad del agua o de inundación (y). La línea roja discontinua representa el perfil de las crestas de ola. Fuente: Smart et al. (2016).

ecuación 4.3.3), la cual fue derivada de la ecuación de energía de Bernoulli para un flujo unidimensional, asumiendo que el flujo en la cresta de la ola en tierra tiene una velocidad promediada en profundidad y es cuasi estable. Estas expresiones estiman la distancia de inundación y el run-up en función de la altura de ola en la costa (Y_S), la pendiente del terreno (S_0) y un parámetro de rugosidad definido por los autores como "apertura de rugosidad" (a_R). La expresión para el cálculo de la distancia de inundación (ecuación 4.3.2) describe un decaimiento logarítmico de la profundidad del flujo de tsunami a medida de que ingresa al continente desde la línea de costa debido a la fricción, cuya tasa de disminución depende de la apertura de rugosidad (ver figura 4.3.4).

$$L = \frac{3a_R}{2} \ln\left(\frac{Y_s}{a_R S_0} + 1\right) \tag{4.3.2}$$

$$R = LS_0 \tag{4.3.3}$$

La apertura de rugosidad es un parámetro derivado por los mismos autores, y se define como $a = 2d/f$, en donde d es la distancia entre obstáculos y f es el factor de fricción de Darcy, que para el caso de flujos turbulentos, como un flujo de tsunami que ingresa al continente, tiene un valor de $f = 0.05$ (Smart et al., 2016). Entonces, el sentido físico de este parámetro se relaciona con una distancia promedio entre los obstáculos que enfrenta el flujo del tsunami al ingresar al continente, lo cual provoca una atenuación energética del flujo. En otras palabras,

una mayor distancia entre obstáculos sugiere un mayor valor de apertura de rugosidad, lo cual implica un menor poder de atenuación, por lo tanto, el flujo de tsunami alcanzaría una mayor distancia de inundación (y viceversa).

Los autores destacan que no existen valores disponibles de a_R para distintos tipos de cobertura de suelo ya que el método es novedoso, por lo que sugieren calibrar las ecuaciones predictivas 4.3.2 y 4.3.3 de manera empírica empleando observaciones de distancia de inundación o de run-up medidos en eventos anteriores, seleccionando el parámetro que mejor se ajuste a las observaciones.

4.3.2.1. Calibración de ecuación predictiva

Con el propósito de recuperar la altura de ola desde la distancia de inundación o el run-up, se emplearán las expresiones (4.3.2) y (4.3.3) derivadas por Smart et al. (2016). Antes, será necesario calibrar la expresión 4.3.2 mediante el ajuste de la apertura de rugosidad (a_R) acorde a las zonas costeras con observaciones disponibles. En vista de que tal parámetro guarda relación con la distancia entre los objetos que obstaculizan el paso del flujo de tsunami, se deben clasificar las zonas de estudio según las características del terreno y conformación urbana que presenten, esto es, considerar la densidad y distribución de ciertos elementos presentes en la zona (*e.g.,* árboles, edificios, etc). Para fechas históricas anteriores al siglo XIX, o concretamente para el año 1835, es poco probable encontrar imágenes que muestren en detalle las características de todas las localidades en las cuales contamos con observaciones. Debido a esto, se tomará el escenario asociado al tsunami generado por el terremoto del 2010 como base para el proceso de calibración, dado que existen imágenes del uso de terreno (ver figura 4.3.5) y observaciones del tsunami para varias localidades costeras de Chile (e.g., Fritz et al., 2011). Entonces, se definirá una clasificación generalizada para zonas costeras de Chile que caracterice distintivamente estos sitios en función de la densidad de obstáculos que presenten según el criterio de uso de suelo basándonos en estudios anteriores (Kotani, 1998; Bricker et al., 2015). Para tal criterio, se definen las siguientes características:

- Densidad tipo 1: zonas con baja o nula densidad urbana (ocupación territorial de 0 % a 20 %), escasa vegetación densa (árboles pequeños o arbustos ampliamente distribuidos) y llanuras amplias (imagen A, figura 4.3.5).

- Densidad tipo 2: zonas con densidad urbana intermedia (ocupación territorial de 20 % a 50 %), casas erráticamente distribuidas, vegetación medianamente densa y organización urbanística no uniforme (imagen B, figura 4.3.5).
- Densidad tipo 3: zonas con alta densidad urbana (ocupación territorial de 50 % a 80 %), vegetación abundante, calles pavimentadas y organización urbanística hipodámica (imagen C, figura 4.3.5).

Se usará el sistema de información geográfica Google Earth con el fin de visualizar y determinar las características asociadas a cada zona en las cuales se cuente con información para el ajuste del parámetro a_R. Por otra parte, dadas las variables que describen el comportamiento de la inundación según Smart et al. (2016), se emplearán observaciones de distancia de inundación, run-up, pendiente de terreno y altura de ola para tsunamis ocurridos recientemente en localidades costeras chilenas que se encuentren documentadas en detalle. Para este fin, se consultarán las investigaciones de Fritz et al. (2011), quienes realizaron un estudio de campo posterior al tsunami causado por el terremoto del Maule (2010) registrando datos de distancia de inundación y run-up. Además, se usará la información tabulada en Vargas et al. (2011) asociada a la altura de ola observada por el mismo tsunami. Los datos empleados en el proceso de calibración se grafican en la figura 4.3.6, en donde se puede observar que la distancia de inundación disminuye en función del aumento de la pendiente de terreno dada por la razón entre el run-up y la distancia de inundación, describiendo un decaimiento exponencial de la altura de ola.

El procedimiento parte por tabular los datos necesarios tales como run-up (R) e inundación (I), con los que se calcula la pendiente como $S_o = R/I$ (Reese et al., 2011), y la altura de ola (Y_s) para cada uno de los lugares que se correspondan con las densidades tipo 1, 2 y 3 antes descritas, generando 3 archivos con observaciones. Luego, el procedimiento de calibración se llevará a cabo mediante un proceso iterativo de cálculo de residuales entre valores de distancia de inundación estimados y observados. La predicción de los valores de inundación se genera empleando la ecuación 4.3.2 y un arreglo de aperturas de rugosidad a_{R_ij},

El siguiente paso consiste en el cálculo de la inundación mediante la expresión 4.3.2, utilizando como parámetro a_R un vector de n valores (a_{R_i}) con el fin de variar las estimaciones de la inundación para distintos valores de rugosidad. Luego,

Figura 4.3.5: Ejemplos de zonas costeras características para los tipos de densidades definidas. Imagen A: densidad tipo 1 (Isla Mocha). Imagen B: densidad tipo 2 (Dichato). Imagen C: densidad tipo 3 (puerto de Talcahuano). Fuente: Google Earth, 2022.

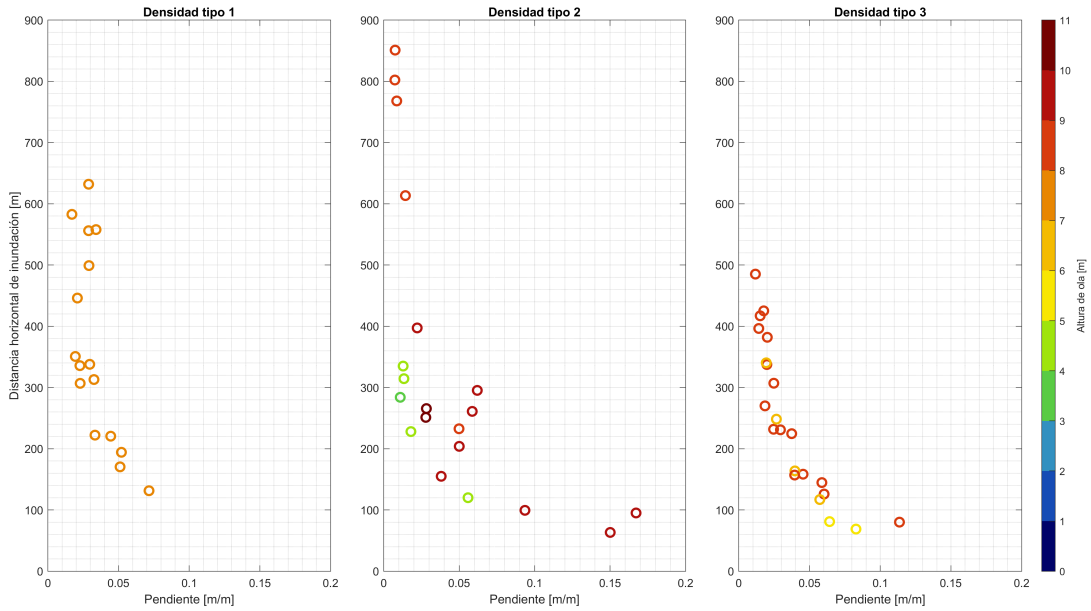

Figura 4.3.6: Observaciones de tsunami empleadas para el proceso de calibración de la ecuación predictiva. Los datos corresponden a observaciones y mediciones de campo realizadas posteriormente al tsunami del 2010 (Fritz et al., 2011; Vargas et al., 2011) en localidades que compartan las densidades tipo 1, 2 y 3 (ver Anexo B).

se cuantifican las diferencias entre la observación y las inundaciones calculadas (I_i) empleando métricas como el error absoluto medio (MAE por sus siglas en inglés, ecuación 4.3.4) y la raíz del error cuadrático medio (RMSE por sus siglas en inglés, ecuación 4.3.5). Este cálculo es iterado el número de veces indicado por la cantidad de datos que contenga el archivo de observaciones, y se repite el proceso para cada tipo de densidad. Luego, el valor de la apertura de rugosidad que será asignado a cada tipo de densidad corresponderá al promedio de los a_R que minimizaron los errores calculados. Finalmente, se comprobará la predictividad de la ecuación de Smart et al. (2016) en función de los valores a_R obtenidos previo a su aplicación con el fin de ratificar la fiabilidad de estos.

$$MAE = \frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}|y_i - \hat{y}_i| \tag{4.3.4}$$

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}(y_i - \hat{y}_i)^2} \tag{4.3.5}$$

4.3.2.2. Parámetros de rugosidad ajustados

En general, los valores de a_R obtenidos muestran un comportamiento físico esperado en relación al tipo de densidad que estos caracterizan, independiente del tipo de métrica empleada, entregando valores altos de a_R para grandes distancias entre obstáculos determinadas por la densidad tipo 1, valores intermedios para la densidad tipo 2 y los menores valores de a_R obtenidos para la densidad tipo 3 asociada a distancias más reducidas entre obstáculos (ver cuadro 4.3.1). Las curvas de error (ver figura 4.3.7) muestran que los mínimos globales de cada métrica convergen alrededor de los $a_R = 400$ [m] y $a_R = 200$ [m] para las densidades tipo 2 y 3, respectivamente. Por el contrario, las curvas de error asociadas a la densidad tipo 1 muestran que los mínimos globales de cada métrica no convergen a valores cercanos de a_R, observándose una diferencia importante entre ambos valores de a_R obtenidos, lo cual podría afectar a la predictividad de la ecuación 4.3.2 para este tipo de densidad, por lo que la elección de uno de los dos valores de a_R queda sujeto al análisis posterior.

	a_R [m]	MAE [m]	a_R [m]	RMSE [m]	N
Densidad tipo 1	710	90.44	1125	127.29	16
Densidad tipo 2	417	56.51	404	71.13	20
Densidad tipo 3	215	29.40	205	36.86	22

Cuadro 4.3.1: Valores de apertura de rugosidad a_R minimizados según el error absoluto medio (MAE) y la raíz del error cuadrático medio (RMSE). N: cantidad de datos empleados en el procesamiento.

Al analizar el desempeño de la ecuación predictiva para cada tipo de densidad empleando las observaciones de tsunami utilizadas en el proceso de calibración en conjunto con los valores de a_R minimizados, es posible observar que las estimaciones de distancia de inundación exhiben un claro decaimiento logarítmico negativo en función de la pendiente de terreno explicado por la ecuación predictiva para los 3 tipos de densidad. Esta tendencia es destacada por las curvas de ajuste exponencial para ambos conjuntos de datos, las cuales evidencian una variación relevante entre estimaciones y observaciones referentes a la densidad tipo 1 (ver figura 4.3.8), en especial para pendientes cercanas a 0.03 debido al alto nivel de dispersión de los datos observados, en cambio, para pendientes mayores a 0.04 es posible

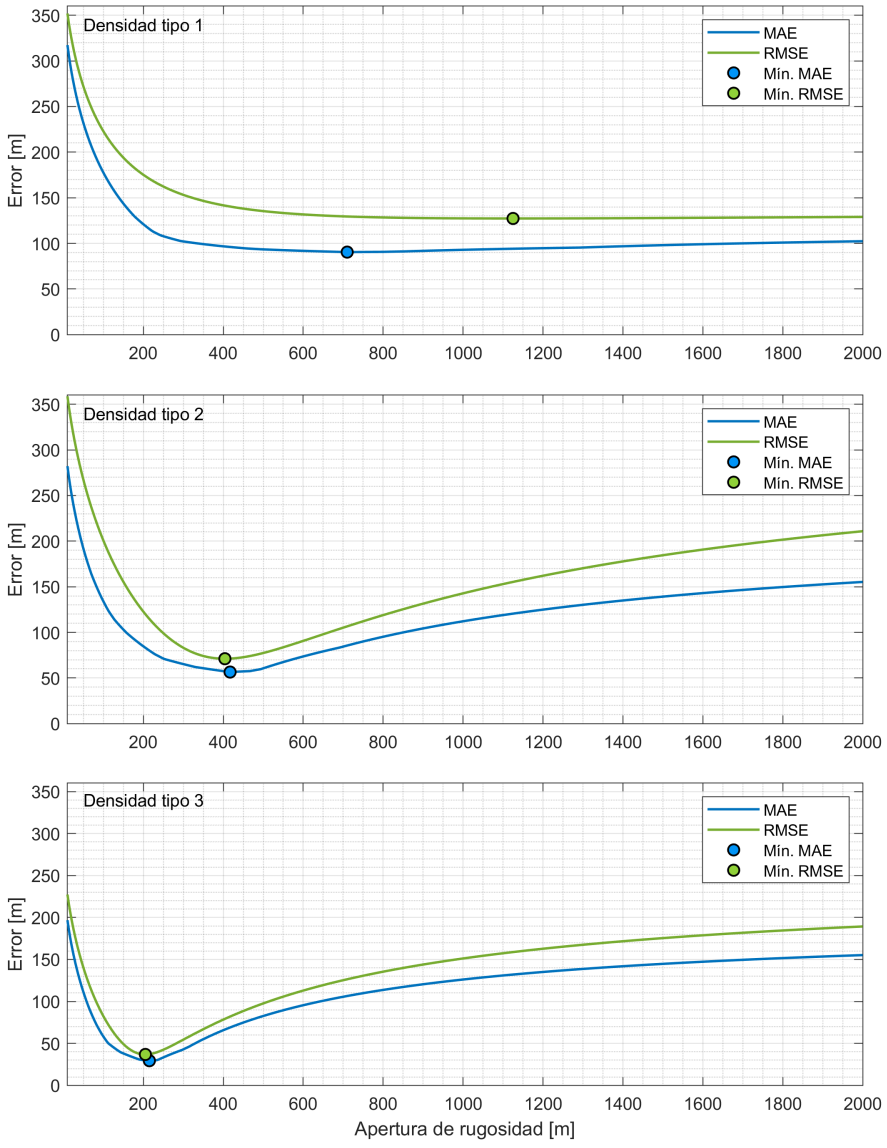

Figura 4.3.7: Curvas de error que muestran el comportamiento del MAE (azul) y RMSE (verde) en función de la apertura de rugosidad (a_R). Los mínimos globales de ambas curvas establecen los valores de a_R que minimizan los errores en el cálculo de la inundación empleando la ecuación 4.3.2.

rescatar un buen rendimiento en las estimaciones, evidenciado por las curvas de ajuste y su tendencia a converger. Luego, no podríamos garantizar buenos resultados empleando estos valores obtenidos para la densidad tipo 1, menos aún para realizar estimaciones en lugares de baja pendiente (<0.04). Por el contrario, las curvas asociadas a las densidades tipo 2 y 3 exhiben una mayor similitud entre los datos observados y estimados (ver figura 4.3.9 y 4.3.10), logrando un mejor ajuste con desviaciones menores, y por ende, una mejor aproximación de las predicciones de inundación hacia las observaciones en todo el dominio de las pendientes. Particularmente, en la densidad tipo 2 es posible notar que las curvas de ajuste difieren sólo para pendientes alrededor de 0.015 y 0.03, en donde existe una mayor desviación entre los datos observados y calculados. Sin embargo, esta variación no muestra ser considerable como para desestimar la aplicación de los valores de a_R para este tipo de densidad.

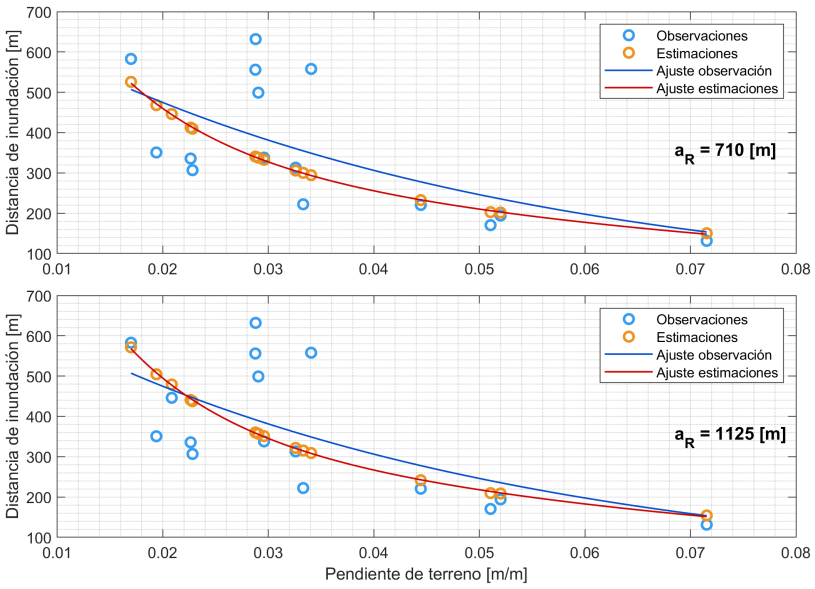

Figura 4.3.8: Distancia de inundación en función de la pendiente de terreno. Los círculos azules muestran las distancias de inundación observadas, mientras que los círculos rojos muestran las estimaciones obtenidas de la ecuación predictiva empleando las métricas minimizadas por MAE (imagen superior) y RMSE (imagen inferior) correspondientes a la densidad tipo 1.

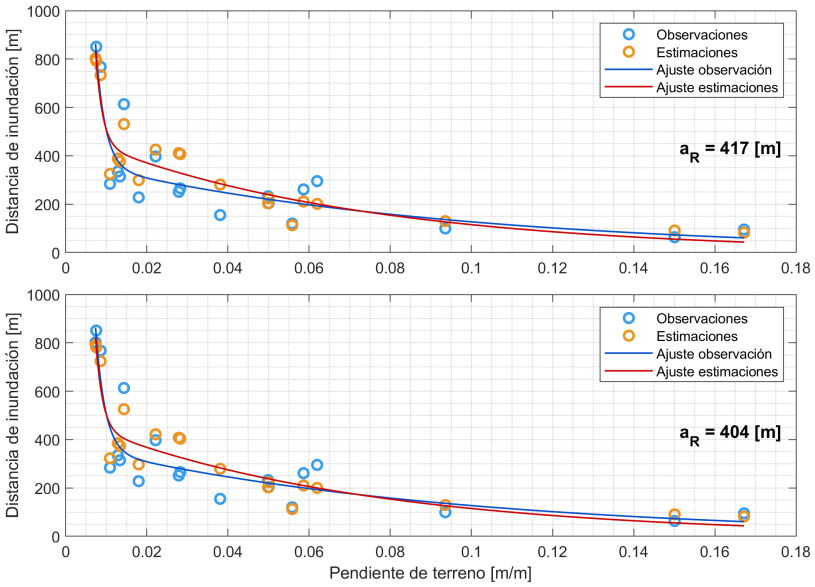

Figura 4.3.9: Distancia de inundación en función de la pendiente de terreno. Los círculos azules muestran las distancias de inundación observadas, mientras que los círculos rojos muestran las estimaciones obtenidas de la ecuación predictiva empleando las métricas minimizadas por MAE (imagen superior) y RMSE (imagen inferior) correspondientes a la densidad tipo 2.

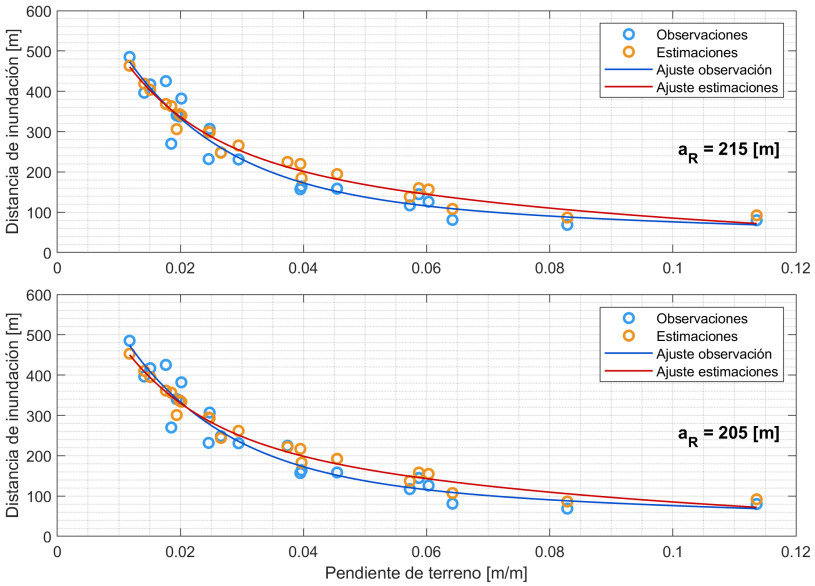

Figura 4.3.10: Distancia de inundación en función de la pendiente de terreno. Los círculos azules muestran las distancias de inundación observadas, mientras que los círculos rojos muestran las estimaciones obtenidas de la ecuación predictiva empleando las métricas minimizadas por MAE (imagen superior) y RMSE (imagen inferior) correspondientes a la densidad tipo 3.

Luego, al comparar las estimaciones en función de las observaciones de distancia de inundación podemos notar que los datos asociados a la densidad tipo 1 muestran una dispersión importante, y un ajuste lineal de poca fuerza a la vez (ver figura 4.3.11), señalando de esta manera una asociación débil entre las estimaciones y las observaciones. En consecuencia, se tuvo una menor capacidad de predicción por parte de la ecuación predictiva para este tipo de densidad. Respecto a las densidades tipo 2 y 3, es posible notar una mejor dispersión en torno a la línea de identidad con desviaciones menores, de modo que las rectas de regresión asociadas muestran pendientes similares a esta línea (ver figuras 4.3.12 y 4.3.13), indicando así una fuerte asociación entre predicción y observación para ambos tipos de densidades. Estas interpretaciones muestran consistencia con el anteriormente realizado mediante el análisis de las curvas de ajuste exponencial. Igualmente, para todos los tipos de densidad no se aprecian diferencias importantes entre las distancias de inundación calculadas con los valores de a_R minimizados por ambas métricas de error. Luego, existe consistencia entre los análisis de ajuste exponencial y lineal respecto del rendimiento de la ecuación predictiva 4.3.2 según los distintos tipos de densidad de suelo definidos.

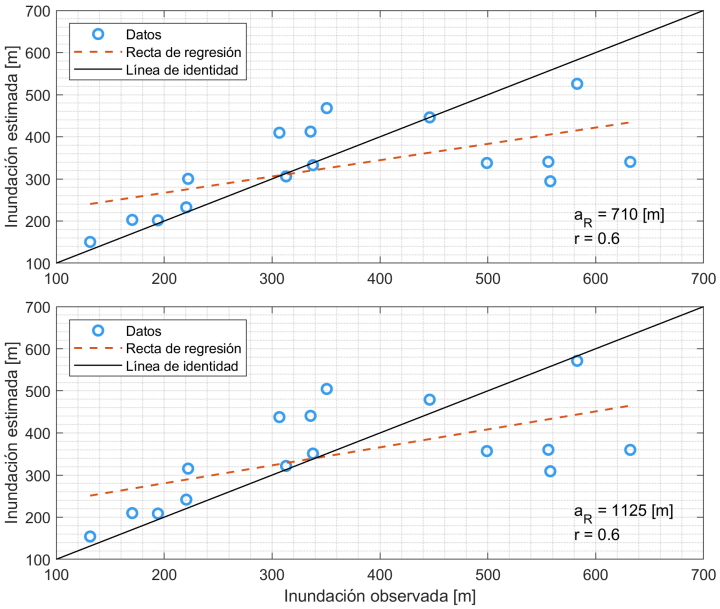

Figura 4.3.11: Diagrama de dispersión entre la distancia de inundación observada y calculada utilizando las aperturas de rugosidad obtenidas mediante MAE (imagen superior) y RMSE (imagen inferior) correspondientes a la densidad tipo 1.

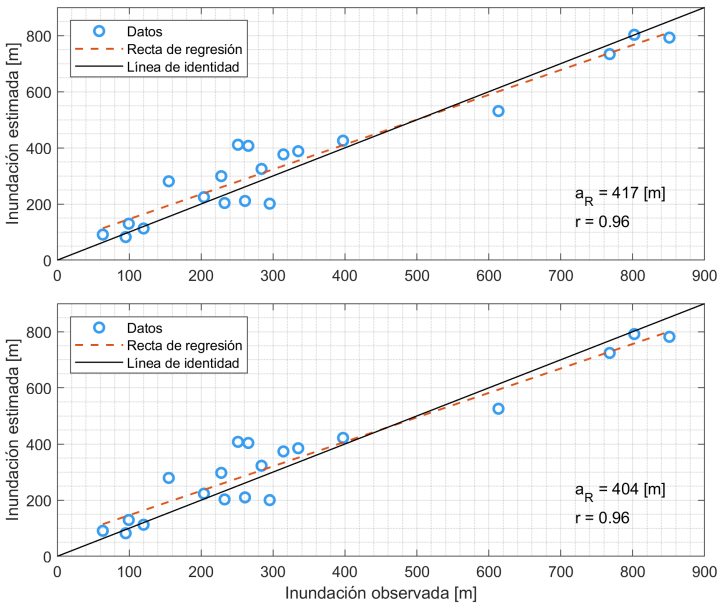

Figura 4.3.12: Diagrama de dispersión entre la distancia de inundación observada y calculada utilizando las aperturas de rugosidad obtenidas mediante MAE (imagen superior) y RMSE (imagen inferior) correspondientes a la densidad tipo 2.

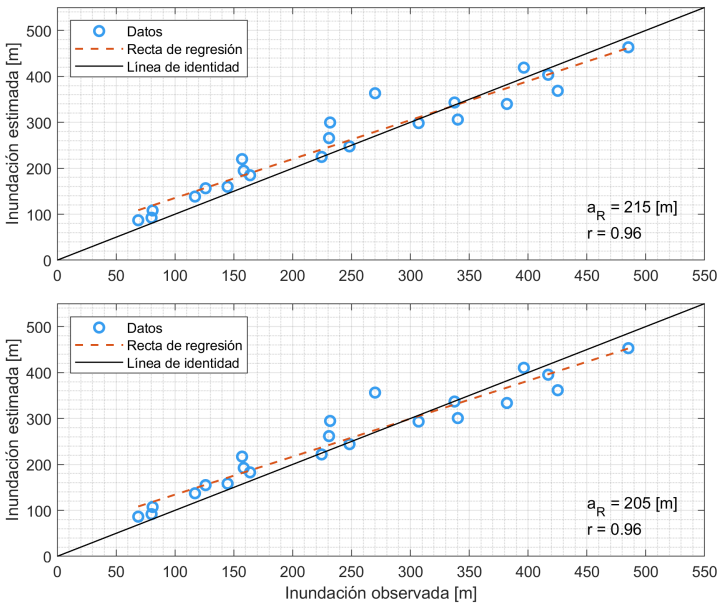

Figura 4.3.13: Diagrama de dispersión entre la distancia de inundación observada y calculada utilizando las aperturas de rugosidad obtenidas mediante MAE (imagen superior) y RMSE (imagen inferior) correspondientes a la densidad tipo 3.

Debido a lo explicado en los análisis anteriores, se deberá prescindir de los valores de a_R obtenidos para la densidad tipo 1 al momento de convertir distancias de inundación a alturas de ola para observaciones en lugares asociados a las características dadas por este tipo de densidad.

4.3.2.3. Conversión distancia de inundación - altura de ola

Empleando la información histórica asociada a distancias de inundación avistadas en Talcahuano y Penco, en conjunto con pendientes medias y las aperturas de rugosidad calibradas para cada uno de los tipos de densidad según cada métrica, se realiza la conversión de la distancia de inundación a altura de ola mediante la expresión 4.3.6, obtenida desde la ecuación 4.3.2. Para el caso de Talcahuano sólo se realizará la conversión con el fin de evaluar la predictividad de la ecuación comparando con la observación registrada en Fitzroy (1839). Adicionalmente, se realizará la conversión para el dato de inundación en Perales sólo para estudiar la respuesta de la conversión empleando ambos parámetros a_R obtenidos.

$$Y_S = a_R S_0 \left(\exp\left(\frac{2L}{3a_R} \right) - 1 \right) \tag{4.3.6}$$

El parámetro de rugosidad fue asignado bajo suposiciones lógicas en base a la temporalidad de la densidad de obstáculos y desarrollo urbano debido a la escasa o nula cantidad de información referente al estado del uso del suelo en las localidades de interés para el año 1835. Considerando que el estado actual del puerto de Talcahuano se asocia a una zona con alta densidad urbana caracterizada por la densidad tipo 3 (ver imagen C, figura 4.3.5), se asume que para el año 1835 haya existido un menor desarrollo de edificaciones, por lo tanto, se emplea los parámetros de rugosidad correspondientes a la densidad tipo 2. Análogamente, se empleará la densidad tipo 2 para el caso de Penco, lo cual se respalda con un mapa que muestra la densidad urbana intermedia para el año 1712 (ver figura 8.3.1 en Anexo C), suponiendo que hasta 1835 no hubo un mayor desarrollo urbano tomando en cuenta que la ciudad fue golpeada por los tsunamis de 1730, 1733 y 1751, y posteriormente trasladada al Valle de la Mocha luego de este último evento (Stewart, 2019). En el caso de Perales, se empleó la densidad tipo 1 considerando el ingreso del tsunami al continente por la bahía de Concepción, y al mismo tiempo, un desarrollo mínimo de edificaciones en tal lugar, en donde gran parte del área

correspondía al humedal Rocuant-Andalién (Rojas et al., 2019). Los resultados y los parámetros asociados a este cálculo se tabulan en el cuadro 4.3.2.

	I_{obs} [m]	S_0 [m/m]	$a_{R,MAE}$ [m]	$Y_{S,MAE}$ [m]	$a_{R,RMSE}$ [m]	$Y_{S,RMSE}$ [m]
Talcahuano	500	0.016	417	8.17	404	8.29
Penco	470	0.0085	417	3.97	404	4.02
Perales	4000	0.0017	710	50.42	1125	18.55

Cuadro 4.3.2: Valores de altura de ola (Y_S) calculados mediante la ecuación 4.3.6 empleando los parámetros a_R calibrados.

Tomando en cuenta una distancia de inundación registrada de a lo menos 500 metros (Soloviev, 1975) y empleando ambos parámetros de rugosidad, los resultados para Talcahuano convergen a alturas en torno a los 8 metros, las que al mismo tiempo se aproximan a la altura de ola de 9 metros mencionada en el registro histórico (Fitzroy, 1839), por ende, se puede considerar un cálculo plausible dado que se obtuvieron valores bastante cercanos a lo observado históricamente. Análogamente, para el cálculo asociado a Penco se consideró una distancia de inundación de 470 metros estimada según las ubicaciones de las observaciones históricas (Stewart, 2019). Luego, la ecuación predictiva entregó alturas de 4 metros para ambas métricas sin mayor desviación, lo cual es un valor aceptable en contraste con una altura mínima de tsunami de 3 metros obtenida del registro histórico, y al mismo tiempo, con otras observaciones de tsunami en lugares cercanos del mismo borde costero como Tomé y la bahía de Coliumo, en donde se registraron alturas de ola de 4.2 metros (Fitzroy, 1839). Por último, se consideraron 4 kilómetros de distancia de inundación desde la línea de costa sur de la bahía de Concepción hasta el sector de Perales, lugar hasta donde se extendió la inundación (Lara, 1998; Quezada et al., 2012b). Luego, los resultados obtenidos muestran alturas de ola muy desviados entre sí al emplear ambos valores de apertura de rugosidad, y a la vez, son inconsistentes y desproporcionados en comparación con observaciones de altura de ola dentro de la misma bahía de Concepción, las cuales fluctúan entre 4 y 11 metros (Caldcleugh, 1836; Fitzroy, 1839). Por consiguiente, no es posible tomar en cuenta el resultado asociado a Perales en el proceso de restricción debido a la discrepancia obtenida tanto en los valores de a_R como en las alturas de ola calculadas. En cambio, los resultados obtenidos para Talcahuano

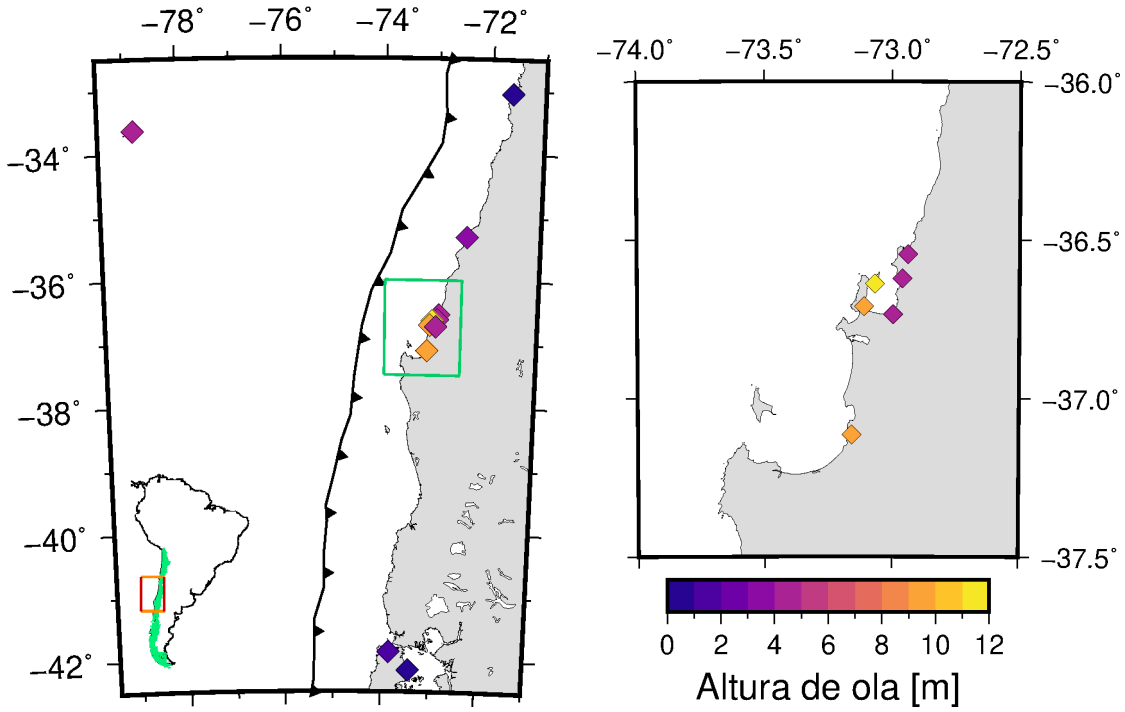

Figura 4.3.14: Observaciones de altura de ola consideradas en el proceso de restricción empleando observaciones de tsunami. La imagen izquierda muestra el dominio general en donde se tienen observaciones de tsunami. La imagen derecha muestra el acercamiento para la zona central de estudio señalada por el cuadro verde en la imagen izquierda. Los rombos rellenos muestran datos cuantitativos y los rombos sin rellenos muestran datos cualitativos.

y Penco son considerados aceptables debido a las razones anteriormente expuestas, sin embargo, sólo emplearemos en el proceso de restricción los resultados asociados a Penco, dado que para este lugar no existían estimaciones precisas sobre la altura del tsunami, y en lo que respecta a Talcahuano, se considerará en el proceso de restricción solamente la altura de ola registrada en las observaciones históricas (Fitzroy, 1839) ya que corresponde a un dato proveniente de una fuente primaria. Finalmente, en la figura 4.3.14 se muestra la distribución espacial del conjunto definitivo de observaciones de altura de ola considerado en el proceso de restricción de tsunami.

4.3.3. Descarte de modelos

Análogo al primer proceso de restricción, es necesario definir un rango de validez antes de proceder a restringir modelos. En este caso, el rango de mareas obtenido de la simulación de amplitudes mediante TMD (Padman and Erofeeva, 2005) es

agregado al rango de validez, en donde los límite superior e inferior son calculados como el promedio de las pleamares y bajamares (respectivamente) de la señal de marea simulada. Por su parte, también es necesario agregar un nivel de tolerancia en metros, el cual se ajusta según la cantidad de modelos filtrados comenzando desde una tolerancia igual a cero metros, y en función del resultado podemos relajar la tolerancia en caso de que la restricción descarte la totalidad de los modelos. De esta manera, solamente se restringen aquellos modelos que mejor se aproximen a las observaciones. Luego, el rango de validez se compone del valor central, dado por la altura de ola observada, un nivel de tolerancia en metros y los niveles de marea simulados, tal y como se muestra a continuación:

$$\text{rango de validez} = \{\text{cota de error}^{-}, \text{cota de error}^{+}\} \tag{4.3.7}$$

en donde,

$$\text{cota de error}^{+} = \text{observación} + \text{tolerancia} + \text{pleamar} \tag{4.3.8}$$

$$\text{cota de error}^{-} = \text{observación} - \text{tolerancia} - \text{bajamar} \tag{4.3.9}$$

En el caso extremo en donde ninguno de los modelos aleatorios cumpla con el rango de validez y se descarten todos los modelos, se aplicará una tolerancia a los datos observados, es decir, se relajará el número de observaciones de tsunami a fin de que el proceso de restricción pueda prescindir de una cantidad de datos hasta que logre restringir los modelos. Por defecto, esta tolerancia de datos es igual a cero, e irá aumentando en función de la obtención de modelos restringidos. Finalmente, se comparan las alturas máximas de las series de tiempo simuladas con las alturas de ola observadas, y se descartan aquellos modelos que no muestren alturas máximas de tsunami dentro del rango de validez.

4.4. Restricción empleando la tendencia de los desplazamientos verticales

Para garantizar la obtención de distribuciones de deslizamiento en coherencia con la información histórica, se propone un tercer proceso de restricción asociado a un análisis en la tendencia de los desplazamientos verticales. El procedimiento consiste

en analizar latitudinalmente el patrón de desplazamiento obtenido en los modelos de distribución de deslizamiento restantes y contrastarlo con la tendencia registrada en las observaciones. En función de las similitudes o discrepancias en las tendencias creciente o decreciente de los segmentos latitudinales, se descartarán aquellos modelos que no reproduzcan tal comportamiento observado en el desplazamiento vertical. Adicionalmente, lo anterior implica que todas las distribuciones de deslizamiento y sus campos de desplazamiento simulados deban coincidir con el sentido del desplazamiento vertical para cada observación (*i.e.,* alzamiento o subsidencia), con esto logramos una mayor depuración de los modelos de fuente sísmica en el proceso de restricción.

La definición de los segmentos latitudinales de tendencia depende no sólo de la cantidad de desplazamiento vertical observada, sino que también de las características del relato y robustez en el detalle en como fueron tomadas dichas observaciones, para lo cual también es necesario nuestro criterio. En función de lo anterior, es correcto atribuirle mayor peso a las observaciones registradas por Fitzroy (1839), ya que gran parte de estas mediciones fueron realizadas en base a la observación *in situ* de organismos muertos y marcas intermareales evidenciadas en grandes rocas escarpadas, señalando que las mediciones fueron realizadas sin cometer mayor error. La información de paleogeodesia obtenida mediante análisis estratigráfico y de microfósiles ha mostrado consistencia con los registros históricos (Dura et al., 2017), pero al ser una evidencia inferida de métodos indirectos y no muy precisos en cuanto a la datación, se les asignará un peso intermedio. En otros registros históricos, si bien existe información sobre alzamientos de terreno expuestos por organismos intermareales muertos (*e.g.,* Caldcleugh 1836), no señalan en detalle el proceso de medición, por lo que a este tipo de estimaciones se les dará un menor peso.

En consecuencia, hemos definido tres segmentos latitudinales: (1) el segmento de tendencia del norte (línea azul en la figura 4.4.1), que se caracteriza por el incremento del desplazamiento vertical desde Constitución hasta el extremo norte de la Isla Santa María, (2) el segmento de tendencia del centro (línea roja en la figura 4.4.1), definido por la disminución del desplazamiento vertical continuo entre el extremo septentrional de la Isla Santa María y Tubul, y (3) el segmento de tendencia del sur (línea verde en la figura 4.4.1), determinado por el descenso en la cantidad de alzamiento observado entre Tubul y Tirúa. La elección de

Constitución y Tirúa para los extremos de los segmentos no es casual ya que estos corresponden a los registros de desplazamiento vertical más septentrionales y meridionales existentes, respectivamente, y por ende, delimitan la zona de ruptura a lo largo del rumbo.

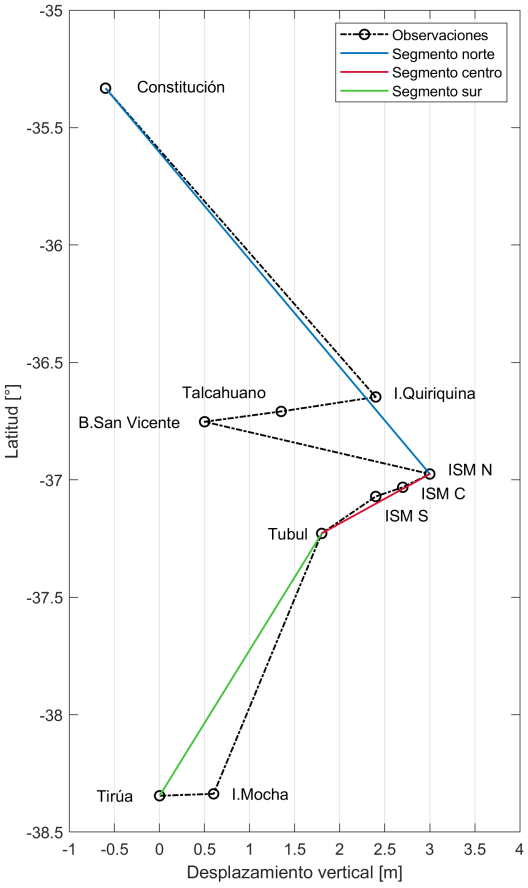

Figura 4.4.1: Tendencia entre observaciones de desplazamiento vertical (línea discontinua), sobre las cuales se muestran los segmentos latitudinales definidos para el norte (línea azul), centro (línea roja) y sur (línea verde).

Luego de aplicar estas restricciones, se cuantifican las diferencias entre las observaciones y simulaciones, tanto de desplazamiento vertical como de tsunami, empleando métricas de error como el RMSE (ver ecuación 4.3.5) con el fin de evaluar el rendimiento general de las simulaciones y determinar los modelos que presenten mayor exactitud frente a las observaciones. De esta manera, determinaremos el o los modelos de distribución de deslizamiento heterogéneos que representan una mejor aproximación para la fuente sísmica y tsunamigénica de 1835.

Capítulo 5

Resultados y análisis

5.1. Análisis de distribuciones de deslizamiento restringidas

La aproximación de árbol lógico entregó un total de 126000 modelos de distribución de deslizamiento aleatorios, en donde 108000 corresponden a la estructura principal del árbol lógico mostrada en la figura 3.4.2, y 18000 corresponden a la estructura especialmente configurada según las estimaciones de Nishenko (1985). Luego de aplicar las restricciones empleando datos de desplazamiento vertical y observaciones de tsunami, se consiguieron sólo 14 modelos restantes.

Cabe mencionar que en el proceso de restricción de modelos fue necesario relajar los valores de tolerancia debido a que ninguno cumplió con el 100 % de las observaciones de manera estricta. En el primer proceso de restricción, se aseguró de filtrar sólo aquellos modelos que cumplieran con el sentido del desplazamiento vertical, para luego aplicar una tolerancia de 2 datos en conjunto con una tolerancia de 2 metros, lo cual permite que los modelos puedan cumplir con a lo menos 8 observaciones de un total de 10, y al mismo tiempo, que estos puedan satisfacer las observaciones dentro de un rango de error de 2 metros. Después, en la restricción empleando las observaciones de tsunami, fue necesario aplicar una tolerancia de 2 datos junto con una tolerancia de 1.8 metros para la restricción de la zona centro, mientras que para la zona norte-sur no fue necesario dar una tolerancia en metros dado que fue suficiente considerar solamente los niveles de marea simulados, que dicho sea de paso, permitieron asignar al rango de validez valores promedios de

pleamar y bajar de 0.70 y 0.62 metros, respectivamente.

5.1.1. Análisis y restricción de tendencia

Posteriormente, se llevó a cabo la restricción en base a los segmentos de tendencia observados en contraste con la tendencia de los campos de desplazamiento vertical de los 14 modelos restringidos mediante observaciones de tsunami, en donde sólo 5 modelos de distribución de deslizamiento cumplieron con este criterio. Los parámetros característicos de las ramas del árbol lógico para los modelos restringidos (desde ahora en adelante definidos como M1, M2, M3, M4 y M5) se tabulan en el cuadro 5.1.1.

Modelo	M_W	LN	LS	RA	DF	C
M1	8.65	-34.97°	-38.45°	8/3	0 [km]	16
M2	8.60	-34.8°	-38.3°	8/3	0 [km]	16
M3	8.60	-34.8°	-38.3°	8/3	0 [km]	18
M4	8.60	-35.0°	-38.13°	8/3	10 [km]	16
M5	8.65	-35.0°	-38.13°	5/2	0 [km]	20

Cuadro 5.1.1: Parámetros de las ramas correspondientes a los modelos de distribución de deslizamiento restringidos; magnitud de momento sísmico (M_W), límite norte (LN), límite sur (LS), razón de aspecto (RA), distancia a la fosa (DF) y complejidad (C).

En la figura 5.1.1 es posible ver una esquematización de las tendencias en los desplazamientos verticales dados por los modelos restringidos (imagen central) y descartados (imagen derecha). Al examinar sólo los modelos descartados (*i. e.,* modelos MD1, MD2, ..., MD9) podemos ver que algunos cumplen con la tendencia del segmento centro y norte (*e.g.,* modelo MD1, MD2 y MD3), sin embargo, estos no logran reproducir el comportamiento dado por el segmento sur, mostrando un incremento en el desplazamiento vertical desde Tubul hacia Tirúa. El modelo MD4, por su parte, logra simular las tendencias norte y sur, sin embargo fue descartado al no reproducir la tendencia del segmento central. Además, se tienen modelos que discrepan en el sentido del desplazamiento vertical observado en Constitución, experimentando alzamiento en lugar de subsidencia (*e.g,* modelo MD5, MD6, MD7, MD8 y MD9), y a la vez, mostrando discordancia en la tendencia del segmento

central en ISM, logrando sólo reproducir la disminución del desplazamiento vertical del segmento sur.

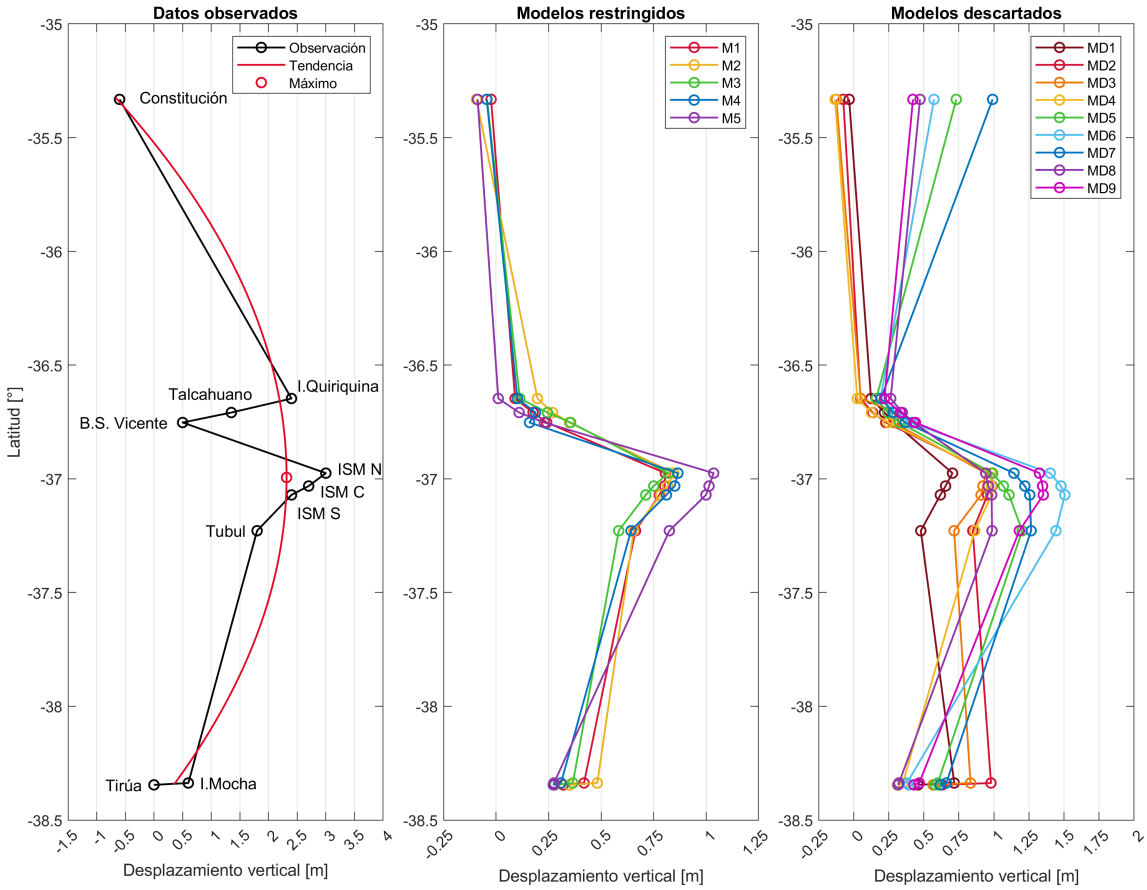

Figura 5.1.1: (Izquierda) Posiciones latitudinales de las observaciones históricas, unidas por rectas para denotar la tendencia. La curva roja muestra un ajuste polinomial para enfatizar la tendencia en las observaciones. (Centro) Tendencia del campo de desplazamiento vertical para los modelos restringidos. (Derecha) Tendencia del campo de desplazamiento vertical para los modelos descartados.

Por su parte, los campos de desplazamiento vertical correspondientes a los modelos restringidos (*i. e.*, modelos M1, M2, M3, M4 y M5) demostraron reproducir de mejor manera las observaciones, mostrando concordancia tanto en el sentido del movimiento vertical en los puntos de observación como en la tendencia de los segmentos norte, centro y sur. Asimismo, los desplazamientos verticales logran reproducir el alzamiento máximo registrado al norte de ISM. Sin embargo, las simulaciones tienden a subestimar de manera relevante los levantamientos registrados en Isla Quiriquina e ISM, obteniendo residuales en torno a los 2.0 metros (ver figura 5.1.2), lo cual también es exhibido por las métricas de error

(ver imagen derecha en figura 5.1.3). Muy por el contrario, se muestran mejores resultados en sitios como Constitución, Bahía San Vicente, Isla Mocha y Tirúa, con residuales cercanos a cero. Este comportamiento dado por los residuales entre los campos desplazamiento vertical simulados y las observaciones es expuesto de manera transversal en todos los modelos restringidos, por lo que se obtuvieron métricas de error bastante cercanas entre sí (ver imagen izquierda en figura 5.1.3), cuyos valores más bajos de RMSE fueron alcanzados por los modelos M2 y M5, destacando este último por ser el que simuló con mayor precisión los desplazamientos verticales observados.

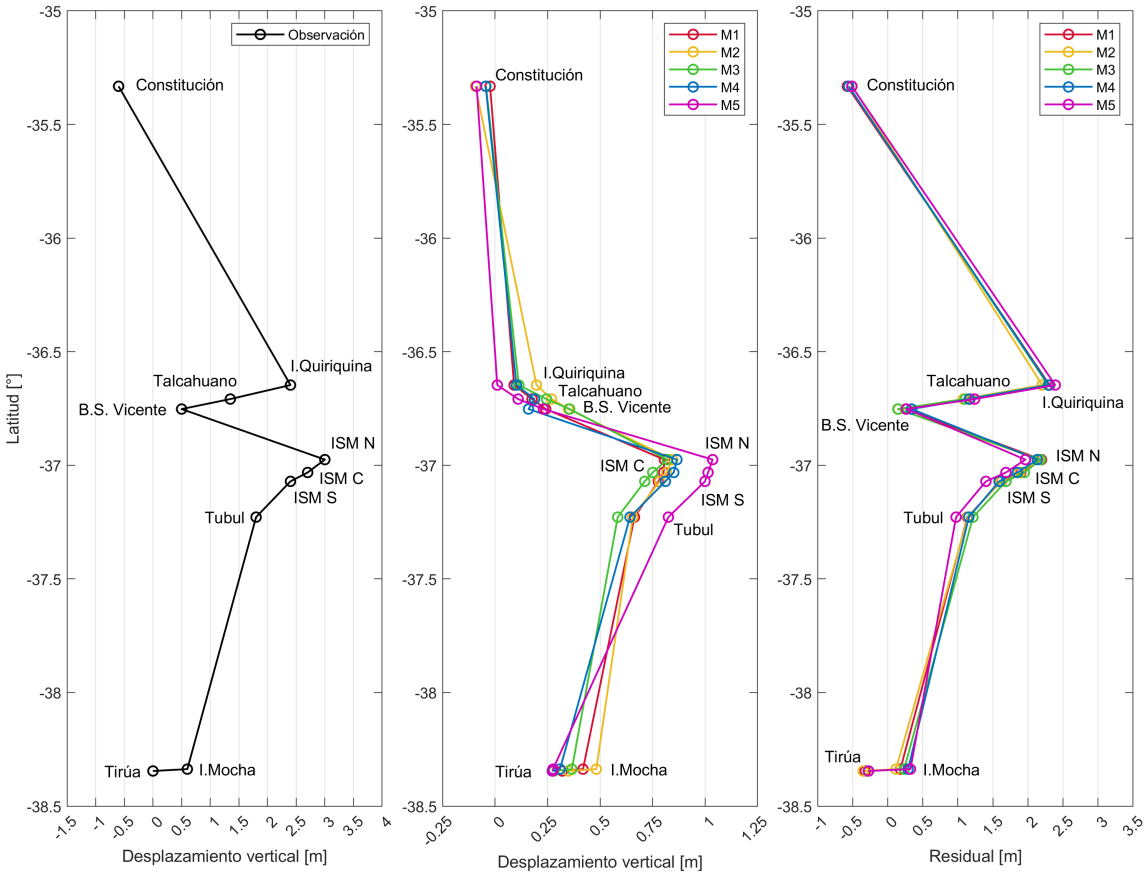

Figura 5.1.2: (Izquierda) Posiciones latitudinales de las observaciones históricas unidas por rectas que denotan la tendencia. (Centro) Tendencia del campo de desplazamiento vertical para los modelos restringidos que cumplen con la tendencia observada. (Derecha) Tendencia de los residuales entre las observaciones y las simulaciones de desplazamiento vertical según cada modelo restringido.

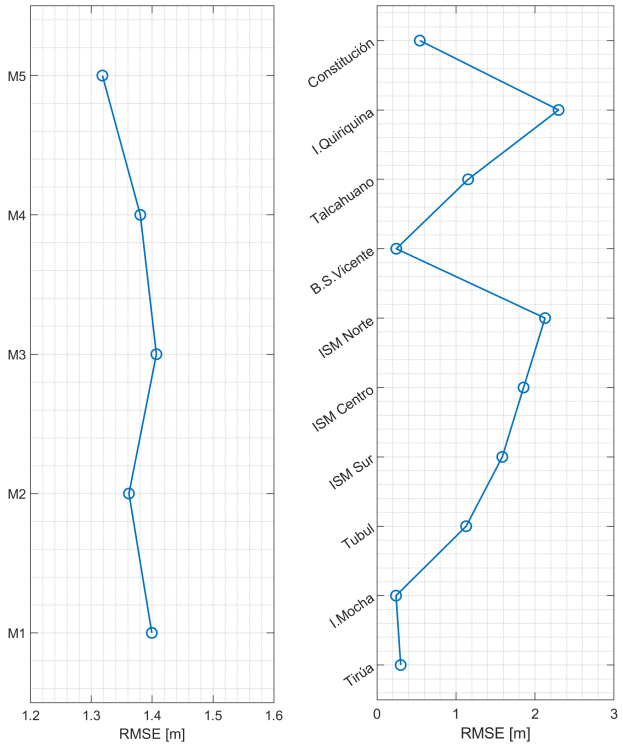

Figura 5.1.3: Raíz del error cuadrático medio (RMSE) entre los resultados obtenidos de la simulación de desplazamiento vertical y las observaciones según cada modelo (izquierda) y cada localidad (derecha).

5.1.2. Distribuciones de deslizamiento restringidas

Referente a los modelos de distribuciones de deslizamiento restringidos, podemos notar que gran parte del momento sísmico se encuentra concentrado en la zona centro-norte del plano de falla (imagen izquierda en las figuras 5.1.5, 5.1.6, 5.1.7, 5.1.8 y 5.1.9), obteniéndose parches principales de deslizamientos heterogéneos que convergen entre los $35.4°S - 36.3°S$ y $73.1°O - 73.8°O$, con deslizamientos máximos que van de los 9.0 a 12.5 metros a profundidades que fluctúan entre 17 y 30 kilómetros, aproximadamente (ver figura 5.1.4). A pesar de que se exhiben similitudes y coincidencias tanto en la ubicación de los parches de deslizamiento como en la cantidad de momento sísmico, al observar detalladamente también se muestran diferencias propias de la naturaleza aleatoria con la cual fueron generadas.

Particularmente, en la imagen izquierda de la figura 5.1.5 se observa el modelo restringido M1, el cual presenta una magnitud de M_W 8.65, además de un patrón

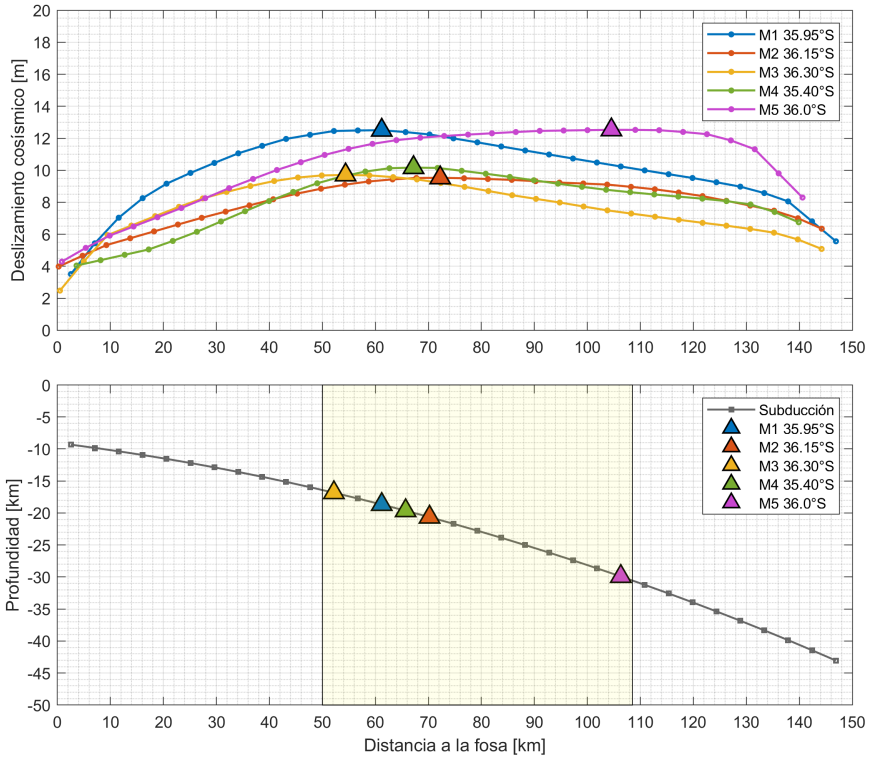

Figura 5.1.4: Deslizamientos máximos para cada modelo de fuente sísmica restringido. (Arriba) Patrones de deslizamiento a lo largo de la subducción para la latitud de máximo deslizamiento (triángulos). (Abajo) Profundidad de los deslizamientos máximos (triángulos) sobre la zona sismogénica.

de ruptura unimodal caracterizado por tener un deslizamiento medio y máximo de 5.4 metros y 12.5 metros, respectivamente. Este parche de máximo deslizamiento se ubica en la zona norte del plano de ruptura (35.95°S), a una profundidad de casi 19 kilómetros en la zona sismogénica y a 60 kilómetros desde la fosa (considerando el punto de máximo deslizamiento como referencia), aproximadamente, por lo que este modelo presenta un potencial tsunamigénico considerable. Esto último es respaldado por el campo de desplazamiento vertical asociado (imagen derecha de la figura 5.1.5), cuyos valores de alzamientos máximos dados por el contorno de 2 metros se encuentran muy próximos a la fosa. En comparación con las observaciones, los desplazamientos verticales generados por este modelo cometen un error medio cercano a los 1.96 metros.

El modelo de fuente sísmica M2 (ver imagen izquierda de la figura 5.1.6) muestra un patrón de ruptura unimodal cuyo parche principal de deslizamiento se concentra en la zona centro-norte del plano de ruptura (36.15°S), levemente más al sur en

comparación con el modelo M1, presentando un deslizamiento máximo de 9.5 metros a una profundidad de alrededor de 20 kilómetros y a una distancia de 70 kilómetros desde la fosa (considerando el punto de máximo deslizamiento como referencia). Además, este modelo presenta una magnitud de M_W 8.6 con un deslizamiento promedio de 4.4 metros. En la imagen derecha de la figura 5.1.6 podemos notar que los mayores alzamientos se emplazan próximos a la fosa, con valores máximos cercanos a 1.5 metros. El campo de desplazamiento vertical experimenta desviaciones medias de 1.85 metros en función de las observaciones.

El modelo restringido M3 (ver imagen izquierda de la figura 5.1.7) exhibe un único parche de alto deslizamiento en la zona centro-norte del plano de ruptura (36.30°S), con un deslizamiento máximo de 9.7 metros ubicado a una profundidad de casi 17 kilómetros en el contacto interplaca y a una distancia de 52 kilómetros desde la fosa (considerando el punto de máximo deslizamiento como referencia), por ende, este representa el modelo de ruptura más somero obtenido. La magnitud de esta ruptura es de M_W 8.6 y cuenta con un deslizamiento medio de 4.4 metros. El campo de desplazamiento vertical asociado muestra grandes alzamientos cercanos a los 2 metros en un área adyacente a la fosa, pero en una extensión menor en comparación con los anteriores, señalado por el contorno de alzamiento de 1 metro (ver imagen derecha de la figura 5.1.7). Los desplazamientos verticales simulados presentan un error medio de casi 2 metros en comparación con las observaciones.

Por su parte, el modelo de fuente M4 (M_W 8.60) presenta un patrón de ruptura bimodal; el primero (o parche principal), ubicado en el extremo norte del plano de falla (35.4°S), muestra deslizamientos máximos cercanos a los 10 metros, y el segundo ubicado levemente más al sur del principal en la zona centro-norte del plano de falla, muestra un deslizamiento máximo de 8 metros aproximadamente (ver figura 5.1.8). El parche principal presenta una profundidad aproximada de 20 kilómetros y una distancia a la fosa alrededor de 65 kilómetros. El modelo indica una magnitud de M_W 8.6 y un deslizamiento promedio de 4.6 metros. El campo de desplazamiento vertical asociado exhibe una extensa área planimétrica de alzamiento mayor indicado por el contorno de 1 metro y valores máximos en torno a los 2 metros próximos a la fosa. Los desplazamientos verticales muestran una desviación media de 1.91 metros en contraste con las observaciones.

Por último, en la imagen izquierda de la figura 5.1.9 se muestra el modelo M5, en donde podemos observar un parche de deslizamiento principal en la zona

centro-norte del plano de ruptura (36.0°S), con un deslizamiento máximo de 12.5 metros situado a una profundidad de 30 kilómetros en el contacto interplaca y a una distancia aproximada de 105 kilómetros desde la fosa (considerando el punto de máximo deslizamiento como referencia), siendo este el modelo con el parche de ruptura más profundo. Este modelo presenta una magnitud de M_W 8.65 con un deslizamiento medio de 6.6 metros. El campo de desplazamiento vertical muestra un área planimétrica extensa señalada por el contorno de 1 metro de alzamiento, en donde el máximo alzamiento supera los 2 metros (ver imagen derecha de la figura 5.1.9). El error medio cometido por el campo de desplazamiento vertical simulado es de 1.74 metros, por tanto, este modelo presenta mayor precisión en función de las observaciones, siendo el único que exhibe alzamientos de 1 metro en la ISM.

Por lo regular, los campos de desplazamiento vertical asociados a los modelos restringidos explican en casi un 92 % el sentido del movimiento vertical de las observaciones históricas. En particular, las simulaciones exhiben una mejor aproximación para las localidades cuyos desplazamientos verticales observados fueron bajos, tales como Bahía San Vicente e Isla Mocha. En cambio, los resultados muestran grandes errores para aquellas localidades con mayor cantidad de desplazamiento vertical observado como Isla Quiriquina e ISM. En general, las métricas indican que los modelos restringidos simulan los desplazamientos verticales con un margen de error similar, variando entre 1.32 y 1.41 metros (ver figura 5.1.3).

En cuanto a la información obtenida por estudios de paleogeodesia (Dura et al., 2017), las simulaciones reproducen el alzamiento inferido en Quidico. En el caso de Tirúa, en donde los datos señalan un nulo cambio en el nivel del suelo, las simulaciones indican un alzamiento en dicha zona de entre 0.2 y 0.4 metros, por lo que es considerado como el único falso positivo. Sin embargo, los residuales son muy bajos, siendo esta una de las mejores estimaciones junto con las simulaciones en Isla Mocha, Bahía de San Vicente y Constitución (imagen derecha de la figura 5.1.2).

A continuación, se analizarán los mareogramas obtenidos de la simulación de tsunami realizada para cada modelo de distribución de deslizamiento restringido empleando los campos de desplazamiento vertical asociados como condición inicial, y se contrastarán con la información recopilada asociada al tsunami causado por el

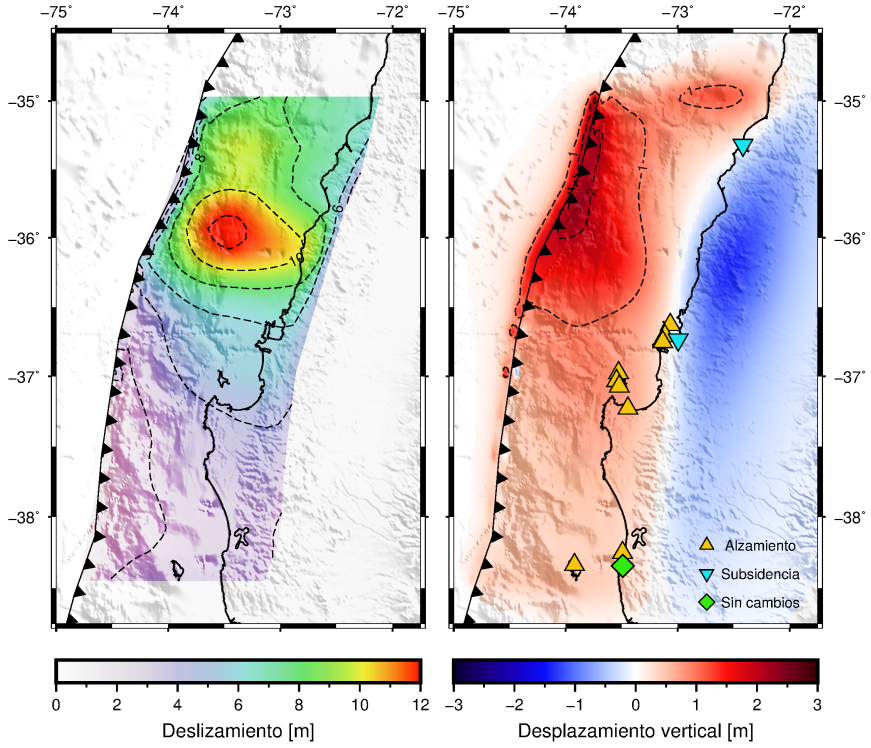

Figura 5.1.5: Distribución de deslizamiento cosísmico (izquierda) y campo de desplazamiento vertical (derecha) asociado al modelo restringido M1.

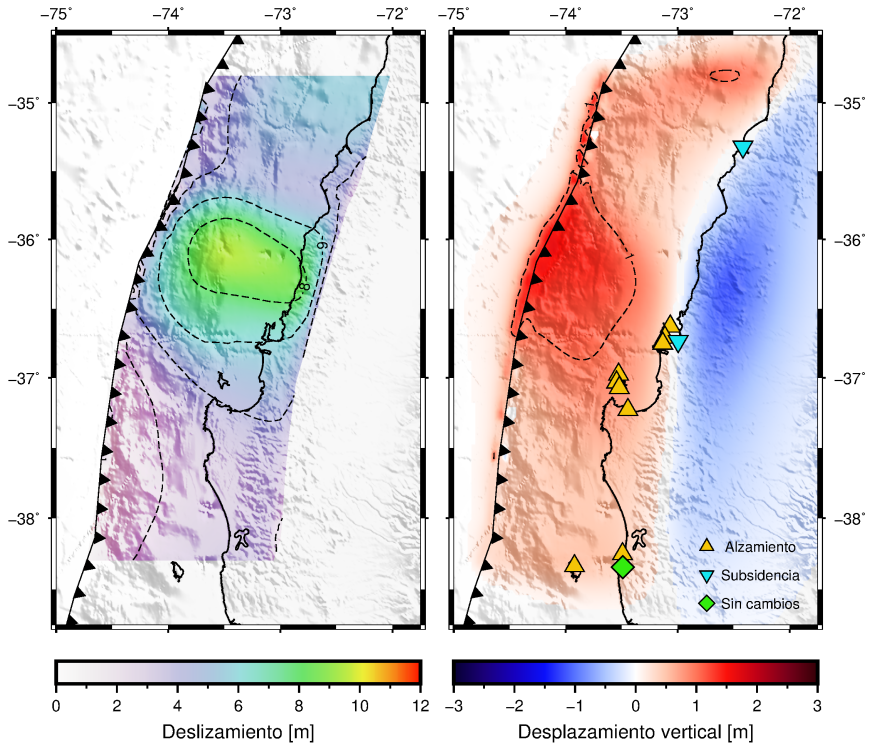

Figura 5.1.6: Distribución de deslizamiento cosísmico y campo de desplazamiento vertical asociado al modelo restringido M2.

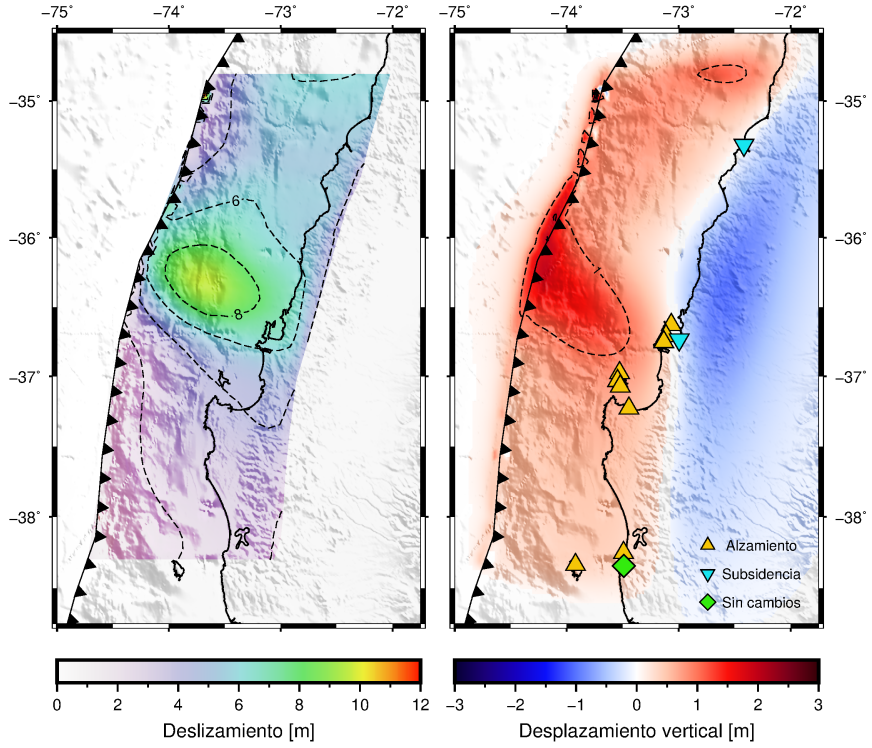

Figura 5.1.7: Distribución de deslizamiento cosísmico y campo de desplazamiento vertical asociado al modelo restringido M3.

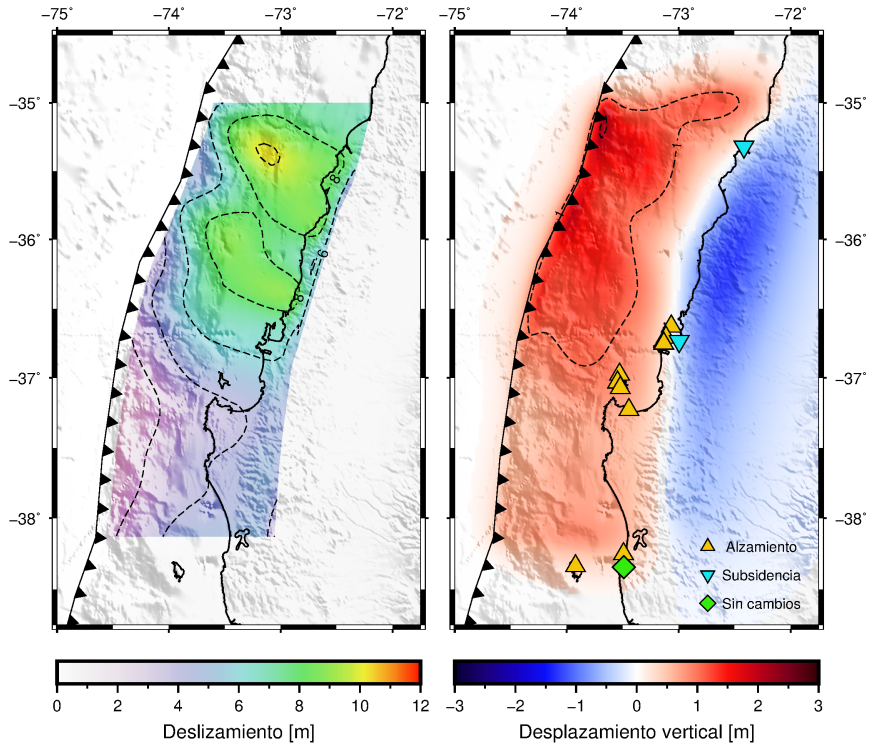

Figura 5.1.8: Distribución de deslizamiento cosísmico y campo de desplazamiento vertical asociado al modelo restringido M4.

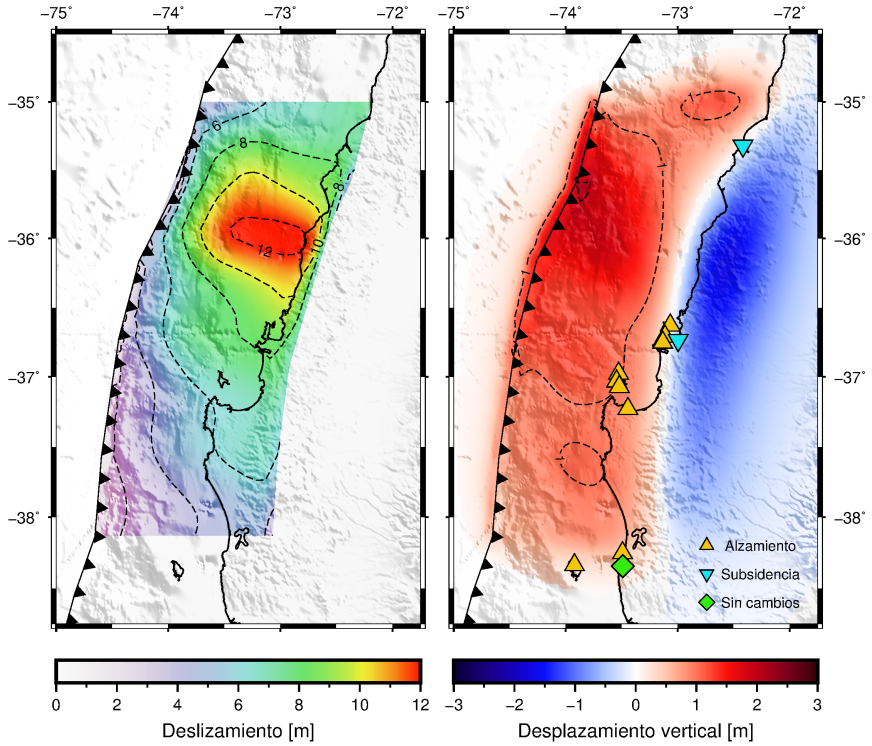

Figura 5.1.9: Distribución de deslizamiento cosísmico y campo de desplazamiento vertical asociado al modelo restringido M5.

terremoto de 1835. Es importante aclarar que para este estudio consideramos una ruptura estática de la falla sismogénica en el tiempo cero, por ende, el tsunami inicia instantáneamente después de este tiempo en todo el plano de ruptura.

En la figura 5.1.10 se exhiben las series de tiempo registradas por el tsunami simulado empleando los modelos restringidos para cada locación asociada a las observaciones de la zona centro. En general, los mareogramas simulados entregaron alturas de ola menores a 4 metros en todos los puntos de medición (ver imágenes de la A hasta la F en la figura 5.1.10), lo que nos indica una subestimación en la alturas del tsunami. Esta subestimación se da especialmente para Boca Chica, Talcahuano y Colcura, en donde históricamente se observaron alturas de ola por sobre los 9 metros (Caldcleugh, 1836; Fitzroy, 1839), lo cual se ve reflejado en los grandes valores obtenidos en las métricas de error (ver figura 5.1.13).

Particularmente, el arribo del tsunami a las localidades de observación presentó distintos comportamientos; en los mareogramas correspondientes a Dichato, Tomé, Penco y Colcura (ver imagen A, B, E y F en figura 5.1.10) es posible notar un aumento del nivel del mar como primera señal del tsunami, presentando un

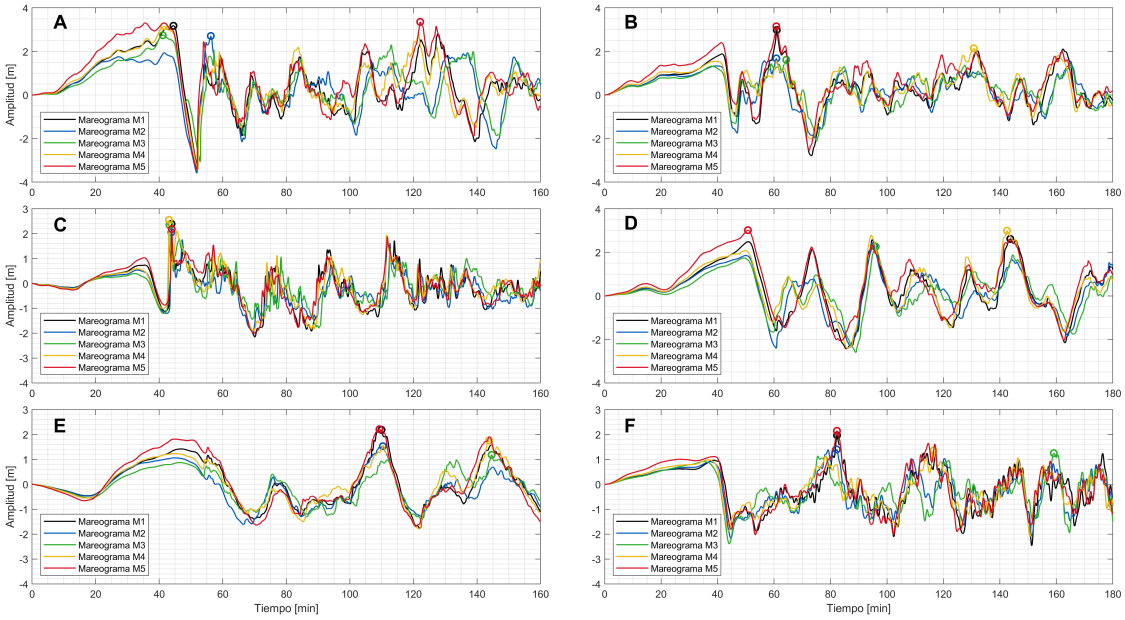

Figura 5.1.10: Mareogramas obtenidos mediante simulación de tsunami en la zona centro empleando los modelos restringidos para las ubicaciones de (A) Dichato, (B) Tomé, (C) Boca Chica, (D) Penco, (E) Talcahuano, y (F) Colcura. Los círculos representan la amplitud máxima registrada por cada mareógrafo.

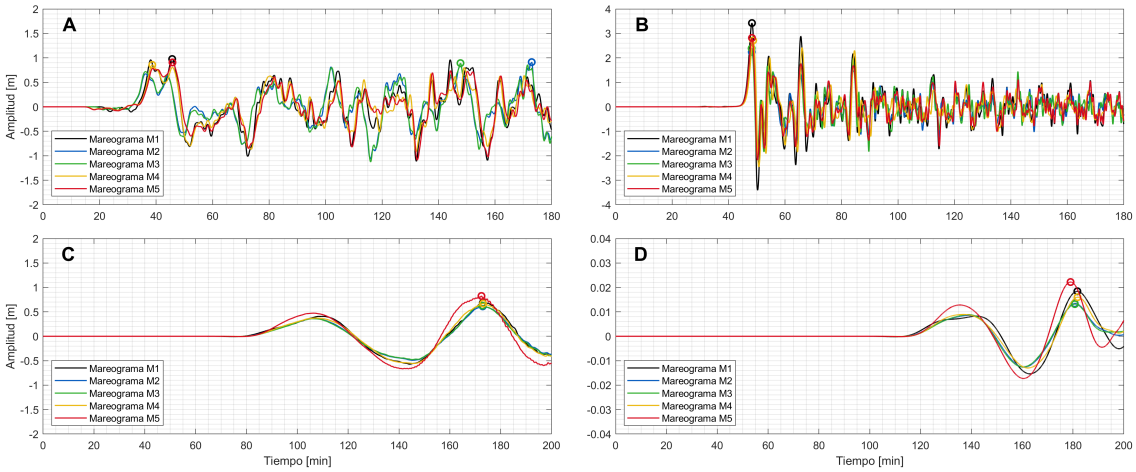

Figura 5.1.11: Mareogramas obtenidos mediante simulación de tsunami en la zona norte y sur empleando los modelos restringidos para las ubicaciones de (A) Valparaíso, (B) Isla Robinson Crusoe, (C) Ancud e (D) Isla Caucahue. Los círculos representan la amplitud máxima registrada por cada mareógrafo.

incremento acelerado en el primero. El aumento del nivel del mar considerando alturas de 1 metro se da después de los 18 a 20 minutos para Dichato y Tomé, y luego de los 25 a 30 minutos para las localidades de Penco y Colcura. Las alturas máximas simuladas en Dichato y Tomé fueron de 3.4 y 3.2 metros, respectivamente, ambas para el modelo M5, mostrando una representación del tsunami más cercana a lo evidenciado en estos lugares, en donde las alturas de ola observadas fueron de 4.2 metros (Fitzroy, 1839). En Penco, las simulaciones entregaron alturas máximas de 3 metros para los modelos M4 y M5, siendo estas las más cercanas a las estimaciones históricas que señalan alturas de olas mayores a 3 metros (Stewart, 2019), y también, a las estimaciones obtenidas mediante la ecuación predictiva, la cual arrojó una altura de 4 metros (ver cuadro 4.3.2).

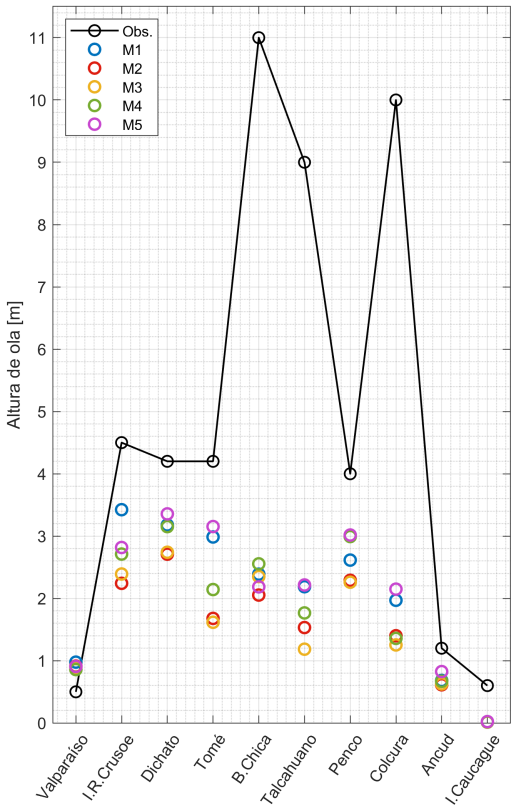

Figura 5.1.12: Alturas máximas de tsunami observadas y simuladas para cada modelo restringido.

En los casos referentes a las series de tiempo de Boca Chica y Talcahuano (ver imagen C y D en figura 5.1.10) se registró una disminución del nivel del mar antes de la llegada de la primera ola, notándose un mayor descenso en Talcahuano alrededor de los 15 minutos. Por otra parte, el arribo de las primeras olas ocurre

entre los 20 y 50 minutos para todos los mareogramas simulados en las locaciones de la zona centro, colocando énfasis en la señal de tsunami en Talcahuano, en donde el nivel del mar comenzó a aumentar luego de los 25 minutos aproximadamente, alcanzando una primera altura máxima alrededor de los 45 minutos. Ambos efectos registrados por los mareogramas de Talcahuano, el descenso del nivel del mar y el tiempo desde que comenzó a aumentar el nivel del mar hasta una altura máxima, guarda coherencia con el registro histórico, en donde se evidenció un retroceso del mar en la bahía de Concepción y luego el paso de una gran ola entre la Isla Quiriquina y el continente, aproximadamente 30 minutos después del terremoto (Fitzroy, 1839). En este mismo relato, se indica que luego de dos olas enormes se observó una tercera de mayor magnitud que las anteriores, lo cual diverge en cierta medida con las simulaciones de tsunami obtenidas para Talcahuano, ya que las 3 primeras olas simuladas alcanzaron alturas bastante similares en torno a los 2 metros, tomando en cuenta el modelo M5 de menor subestimación, sin embargo, se obtiene el máximo absoluto en la segunda ola con una altura aproximada de 2.2 metros.

Por otro lado, en la figura 5.1.11 se muestran las series de tiempo registradas por la simulación de tsunami para cada ubicación asociada a alturas de ola observadas en la zona norte y sur. De manera global, los mareogramas simulados muestran un comportamiento similar del tsunami según las amplitudes y tiempos de arribo, logrando reproducir las alturas máximas observadas en estos lugares dentro de un rango de error dado sólo por la marea simulada, obteniéndose valores bajos de RMSE en contraste con las métricas de la zona centro (ver figura 5.1.13). Los tiempos de arribos son menores en Valparaíso e IRC que en Chiloé dada la distancia desde la fuente tsunamigénica hacia los puntos de medición. Los mareógrafos ubicados en la bahía de Valparaíso (imagen A, figura 5.1.11) entregan alturas máxima de aproximadamente 1 metro y luego muestra oscilaciones de amplitud menores, acercándose a las variaciones de 0.5 metros evidenciadas (Soloviev, 1975). Para el caso de IRC, en donde se observó una altura de ola aproximada de 4.5 metros (Caldcleugh, 1836), los mareógrafos virtuales registraron alturas que fluctúan aproximadamente entre 2 y 3.5 metros (imagen B, figura 5.1.11), de los cuales el más preciso corresponde al del modelo M1, obteniendo un máximo de 3.4 metros de altura. En la zona sur, el tsunami simulado arribó a Ancud luego de 1 hora y 30 minutos con variaciones máximas del nivel del mar de hasta

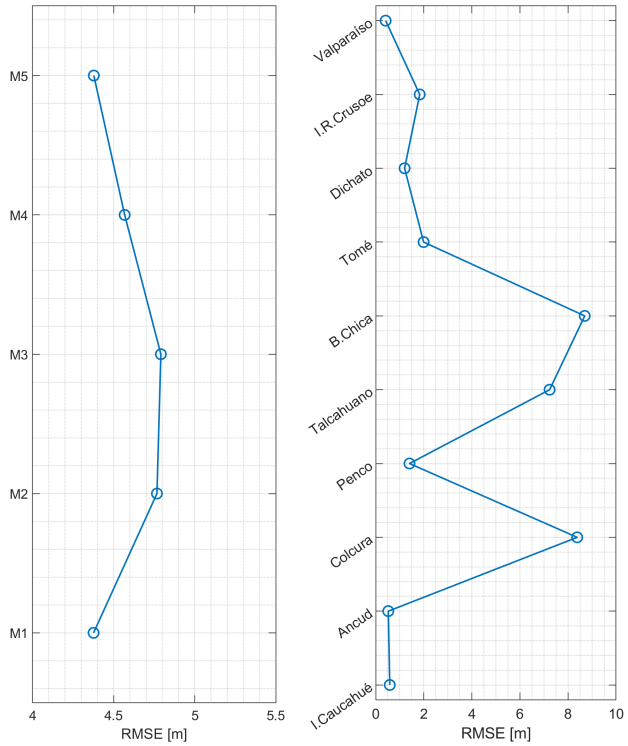

Figura 5.1.13: Raíz del error cuadrático medio (RMSE) entre los resultados obtenidos de la simulación de tsunami y las observaciones según cada modelo (izquierda) y cada localidad (derecha).

0.8 metros para el modelo M5 (imagen C, figura 5.1.11), para el cual se obtuvo la altura de ola más cercana a la observada de 1.2 metros (Darwin, 1851). Por último, se subestimaron las alturas máximas del tsunami en Isla Caucahue con alturas menores a 0.02 metros (imagen D, figura 5.1.11), cuyas observaciones históricas registraron variaciones del nivel del mar de medio metro (Darwin, 1851). Las métricas de error muestran que las simulaciones de tsunami asociadas a los modelos M1 y M5 entregaron los valores más bajos de RMSE (ver figura 5.1.13), en consecuencia, fueron los modelos que mejor se aproximan a las alturas de ola observadas.

Capítulo 6

Discusión

En base a los resultados obtenidos y plasmados en la sección anterior, y mediante un análisis comparativo entre otros estudios atingentes, es posible exponer algunos comentarios e inferencias al respecto.

Se consiguieron valores del parámetro a_R concordantes en relación a los distintos tipos de densidad definidos para este estudio y coherentes con el sentido físico del parámetro mediante la calibración de la ecuación predictiva (Smart et al., 2016), obteniendo valores reducidos de a_R para sitios que presentan pequeñas distancias entre obstáculos que se oponen al flujo (*i.e.,* alta densidad de obstáculos), y viceversa. La recuperación de alturas de ola empleando la ecuación 4.3.6 en conjunto con los datos de inundación históricos mostró un buen rendimiento al emplear los valores de a_R vinculados a la densidad tipo 2, con los que se obtuvieron alturas de ola ceñidas a las observaciones registradas en las localidades de Talcahuano y Penco. Por otro lado, utilizando los valores de a_R correspondientes a la densidad tipo 1 no fue posible realizar un cálculo plausible, en donde las alturas de ola estimadas muestran valores desproporcionados en función de observaciones en otros lugares circundantes a la bahía de Concepción. Esto puede tener diversas connotaciones; en primer lugar, y en relación a la calidad del dato histórico, fácilmente pueden existir estimaciones desmesuradas en las observaciones de tsunami, ya sea por la falta de instrumentación o por simple exageración en la estimación. Además, la falta de precisión en el relato agrega una carga importante de incertidumbre, dado que la ubicación exacta del dato influiría en la medición de la distancia de inundación, y luego, afectaría directamente en el cálculo de la altura

de ola al emplear la ecuación predictiva. Singularmente, dadas las ambigüedades asociadas a la distancia de inundación hasta Perales (Lara, 1998), en donde no se expone con precisión la ubicación del dato, y además de una respuesta imprevista por parte de la ecuación predictiva es que se decide no emplear esta estimación en el proceso de restricción.

Una segunda explicación guarda relación con el método utilizado en el cálculo de la altura de ola en conjunto con el criterio definido para la clasificación de las características del suelo. Teóricamente, en la derivación de la ecuación predictiva se ignora la permeabilidad del terreno y se asume que la altura de los elementos que oponen resistencia al flujo son de igual o mayor altura que la profundidad del flujo de tsunami (Smart et al., 2016). A su vez, la densidad tipo 1 abarca los tipos de suelo con escasa o nula cantidad de obstáculos, por tanto, al minimizar los elementos que se oponen al flujo, la rugosidad y permeabilidad del suelo comenzarían a tomar un rol más relevante en la disipación de la energía del flujo. Particularmente, para el caso de Perales se asume que el flujo debió haber ingresado por la bahía de Concepción, avanzando por medio de un terreno con gran densidad de humedales y poca densidad de obstáculos con altura mucho menores a la del flujo, por lo que el método empleado puede resultar poco compatible para una correcta estimación de la altura de ola. Por tanto, un método que modele la disminución de la profundidad del tsunami en base a coeficientes de rugosidad de suelo posiblemente sea más idóneo para estos casos caracterizados por la densidad tipo 1.

Por otro lado, debido a las grandes transformaciones que ha sufrido el humedal Rocuant-Andalién a través de los años, se deduce que no es posible comparar el desarrollo de la inundación causado por los tsunamis de 1835 y 2010. Más allá de que ambos tsunamis hayan ingresado por el sur de la bahía de Concepción, la extensión del humedal en 1835 era mayor que en el año 2010, y por ende, había una mayor capacidad para mitigar el flujo de un tsunami (Rojas et al., 2019). Luego, extrapolar las causas y efectos del 2010 hacia el terremoto de 1835 no es trivial para este sitio.

Por último, la eficiencia del proceso de calibración para la obtención de a_R, en conjunto con la calidad y certidumbre de los resultados entregados por la ecuación predictiva, dependen netamente de la disponibilidad de información consultada en estudios de campo post-tsunami, y a la vez, de la densidad de datos

considerados en el proceso de calibración. La definición de una clasificación para densidades características surge debido a la escasa cantidad de datos necesarios para la obtención de valores únicos de a_R en cada sitio requerido, lo cual es recomendado por los autores (Smart et al., 2016). Por consiguiente, la recopilación de observaciones en sitios con características en común permite aumentar la densidad de datos para luego ejecutar un proceso de calibración más robusto. Sin embargo, el problema está en la reducida variedad de lugares con observaciones disponibles para considerar en este proceso, dado que es preferible que exista diversidad con el fin de asegurar una mayor representatividad de los parámetros a_R ajustados. Respecto a la densidad tipo 1, sólo fue posible encontrar dos lugares con observaciones de inundación con características acordes. Luego, esta deficiencia en la heterogeneidad de los datos podría causar que el proceso de calibración entregue valores de a_R poco representativos para todo el espectro de lugares con las características relacionadas a este tipo de densidad. Esto podría explicar la falencia en el cálculo asociado a Perales empleando la ecuación predictiva para este tipo de densidad, puesto que en la calibración no se ven contemplados datos en lugares con características inherentes al sector sur colindante con la bahía de Concepción como lo son principalmente la presencia de humedales costeros, en particular, el Humedal Rocuant-Andalién, el cual se compone de cuerpos de agua, dunas con vegetación, pantanos, estuarios, entre otras unidades geomorfológicas (Rojas et al., 2019). Entonces, dado que la permeabilidad y rugosidad del suelo para este caso poseería una componente de primer orden en la amortiguación de los efectos del tsunami en comparación con la densidad y disposición de obstáculos, sumado a la falta de representatividad de los parámetros a_R ajustados causada por la poca variedad de la información disponible para la calibración, el criterio definido para la densidad tipo 1 no sería aplicable para terrenos con características afines al sector Rocuant en la bahía de Concepción. Finalmente, un último problema recae en la falta de información disponible y necesaria para realizar un proceso de validación que nos permita verificar la consistencia de estos valores de a_R empleando la ecuación predictiva para otros lugares con características afines a las densidades tipo 2 y 3.

En cuanto a las distribuciones de deslizamiento, la alta densidad de información asociada al terremoto y tsunami de 1835 permitió un buen desempeño del esquema de árbol lógico y un robusto proceso de restricción, logrando restringir sólo 5

modelos de ruptura de un total de 126000 generados aleatoriamente, dejando en evidencia la relevancia de la densidad del conjunto de observaciones asociado a terremotos históricos en la capacidad depurativa del proceso de restricción. Las distribuciones de deslizamiento restringidas coinciden en la ubicación geográfica del parche de deslizamiento máximo en la zona centro-norte del plano de ruptura definido para el terremoto de 1835 (35.4°S - 36.3°S , 73.1°O - 73.8°O). Estas estimaciones son coherentes con estudios asociados a la sismicidad del segmento Concepción-Maule, sugiriendo que longitud de ruptura para el terremoto de 1835 es similar a la región centro-sur del evento del 2010 (Cisternas et al., 2010; Moreno et al., 2012), y que se extendería latitudinalmente hasta antes de la aspereza norte de mayor momento sísmico del mismo evento (Vigny et al., 2011; Ruiz and Madariaga, 2018), tal y como se muestra en la figura 6.0.1, en donde se muestran las distribuciones de deslizamiento para el modelo M1 (imagen izquierda) y M4 (imagen derecha), cuyos deslizamientos máximos colindan al sur del parche de máxima ruptura para el evento del Maule. Igualmente, otros estudios atingentes precisan una posible zona de ruptura más acotada entre los 35°S y 37°S, asociada a la brecha sísmica Concepción-Constitución previa al terremoto del 2010 (Campos et al., 2002; Ruegg et al., 2009), dentro de la cual se sitúan los máximos deslizamientos de nuestros modelos restringidos.

Por otra parte, un estudio comparativo de los eventos de 1835 y 2010 limita la ruptura principal de 1835 a la región asociada a la zona de traslape entre los 36.5°S y 38.4°S (Quezada et al., 2012b). Si bien, es probable que el patrón de ruptura de 1835 haya tenido un parche de deslizamiento importante en la península de Arauco debido a que los máximos alzamientos evidenciados se emplazan en tal lugar (Fitzroy, 1839), bajo esta premisa podría resultar categórico e impreciso concluir que tal parche experimentó el mayor deslizamiento de toda la zona de ruptura, cerrando la puerta ante la posible existencia de otros parches de alto deslizamiento. Un claro ejemplo se exhibe en las distribuciones de deslizamiento reveladas por Moreno et al. (2012) para el terremoto del Maule, cuya solución basada en observaciones de desplazamiento vertical de baja resolución sólo resolvió el parche de deslizamiento correspondiente a la península de Arauco, omitiendo la existencia del parche norte de mayor deslizamiento. Respecto a nuestros resultados, las distribuciones de deslizamiento no emplazan el parche de máximo deslizamiento en la zona de traslape, sin embargo, parte no menor de la ruptura se propaga

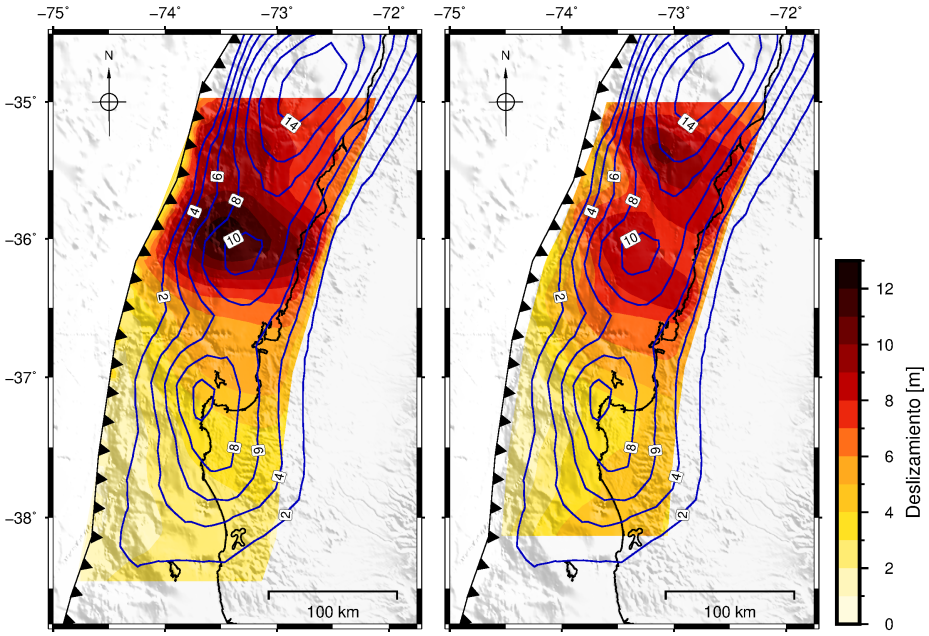

Figura 6.0.1: Distribuciones de deslizamiento cosísmico: los contornos muestran el modelo de Moreno et al. (2012) para el terremoto del Maule, y los colores cálidos muestran el modelo restringido M1 (izquierda) y M4 (derecha) para el terremoto de 1835.

a través de esta zona, alcanzando deslizamientos de entre 6 y 8 metros para el modelo M5.

Relativo a la profundidad de la ruptura, la ubicación de los parches de alto deslizamiento presentaron una leve variabilidad a lo largo de la dirección de subducción, variando desde los 16 a 30 kilómetros de profundidad, esto es, dentro de los dominios asociados a los grandes sismos tsunamigénicos originados en el contacto interplaca de la subducción chilena (Ruiz and Madariaga, 2018). Además, estas profundidades someras e intermedias fluctúan dentro del rango asociado a eventos de gran deslizamiento y patrones de radiación sísmica de corto periodo (Lay et al., 2012), y al mismo tiempo, dentro del rango de inestabilidad friccional típica de las zonas sismogénicas de subducción (Yao et al., 2013).

Estudios previos han sugerido que la ruptura sísmica de 1835 se ubica en la aspereza contigua al epicentro del terremoto del Maule, pero en un dominio sismogénico más somero y con mayor deslizamiento (Quezada et al., 2012a). Tomando como referencia la distribución de deslizamiento para el terremoto del Maule (Moreno et al., 2012), vemos que el modelo M1 cumple con tales características, superando en casi 2 metros el deslizamiento máximo revelado por el parche epicentral de la

ruptura del 2010 (ver imagen derecha en la figura 6.0.1). Por su parte, Dura et al. (2017) sugieren un deslizamiento profundo en la zona de contacto interplaca como causa del alzamiento costero experimentado en Quidico (38.25°S), lo cual coincide con los modelos restringidos para tales latitudes, indicando máximos deslizamientos en dominios profundos cercanos al límite descendiente de la zona sismogénica a una distancia de entre 120 y 140 kilómetros desde la fosa, y alzamientos costeros próximos a Quidico a una distancia de 105 kilómetros desde la fosa (ver figura 6.0.2).

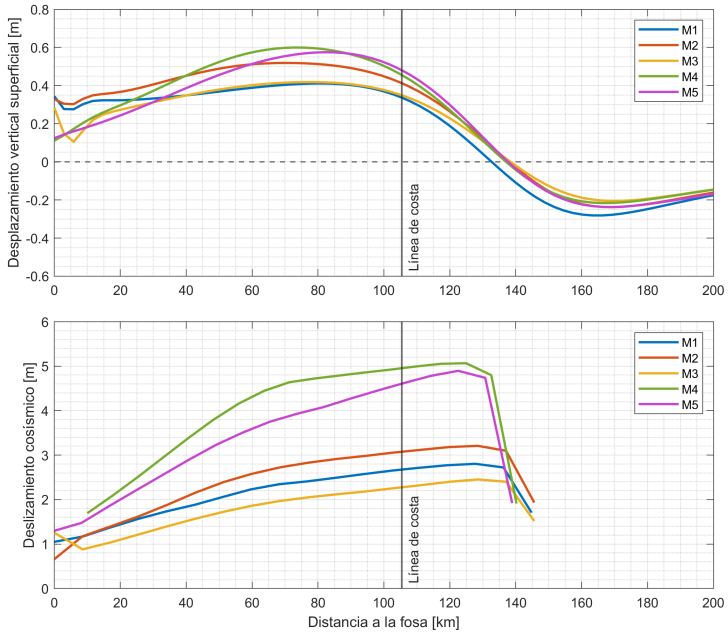

Figura 6.0.2: Perfiles de desplazamiento vertical (arriba) y deslizamiento cosísmico (abajo) extraídos de los modelos restringidos para latitudes cercanas a Quidico (38.2590°S).

Es importante mencionar que la concentración de los parches de deslizamiento revelado por los modelos restringidos se debe principalmente a la distribución y densidad espacial de las observaciones de desplazamiento vertical (Cifuentes-Lobos et al., 2023). La mayor densidad de datos se sitúa en los alrededores de la bahía de Concepción y golfo de Arauco, pero la disposición de algunos datos en los límites latitudinales del plano de ruptura permitió un mayor poder de resolución de las características del deslizamiento. Además, la alta densidad de datos en la zona central del plano de ruptura, especialmente a lo largo de la dirección de subducción, permitió determinar el eje de desplazamiento vertical nulo en la bahía de Concepción, el cual está controlado principalmente por la cercanía

entre los datos que indican alzamiento y subsidencia en Isla Quiriquina y Penco, respectivamente. Así, este último dato determinaría la extensión máxima posible del alzamiento a lo largo de la subducción, puesto que corresponde al dato más oriental disponible y el único que señala subsidencia en estas latitudes, además de limitar la prolongación del deslizamiento en profundidad, por lo que ejerce un control directo sobre la someridad de los parches de deslizamiento. Por lo tanto, la subsidencia observada en Penco representa un dato determinante en el proceso de restricción, ya que el prescindir de él podría resultar en la obtención de modelos de ruptura con mayor variabilidad en el dominio sismogénico. Por otro lado, posiblemente esta observación no haya correspondido a subsidencia *per se*, sino a procesos de licuación del suelo por actividad sísmica según lo relatado por testigos secundarios (Stewart, 2019). Lo anterior podría sesgar las características de los modelos de ruptura obtenidos y ameritaría la realización de un segundo proceso de restricción omitiendo el dato de Penco, con el fin de analizar que tan significativa es la variabilidad en la profundidad de los parches de deslizamiento de los modelos restringidos. De igual manera, la investigación en paleogeodesia podría ser una herramienta útil para corroborar el cambio del nivel del suelo experimentado en Penco por el terremoto de 1835.

Respecto a los campos de desplazamiento vertical simulados a partir de las distribuciones de deslizamiento restringidas, notamos que la cantidad de alzamiento fue subestimada en contraste con una parte importante de los datos históricos, lo cual puede deberse a diversos factores asociados a la metodología empleada, desde la generación de distribuciones de deslizamiento hasta el proceso de restricción por tendencia. En primer lugar, los grandes alzamientos observados en la ISM y Tubul demandarían un mayor deslizamiento cosísmico en dicha área, sin embargo, los modelos restringidos revelaron que el parche de mayor deslizamiento se emplaza más al norte de esta región. Basándonos en el supuesto de que el terremoto de 1835 haya tenido una ruptura unimodal, tal y como se muestra en la gran mayoría de nuestros resultados, el parche de deslizamiento máximo revelado podría estar espacialmente desfasado a lo largo del rumbo, y dado que no existen observaciones históricas de cambios en el nivel del suelo dentro del tramo latitudinal en donde se extienden los parches de ruptura principal (*i.e.,* entre Dichato y Constitución), no es posible desmentir esta estimación, así como también es posible que los desplazamientos verticales observados hayan descartado modelos de ruptura con

parches de deslizamiento máximo en la zona de traslape, sobre todo aquellas observaciones distantes del golfo de Arauco.

Por lo general, los alzamientos máximos simulados para todos los modelos restringidos se sitúan en dirección noroeste del golfo de Arauco y muy cercanos a la fosa, por ende, se encuentran distantes de la ISM. En particular, los modelos M3 y M5 mostraron un mayor alzamiento cerca de la ISM indicado por el contorno de 1 metro (ver figura 5.1.7 y 5.1.9, respectivamente), en donde la ruptura asociada al modelo M3 se sitúa latitudinalmente más cercana al golfo de Arauco, representando una buena aproximación a lo largo del rumbo, en cambio, la ruptura para el modelo M5 se ubica latitudinalmente más alejada de dicho lugar, pero en un dominio sismogénico de mayor profundidad a diferencia de los demás, representando una mejor estimación a lo largo de la subducción. Por tanto, lo anterior sugiere que los parches de mayor deslizamiento tengan, por una parte, mayor profundidad en la zona sismogénica, similar o levemente mayor a la del modelo M5, y además, una ubicación más centrada en la zona de traslape similar a la indicada por el modelo M3, de tal manera que los grandes alzamientos se generen próximos a la ISM. Una posible solución a lo anterior implicaría considerar distancias a la fosa mayores a cero y razones de aspecto que permitan abarcar zonas levemente más profundas en la zona sismogénica, procurando no sobrepasar el límite inferior del contacto interplaca estimado en 50 kilómetros de profundidad para el terremoto del Maule (Delouis et al., 2010).

Adicionalmente, las distribuciones de deslizamiento finales sugieren magnitudes preferentes de M_W 8.6 y 8.65 para el evento de 1835, sobrestimando la magnitud de M_W 8.5 sugerida en estudios previos (Vigny et al., 2011; Wang et al., 2012). Luego, debido a que los campos de desplazamiento vertical correspondientes a los modelos restringidos de mayor magnitud (*i.e.,* M1 y M5) muestran alzamientos máximos de entre 2 y 2.5 metros (ver figuras 5.1.5 y 5.1.9), para lograr simular un alzamiento cercano a 3 metros tal y como se observó al norte de la ISM (Fitzroy, 1839) implicaría un aumento del momento sísmico, y para solventar esta diferencia se necesitarían modelos de ruptura con mayores magnitudes a las ya establecidas en la generación de distribuciones de deslizamiento aleatorias. Sin embargo, según los estudios que sugieren una ruptura menor para 1835 en comparación con la ruptura del 2010 (Cisternas et al., 2010; Vigny et al., 2011; Quezada et al., 2012b; Ruiz and Madariaga, 2018), la magnitud para el terremoto de Concepción no

podría ser igual o superior a M_W 8.8. Por tanto, se podría considerar establecer una magnitud de a lo más M_W 8.7 como límite superior para una extensión del rango de magnitudes en una futura corrección del método.

Por otro lado, estudios sugieren una similitud entre la ruptura de 1835 y la mitad sur de la ruptura del Maule (Cisternas et al., 2010), por tanto, podríamos suponer que la distribución de deslizamiento de 1835 haya experimentado una ruptura bimodal tal y como lo exhibe la zona centro-sur del modelo de ruptura para el terremoto del 2010 (Moreno et al., 2012), de tal manera que el parche más meridional contribuya a un mayor deslizamiento en el golfo de Arauco, y por tanto, a generar alzamientos más cercanos a los observados. Sin embargo, lo anterior no es posible observarlo en nuestro modelo bimodal M4, puesto que ambos parches se encuentran en la zona norte del plano de ruptura y bastante cercanos entre si, lo cual diverge de la distribución espacial del deslizamiento para el evento del Maule (ver figura 6.0.1). Luego, la ausencia de un parche secundario de deslizamiento en latitudes asociadas a la península de Arauco podría explicar la subestimación de los alzamientos en esta zona. Una posible solución a esta sugerencia recae en la parametrización de aquellas variables que controlan tanto la heterogeneidad como la aleatoriedad del patrón de deslizamiento a generar, es decir, del parámetro de complejidad y número de iteraciones del árbol lógico, respectivamente. Luego, la generación de un mayor número de distribuciones de deslizamiento aleatorias homólogas a las ya restringidas podría resultar en la obtención de modelos con patrón de ruptura bimodal, tomando en cuenta esta vez un rango más amplio de valores de complejidad junto a un aumento de las iteraciones por combinación de parámetros, y sólo considerando aquellos rangos de parámetros asociados a los modelos restringidos en la configuración del árbol lógico (*i.e.,* magnitud, razón de aspecto, límites de ruptura y distancia a la fosa), con el fin de compensar los tiempos de cómputo y asegurar similitud en las dimensiones y momento sísmico de los patrones de ruptura a generar.

Otra posible alternativa a la subestimación de los grandes alzamientos podría estar relacionada a fuentes de ruptura secundarias influenciadas por el deslizamiento cosísmico, tales como sistemas de fallas corticales y fallas de tipo *splay* existentes en la ISM y alrededores del golfo de Arauco, las cuales tendrían la capacidad de controlar y localizar la distribución de la deformación en superficie además del alzamiento (Melnick et al., 2006). Se ha mostrado que estas fallas de tipo

splay podrían haber limitado el deslizamiento cosísmico de la zona sismogénica bajo la ISM para el terremoto del Maule, transformando parte de la deformación elástica intersísmica en deformación anelástica permanente (Melnick et al., 2012b; Moreno et al., 2012). Para el mismo evento del Maule, otros autores asociaron el gran alzamiento anómalo encontrado en Tirúa a la existencia y deslizamiento de fallas de tipo *splay* (Quezada et al., 2020). En base a lo anterior, si este tipo de fallas tienen la capacidad de influir en la distribución del deslizamiento cosísmico, también podrían repercutir en el campo de desplazamiento vertical, contribuyendo a mayores alzamientos cosísmicos. Extrapolando esto al terremoto de 1835, podríamos deducir que los mayores alzamientos observados en 1835 son una consecuencia directa de este sistema de fallas corticales en el golfo de Arauco, el cual generaría un campo de alzamiento cosísmico adicional al ya provocado por la ruptura del contacto interplaca, y dado que la simulación del desplazamiento vertical ignora estas fuentes secundarias, los modelos restringidos no son capaces de reproducir los grandes alzamientos observados, especialmente los registrados en ISM, Tubul e Isla Quiriquina (Fitzroy, 1839). No obstante, investigaciones posteriores señalaron que a pesar de que la ISM haya sido afectada por fallas corticales, los alzamientos observados en esta zona y alrededores muy probablemente hayan sido dominados directamente por el deslizamiento interplaca subyacente (Wesson et al., 2015).

En vista de que el modelo de tsunami emplea los campos de desplazamiento vertical como única condición inicial para la perturbación de la superficie libre (Wang, 2009), entonces las anomalías en los alzamientos simulados corresponderían a la causa principal de la subestimación en las alturas de ola en la gran mayoría de los mareógrafos simulados. Si bien, algunas series de tiempo mostraron alturas de ola similares a las observadas, como es el caso de Valparaíso y Penco, todo el resto de las simulaciones presentaron alturas menores a las esperadas, en especial para Boca Chica, Talcahuano y Colcura, quienes exhibieron las mayores subestimaciones en la altura del tsunami. Una explicación alternativa y complementaria a estas subestimaciones podría estar asociada a fuentes tsunamigénicas secundarias no consideradas en el modelo de tsunami, cuyo efecto influya a niveles locales. Por ejemplo, los deslizamientos de tierra y roca evidenciados en Isla Quiriquina (Fitzroy, 1839; Darwin, 1851; Soloviev, 1975) probablemente hayan jugado un rol importante en el desarrollo del tsunami como una fuente de origen adicional en el

borde occidental de la bahía de Concepción, interfiriendo de manera constructiva a las alturas de ola observadas especialmente en Boca Chica y Talcahuano. En base a esto, sería necesario realizar ensayos numéricos de tsunamis causados por deslizamientos de tierra en Isla Quiriquina, con el fin de evaluar y cuantificar el potencial de esta fuente tsunamigénica adicional sobre los efectos del tsunami en la bahía de Concepción.

A su vez, el sistema de fallas corticales existentes en el golfo de Arauco podría justificar las características del tsunami en Colcura dado que las fallas tipo *splay* contribuirían a mayores alturas de tsunami (Wendt et al., 2009), sin embargo, dado que su contribución en el alzamiento en ISM para el terremoto del Maule no fue relevante (Wesson et al., 2015), podríamos suponer un comportamiento similar para el evento de 1835, por lo que esta alternativa tiene menor validez. Por otro lado, otros motivos y posibles escenarios asociados a la subestimación del alzamiento en el golfo de Arauco podrían explicar la subestimación de la altura del tsunami en Colcura, como la estimación latitudinalmente desfasada del parche máximo de deslizamiento en el caso de una ruptura unimodal, o la ausencia de un segundo parche de deslizamiento importante en áreas cercanas al golfo de Arauco, los cuales ya fueron discutidos anteriormente. Por lo tanto, dado que solamente contemplamos el campo de desplazamiento vertical como única condición inicial en el modelo de tsunami, cualquier otra contribución a las amplitudes de tsunami asociadas a fuentes secundarias son ignoradas en la simulación, obteniendo así alturas de tsunami de menor magnitud.

Desde el punto de vista numérico, la fiabilidad y precisión de los resultados de la simulación de tsunami dependen en gran parte de la resolución de la información topobatimétrica disponible (Satake, 1995; LeVeque et al., 2011). Luego, debido a que las grillas facilitadas para la simulación del tsunami en Isla Robinson Crusoe, Colcura e Isla Caucahue tienen una resolución espacial intermedia (0.108', 0.09' y 0.072', respectivamente), estas no tendrían la capacidad suficiente para representar con gran detalle las características de la línea de costa o del fondo marino, lo cual en muchos casos puede conllevar a la aparición de artefactos numéricos y a generar desconfianza en los resultados. Por tanto, existe posibilidad de que se hayan obtenido resultados imprecisos en los lugares mencionados capaces de justificar la subestimación de las alturas de ola, sobre todo en Isla Robinson Crusoe y Colcura, en donde no existe la resolución necesaria para captar la forma

de la bahía.

Finalmente, la limitación en la disponibilidad de datos batimétricos, así como en la resolución de algunas grillas facilitadas, imposibilitó incluir algunas observaciones de tsunami como estimaciones de altura en Constitución (Caldcleugh, 1836) y la inundación estimada en Quidico mediante estudios de paleotsunami (Hong et al., 2017). Luego, la adquisición de datos batimétricos junto con el desarrollo de grillas de mejor resolución permitiría una mejor caracterización del fondo marino y un anidamiento de mejor calidad, lo que garantizaría mayor precisión en la simulación de tsunami.

Capítulo 7

Conclusión

Hemos logrado obtener modelos de fuente sísmica capaces de reproducir algunas de las características del terremoto y tsunami ocurrido en Concepción el 20 de febrero de 1835. Esto fue llevado a cabo mediante una aproximación estocástica implementada en una estructura de árbol lógico para la generación de distribuciones de deslizamiento (Cifuentes-Lobos et al., 2023).

La gran cantidad de información recopilada en relación con el terremoto de 1835 garantizó, en primer lugar, una exitosa implementación del esquema de árbol lógico, y luego, un proceso de restricción de alta robustez que, en conjunto con el análisis de tendencia de desplazamientos verticales, hizo posible reducir 126 mil modelos a sólo 5. Debido a esto, proponemos este análisis de tendencia como una alternativa complementaria al proceso de restricción, el cual está sujeto a la disponibilidad de datos cuantitativos de desplazamiento vertical que permitan determinar segmentos de tendencia. Además, la distribución y densidad de las observaciones posibilitó un buen poder de resolución, lo cual permitió obtener patrones de ruptura con parches concentrados de alto deslizamiento.

Las distribuciones de deslizamiento restringidas señalaron magnitudes preferentes de M_W 8.6 y 8.65, sobrestimando levemente la magnitud de M_W 8.5 inferida en estudios previos (Vigny et al., 2011; Wang et al., 2012). Los parches de mayor deslizamiento revelaron una ubicación latitudinal en la zona centro-norte del plano de ruptura y profundidades relativamente someras de entre 16 y 30 kilómetros, mostrando coherencia con las características de la ruptura de 1835 sugeridas en estudios previos (Campos et al., 2002; Ruegg et al., 2009; Cisternas et al., 2010;

Vigny et al., 2011; Moreno et al., 2012; Ruiz and Madariaga, 2018). La ubicación preferente del parche principal de ruptura podría dar luces sobre asperezas sísmicas persistentes en el segmento Concepción-Maule, las cuales podrían corresponder a zonas propensas a romper de manera recurrente en cada ciclo sísmico, que si bien en 2010 no fue la zona de mayor deslizamiento, correspondió al parche epicentral con un deslizamiento no menos importante en contraste con los ubicados al norte y sur respecto del epicentro.

La subestimación experimentada por las simulaciones de desplazamiento vertical y tsunami podrían estar asociadas a características imprecisas de la solución de los parches principales de ruptura, tales como su ubicación latitudinal, profundidad en la zona sismogénica y cantidad de deslizamiento. A raíz de esto, y con el propósito de mejorar las estimaciones, se sugirieron posibles soluciones que perfectamente se pueden llevar a cabo en una futura segunda aproximación empleando la misma metodología. Estas implican un aumento tanto de los parámetros que controlan la heterogeneidad y aleatoriedad de la ruptura. Por su parte, hacemos énfasis en la importancia de aumentar la resolución de la información batimétrica en aquellos lugares indicados o cuyo registro histórico indique una recurrencia en la inundación por tsunami, así como en la investigación en paleogeodesia y paleotsunami, ya que es una de las principales herramientas actuales para continuar indagando en las características de los terremotos históricos.

La unidimensionalidad y naturaleza semi-empírica del método de Smart et al. (2016) permitió una alternativa sencilla y de bajo costo que considera parámetros asociados a las características locales del terreno para la conversión de distancias de inundación a alturas de tsunami en la línea de costa, logrando complementar el conjunto de observaciones asociadas al tsunami de 1835. A pesar del buen rendimiento observado por parte de las densidades tipo 2 y 3, se exige de un proceso de validación para los parámetros a_R ajustados a fin de garantizar la fiabilidad y aplicabilidad de estos en lugares ajenos a los abordados en este estudio. Por su parte, la respuesta inesperada asociada a la densidad tipo 1 apela a una redefinición del criterio, o bien, a emplear otro método que contemple la rugosidad del suelo. Estos requerimientos demandan un aumento de las mediciones en terreno post-tsunami, lo cual se espera conseguir en un futuro.

Las distribuciones de deslizamiento restringidas representan una primera aproximación estocástica para una caracterización de la fuente sísmica y

tsunamigénica para el terremoto de Concepción de 1835, por lo que no son consideradas estimaciones definitivas. Un refinamiento en la metodología, tomando en cuenta las sugerencias discutidas en este documento, permitirían dilucidar algunas inferencias propuestas para una mejor estimación de esta fuente sísmica.

Nuestros resultados ofrecen un producto para facilitar la toma de decisiones en las investigaciones de paleogeodesia y paleotsunami con el propósito de actualizar la caracterización del segmento sísmico de Concepción-Maule y complementar el conocimiento de su ciclo sísmico, lo cual aportaría a un posterior mejoramiento del desarrollo en la gestión y gobernanza del riesgo sísmico y tsunamigénico de la zona centro-sur de Chile.

Bibliografía

Abe, K. (1975). Reliable estimation of the seismic moment of large earthquakes. *Journal of Physics of the Earth*, 23(4):381–390.

Aburto, H. and Gutiérrez, M. (1999). Coronel: historia y sociedad carbonífera. *Revista de historia (Concepción, Chile)*, 9(1):111–122.

Allen, T. I. and Hayes, G. P. (2017). Alternative rupture-scaling relationships for subduction interface and other offshore environments. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 107(3):1240–1253.

Amante, C. and Eakins, B. W. (2009). Etopo1 arc-minute global relief model: procedures, data sources and analysis.

Angermann, D., Klotz, J., and Reigber, C. (1999). Space-geodetic estimation of the nazca-south america euler vector. *Earth and Planetary Science Letters*, 171(3):329–334.

Annaka, T., Satake, K., Sakakiyama, T., Yanagisawa, K., and Shuto, N. (2007). Logic-tree approach for probabilistic tsunami hazard analysis and its applications to the japanese coasts. In *Tsunami and its hazards in the Indian and Pacific Oceans*, pages 577–592. Springer.

Barazangi, M. and Isacks, B. L. (1976). Spatial distribution of earthquakes and subduction of the nazca plate beneath south america. *Geology*, 4(11):686–692.

Barrientos, S. E. (2007). Earthquakes in chile. *The Geology of Chile*, pages 263–287.

Barrientos, S. E. and Ward, S. N. (1990). The 1960 chile earthquake: inversion for slip distribution from surface deformation. *Geophysical Journal International*, 103(3):589–598.

Beck, S., Barrientos, S., Kausel, E., and Reyes, M. (1998). Source characteristics of historic earthquakes along the central chile subduction askew et alzone. *Journal of South American Earth Sciences*, 11(2):115–129.

Becker, J., Sandwell, D., Smith, W., Braud, J., Binder, B., Depner, J., Fabre, D., Factor, J., Ingalls, S., Kim, S., et al. (2009). Global bathymetry and elevation data at 30 arc seconds resolution: Srtm30_plus. *Marine Geodesy*, 32(4):355–371.

Blaser, L., Krüger, F., Ohrnberger, M., and Scherbaum, F. (2010). Scaling relations

of earthquake source parameter estimates with special focus on subduction environment. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 100(6):2914–2926.

Bommer, J. J., Scherbaum, F., Bungum, H., Cotton, F., Sabetta, F., and Abrahamson, N. A. (2005). On the use of logic trees for ground-motion prediction equations in seismic-hazard analysis. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 95(2):377–389.

Brengman, C. M., Barnhart, W. D., Mankin, E. H., and Miller, C. N. (2019). Earthquake-scaling relationships from geodetically derived slip distributions. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 109(5):1701–1715.

Bricker, J. D., Gibson, S., Takagi, H., and Imamura, F. (2015). On the need for larger manning's roughness coefficients in depth-integrated tsunami inundation models. *Coastal Engineering Journal*, 57(2):1550005–1–1550005–13.

Caldcleugh, A. (1836). Iii. an account of the great earthquake experienced in chile on the 20th of february, 1835; with a map. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, (126):21–26.

Calisto, I., Ortega, M., and Miller, M. (2015). Observed and modeled tsunami signals compared by using different rupture models of the april 1, 2014, iquique earthquake. *Natural Hazards*, 79:397–408.

Camfield, F. E. (1980). *Tsunami engineering*, volume 6. US Army Coastal Engineering Research Center Ft. Belvoir, VA.

Campos, J., Hatzfeld, D., Madariaga, R., López, G., Kausel, E., Zollo, A., Iannacone, G., Fromm, R., Barrientos, S., and Lyon-Caen, H. (2002). A seismological study of the 1835 seismic gap in south-central chile. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 132(1-3):177–195.

Cifuentes-Lobos, R., Calisto, I., MacInnes, B., Moreno, M., Quezada, J., San Martín, J., Fernández-Palma, M., and Saavedra, C. (2023). 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*, pages 1–13.

Cisternas, M., Melnick, D., Ely, L., Wesson, R., and Norambuena, R. (2010). Similarities between the great chilean earthquakes of 1835 and 2010. In *Chapman Conference on Giant Earthquakes and their Tsunamis, AGU*, volume 19.

Darwin, C. (1851). *Geological observations on coral reefs, volcanic islands, and on South America: Being the geology of the voyage of the Beagle, under the command of Captain Fitzroy, RN, during the years 1832 to 1836*. Smith, Elder & Company.

de Ballore, F. d. M. (1914). Historia sísmica de los andes meridionales al sur del paralelo xvi. quinta parte. In *Anales de la Universidad de Chile*, number 72, pages ág–109.

Delouis, B., Nocquet, J.-M., and Vallée, M. (2010). Slip distribution of the february 27, 2010 mw= 8.8 maule earthquake, central chile, from static and high-rate gps, insar, and broadband teleseismic data. *Geophysical Research Letters*, 37(17).

DeMets, C., Gordon, R. G., Argus, D., and Stein, S. (1990). Current plate motions. *Geophysical journal international*, 101(2):425–478.

Downes, G., Barberopoulou, A., Cochran, U., Clark, K., and Scheele, F. (2017). The new zealand tsunami database: Historical and modern records. *Seismological Research Letters*, 88(2A):342–353.

Dura, T., Horton, B. P., Cisternas, M., Ely, L. L., Hong, I., Nelson, A. R., Wesson, R. L., Pilarczyk, J. E., Parnell, A. C., and Nikitina, D. (2017). Subduction zone slip variability during the last millennium, south-central chile. *Quaternary Science Reviews*, 175:112–137.

d'Urville, J. D. (1846). *Voyage au Pôle Sud et dans l'Océanie sur les corvettes l'Astrolabe et la Zélée... pendant les années 1837-1838-1839-1840*, volume 5. Gide.

Egbert, G. D. and Erofeeva, S. Y. (2002). Efficient inverse modeling of barotropic ocean tides. *Journal of Atmospheric and Oceanic technology*, 19(2):183–204.

Farr, T. G., Rosen, P. A., Caro, E., Crippen, R., Duren, R., Hensley, S., Kobrick, M., Paller, M., Rodriguez, E., Roth, L., et al. (2007). The shuttle radar topography mission. *Reviews of geophysics*, 45(2).

Fitzroy, R. (1839). *Narrative of the Surveying Voyages of His Majesty's Ships Adventure and Beagle Between the Years 1826 and 1836: Describing Their Examination of the Southern Shores of South America, and the Beagle's Circumnavigation of the Globe: Proceedings of the Second Expedition, 1831-1836*, volume 2. H. Colburn.

Frézier, A. F. (1732). *Relation du voyage de la mer du Sud aux côtes du Chily et du Péru*. Didot.

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., et al. (2011). Field survey of the 27 february 2010 chile tsunami. *Pure and Applied Geophysics*, 168:1989–2010.

Fukutani, Y., Suppasri, A., and Imamura, F. (2015). Stochastic analysis and uncertainty assessment of tsunami wave height using a random source parameter model that targets a tohoku-type earthquake fault. *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment*, 29:1763–1779.

Geller, R. J. (1976). Scaling relations for earthquake source parameters and magnitudes. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 66(5):1501–1523.

Hanks, T. C. and Kanamori, H. (1979). A moment magnitude scale. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 84(B5):2348–2350.

Hayes, G. P., Moore, G. L., Portner, D. E., Hearne, M., Flamme, H., Furtney, M., and Smoczyk, G. M. (2018). Slab2, a comprehensive subduction zone geometry model. *Science*, 362(6410):58–61.

Hong, I., Dura, T., Ely, L. L., Horton, B. P., Nelson, A. R., Cisternas, M., Nikitina, D., and Wesson, R. L. (2017). A 600-year-long stratigraphic record of tsunamis in south-central chile. *The Holocene*, 27(1):39–51.

Houston, J. R. and Garcia, A. W. (1974). *Type 16 flood insurance study: Tsunami predictions for Pacific coastal communities*, volume 74. Waterways Experiment Station.

Iida, K., Cox, D. C., and Pararas-Carayannis, G. (1967). *Preliminary catalog of tsunamis occurring in the Pacific Ocean.* Hawaii Institute of Geophysics, University of Hawaii Honolulu.

Jara-Munoz, J., Melnick, D., Brill, D., and Strecker, M. R. (2015). Segmentation of the 2010 maule chile earthquake rupture from a joint analysis of uplifted marine terraces and seismic-cycle deformation patterns. *Quaternary Science Reviews*, 113:171–192.

Jorquera, B. (2018). Caracterización del terremoto y tsunami del 20 de febrero de 1835 en base a registros históricos. Tesis no publicada.

Kausel, E. and Ramírez, D. (1992). Relaciones entre parámetros focales y macrosísmicos de grandes terremotos chilenos. *Revista Geofísica*, 37:36–194.

Kotani, M. (1998). Tsunami run-up simulation and damage estimation by using gis. *P. Coast. Eng., JSCE*, 45:356–360.

Lagos, M. (2000). Tsunamis de origen cercano a las costas de chile. *Revista de geografía norte grande*, (27):93–102.

Lara, H. (1998). *La Ciudad Mártir*, volume 3. Ediciones La Ciudad.

Lay, T., Kanamori, H., Ammon, C. J., Koper, K. D., Hutko, A. R., Ye, L., Yue, H., and Rushing, T. M. (2012). Depth-varying rupture properties of subduction zone megathrust faults. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 117(B4).

Lay, T. and Nishenko, S. P. (2022). Updated concepts of seismic gaps and asperities to assess great earthquake hazard along south america. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 119(51):e2216843119.

LeVeque, R. J., George, D. L., and Berger, M. J. (2011). Tsunami modelling with adaptively refined finite volume methods. *Acta Numerica*, 20:211–289.

LeVeque, R. J., Waagan, K., González, F. I., Rim, D., and Lin, G. (2017). Generating random earthquake events for probabilistic tsunami hazard assessment. *Global Tsunami Science: Past and Future, Volume I*, pages 3671–3692.

Liu, P. L.-F., Woo, S.-B., and Cho, Y.-S. (1998). Computer programs for tsunami propagation and inundation. *Cornell University*, 25.

Lomnitz, C. (2004). Major earthquakes of chile: A historical survey, 1535-1960. *Seismological Research Letters*, 75(3):368–378.

Madariaga, R. (1998). Sismicidad de chile. *Física de la Tierra*, 10(1):221–258.

Melgar, D., Riquelme, S., Xu, X., Baez, J. C., Geng, J., and Moreno, M. (2017). The first since 1960: A large event in the valdivia segment of the chilean subduction zone, the 2016 m7. 6 melinka earthquake. *Earth and Planetary Science Letters*, 474:68–75.

Melgar, D., Williamson, A. L., and Salazar-Monroy, E. F. (2019). Differences between heterogenous and homogenous slip in regional tsunami hazards modelling. *Geophysical Journal International*, 219(1):553–562.

Melnick, D., Bookhagen, B., Echtler, H. P., and Strecker, M. R. (2006). Coastal deformation and great subduction earthquakes, isla santa maría, chile (37 s). *Geological Society of America Bulletin*, 118(11-12):1463–1480.

Melnick, D., Moreno, M., Cisternas, M., and Tassara, A. (2012a). Darwin'seismic gap closed by the 2010 maule earthquake. *Andean Geology*, 39(3):558–563.

Melnick, D., Moreno, M., Motagh, M., Cisternas, M., and Wesson, R. L. (2012b). Splay fault slip during the mw 8.8 2010 maule chile earthquake. *Geology*, 40(3):251–254.

Métois, M., Socquet, A., and Vigny, C. (2012). Interseismic coupling, segmentation and mechanical behavior of the central chile subduction zone. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 117(B3).

Moreno, M., Melnick, D., Rosenau, M., Baez, J., Klotz, J., Oncken, O., Tassara, A., Chen, J., Bataille, K., Bevis, M., et al. (2012). Toward understanding tectonic control on the mw 8.8 2010 maule chile earthquake. *Earth and Planetary Science Letters*, 321:152–165.

Nishenko, S. P. (1985). Seismic potential for large and great interplate earthquakes along the chilean and southern peruvian margins of south america: a quantitative reappraisal. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 90(B5):3589–3615.

Okada, Y. (1985). Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space. *Bulletin of the seismological society of America*, 75(4):1135–1154.

Padman, L. and Erofeeva, S. (2005). Tide model driver (tmd) manual. *Earth and Space research*.

Palacios, A. R. (2016). *Fuentes para la historia sísmica de Chile (1570-1906)*. DIBAM, Santiago, Chile. Estudio preliminar, selección, transcripción y notas.

Papazachos, B., Scordilis, E., Panagiotopoulos, D., Papazachos, C., and Karakaisis, G. (2004). Global relations between seismic fault parameters and moment

magnitude of earthquakes. *Bulletin of the Geological Society of Greece*, 36(3):1482–1489.

Purcaru, G. and Berckhemer, H. (1982). Quantitative relations of seismic source parameters and a classification of earthquakes. *Tectonophysics*, 84(1):57–128.

Quezada, J., Belmonte, A., Fernández, A., Jaque, E., Martínez, C., and Torrejón, F. (2012a). Segmentación sísmica en el ancho del contacto interplaca en el centro sur de chile. In *Congreso Geológico Chileno*, volume 13, page 174e176.

Quezada, J., Jaque, E., Catalán, N., Belmonte, A., Fernández, A., and Isla, F. I. (2020). Unexpected coseismic surface uplift at tirúa-mocha island area of south chile before and during the mw 8.8 maule 2010 earthquake: a possible upper plate splay fault.

Quezada, J., Torrejón, F., Jaque, E., Fernández, A., Belmonte, A., and Martínez, C. (2012b). Comparación entre el terremoto mw= 8.8 del 27 de febrero de 2010 y su predecesor de 1835. In *Congreso Geológico Chileno*, volume 13, pages 100–102.

Reese, S., Bradley, B. A., Bind, J., Smart, G., Power, W., and Sturman, J. (2011). Empirical building fragilities from observed damage in the 2009 south pacific tsunami. *Earth-Science Reviews*, 107(1-2):156–173.

Rojas, C., Munizaga, J., Rojas, O., Martínez, C., and Pino, J. (2019). Urban development versus wetland loss in a coastal latin american city: Lessons for sustainable land use planning. *Land Use Policy*, 80:47–56.

Ruegg, J., Rudloff, A., Vigny, C., Madariaga, R., De Chabalier, J., Campos, J., Kausel, E., Barrientos, S., and Dimitrov, D. (2009). Interseismic strain accumulation measured by gps in the seismic gap between constitución and concepción in chile. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 175(1-2):78–85.

Ruiz, S. and Madariaga, R. (2018). Historical and recent large megathrust earthquakes in chile. *Tectonophysics*, 733:37–56.

Satake, K. (1995). Linear and nonlinear computations of the 1992 nicaragua earthquake tsunami. *Pure and Applied Geophysics*, 144:455–470.

Scholz, C. H. (1982). Scaling laws for large earthquakes: consequences for physical models. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 72(1):1–14.

Smart, G., Crowley, K., and Lane, E. (2016). Estimating tsunami run-up. *Natural Hazards*, 80:1933–1947.

Soloviev, SL y Go, C. N. (1975). *Catalogue of tsunamis on the eastern shore of the Pacific Ocean (1513-1968)*. Nauka Publishing House, Moscú, URSS. Translated from Russian to English by Canadian Institute for Science and Technical Information, No. 5078, National Research Council, Ottawa, Canada, 1984.

Stewart, D. (2019). Historical tsunamis in the concepcion bay, as seen in the reconstructed flood levels from the colonial city of concepcion (penco), chile (1570-1835). *Revista de Historia*, 2(26):97–127.

Stock, C. and Smith, E. G. (2000). Evidence for different scaling of earthquake source parameters for large earthquakes depending on faulting mechanism. *Geophysical Journal International*, 143(1):157–162.

Strasser, F. O., Arango, M., and Bommer, J. J. (2010). Scaling of the source dimensions of interface and intraslab subduction-zone earthquakes with moment magnitude. *Seismological Research Letters*, 81(6):941–950.

Synolakis, C. E. (1987). The runup of solitary waves. *Journal of Fluid Mechanics*, 185:523–545.

Thingbaijam, K. K. S., Mai, P. M., and Goda, K. (2017). New empirical earthquake source-scaling laws. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 107(5):2225–2246.

Vargas, G., Farias, M., Carretier, S., Tassara, A., Baize, S., and Melnick, D. (2011). Coastal uplift and tsunami effects associated to the 2010 mw8. 8 maule earthquake in central chile. *Andean Geology*, 38(1):219–238.

Vigny, C., Socquet, A., Peyrat, S., Ruegg, J.-C., Métois, M., Madariaga, R., Morvan, S., Lancieri, M., Lacassin, R., Campos, J., et al. (2011). The 2010 mw 8.8 maule megathrust earthquake of central chile, monitored by gps. *Science*, 332(6036):1417–1421.

Wang, L., Shum, C., Simons, F. J., Tassara, A., Erkan, K., Jekeli, C., Braun, A., Kuo, C., Lee, H., and Yuan, D.-N. (2012). Coseismic slip of the 2010 mw 8.8 great maule, chile, earthquake quantified by the inversion of grace observations. *Earth and Planetary Science Letters*, 335:167–179.

Wang, X. (2009). User manual for comcot version 1.7 (first draft). *Cornel University*, 65:480.

Wendt, J., Oglesby, D. D., and Geist, E. L. (2009). Tsunamis and splay fault dynamics. *Geophysical Research Letters*, 36(15).

Wessel, P., Smith, W. H., Scharroo, R., Luis, J., and Wobbe, F. (2013). Generic mapping tools: improved version released. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 94(45):409–410.

Wesson, R. L., Melnick, D., Cisternas, M., Moreno, M., and Ely, L. L. (2015). Vertical deformation through a complete seismic cycle at isla santa maría, chile. *Nature Geoscience*, 8(7):547–551.

Yao, H., Shearer, P. M., and Gerstoft, P. (2013). Compressive sensing of frequency-dependent seismic radiation from subduction zone megathrust ruptures. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 110(12):4512–4517.

Capítulo 8

Anexos

8.1. Anexo A: información recopilada para el terremoto de Concepción (1835)

Ubicación	Desp. vertical [m]	Fuente
Constitución	-0.6	Fitzroy (1839)
Isla Quiriquina	2.4	Fitzroy (1839)
Talcahuano	1.35	Fitzroy (1839)
Bahía San Vicente	0.5	Caldcleugh (1836)
Penco	< 0	Stewart (2019)
ISM (norte)	3.0	Fitzroy (1839)
ISM (centro)	2.7	Fitzroy (1839)
ISM (sur)	2.4	Fitzroy (1839)
Tubul	1.8	Fitzroy (1839)
Quidico	> 0	Dura et al. (2017)
Isla Mocha	0.6	Fitzroy (1839)
Tirúa	0	Dura et al. (2017)

Cuadro 8.1.1: Información histórica y de paleogeodesia asociada a los desplazamientos verticales observados causados por el terremoto de Concepción de 1835.

Ubicación	Altura de ola [m]	Dist. inundación [m]	Fuente
Valparaíso	0.5	-	Soloviev (1975)
IRC	4.5	-	Caldcleugh (1836)
Dichato - Coliumo	4.2	-	Fitzroy (1839)
Tomé	4.2	-	Fitzroy (1839)
Boca Chica	11	-	Caldcleugh (1836)
Talcahuano	9	-	Fitzroy (1839)
Talcahuano	7.0 - 7.5	500 - 1000	Soloviev (1975)
Penco	> 3.0	300	Stewart (2019)
Colcura	10	> 0	Aburto and Gutiérrez (1999)
Ancud	1.2	-	Darwin (1851)
Isla Caucahue	0.6	-	Darwin (1851)

Cuadro 8.1.2: Información histórica asociada a efectos del tsunami causados por el terremoto de Concepción de 1835. IRC: Isla Robinson Crusoe (archipiélago Juan Fernández).

8.2. Anexo B: datos empleados en el proceso de calibración

Localidad	Run-up* [m]	Inundación* [m]	Amplitud ola** [m]
Isla Mocha	19.0	557.9	7.7
Isla Mocha	16.0	556.1	7.7
Isla Mocha	18.2	632.0	7.7
Isla Mocha	14.5	499.1	7.7
Isla Mocha	9.30	446.1	7.7
Isla Mocha	10.0	337.9	7.7
Isla Mocha	9.80	220.5	7.7
Isla Mocha	7.40	222.2	7.7
Isla Mocha	9.90	582.8	7.7
Isla Mocha	10.2	313.0	7.7
Isla Mocha	9.40	131.4	7.7
Isla Mocha	10.1	194.2	7.7
Caleta Llico	7.6	335.7	7.6
Caleta Llico	7.0	306.8	7.6
Caleta Llico	6.8	350.7	7.6
Caleta Llico	8.7	170.4	7.6

Cuadro 8.2.1: Parámetros de tsunami utilizados para la calibración de la ecuación predictiva (Smart et al., 2016) correspondiente a la densidad tipo 1.
*Fritz et al. (2011); **Vargas et al. (2011).

Localidad	Run-up* [m]	Inundación* [m]	Amplitud ola** [m]
Dichato	8.8	397.3	9.6
Dichato	10.5	856.9	9.6
Dichato	10.2	203.9	9.6
Pelluhue	12.4	450.8	12.8
Pelluhue	8.8	613.4	12.8
Pelluhue	6.6	768.0	12.8
Pelluhue	5.9	802.2	12.8
Pelluhue	6.4	851.0	12.8
Pelluhue	11.6	232.6	12.8
Pelluhue	11.2	119.4	12.8
Pelluhue	14.0	101.4	12.8
Juan Fernández	9.5	63.3	5.0
Juan Fernández	10.7	41.2	5.0
Iloca	5.8	383.2	10.8
Iloca	4.1	228.0	10.8
Rancura	7.0	251.2	10.8
Rancura	7.5	265.6	10.8
Tumbes	4.6	136.8	7.3
Laraquete	3.1	284.0	4.3

Cuadro 8.2.2: Parámetros de tsunami utilizados para la calibración de la fórmula de Smart *et al.,* 2016 correspondiente a la densidad tipo 2.
*Fritz et al. (2011); **Vargas et al. (2011).

Localidad	Run-up* [m]	Inundación* [m]	Amplitud ola** [m]
Constitución	7.6	126.0	8.1
Constitución	5.7	231.8	8.1
Constitución	5.6	396.4	8.1
Constitución	5.7	485.2	8.1
Constitución	9.1	80.1	8.1
Constitución	8.5	144.7	8.1
Constitución	8.4	224.6	8.1
Constitución	7.6	307.0	8.1
Constitución	7.7	382.0	8.1
Constitución	7.5	425.2	8.1
Constitución	7.2	158.4	8.1
Constitución	6.8	230.9	8.1
Constitución	6.7	337.5	8.1
Constitución	6.3	417.1	8.1
Penco	5.7	68.8	5.5
Penco	5.2	81.0	5.5
Talcahuano	6.7	117.0	6.6
Talcahuano	6.5	163.8	6.6
Talcahuano	6.6	248.3	6.6
Talcahuano	6.6	40.3	6.6
Pichilemu	6.2	157.0	8.3
Pichilemu	5.0	270.0	8.3

Cuadro 8.2.3: Parámetros de tsunami utilizados para la calibración de la fórmula de Smart *et al.,* 2016 correspondiente a la densidad tipo 3.
*Fritz et al. (2011); **Vargas et al. (2011).

8.3. Anexo C: plano de La Concepción (1712)

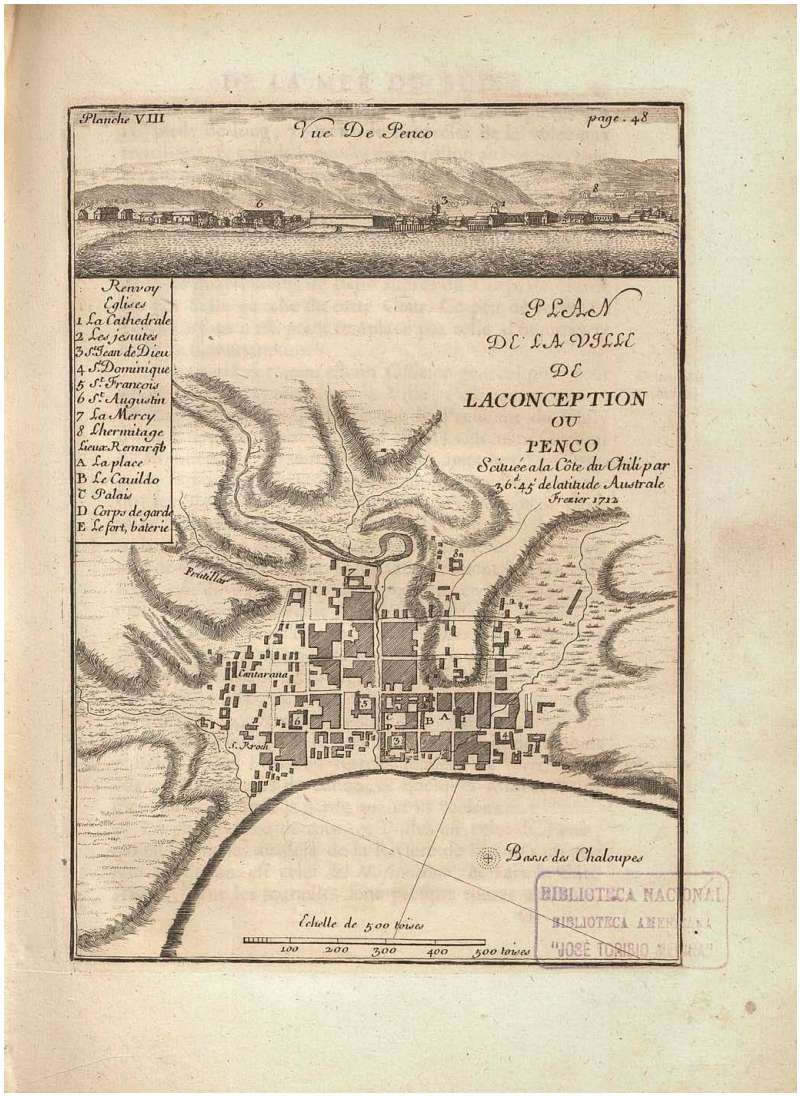

Figura 8.3.1: Antiguo mapa que muestra el desarrollo urbano de la antigua ciudad de La Concepción, correspondiente a la ubicación actual de Penco, para el año 1712. Fuente: Frézier (1732).