



*Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas*

## **Habilitación Profesional**

**Estudiante**

Diego Zanetti Ojeda

DISTRIBUCIONES ESTOCÁSTICAS DE DESLIZAMIENTO  $k^{-2}$

BASADAS EN CARACTERÍSTICAS A GRAN ESCALA

DE MAPAS DE ACOPLAMIENTO SÍSMICO

**Profesora Guía**

Dra. Ignacia Calisto Burgos

**Profesores Co-guías**

Dr. Javier Ruiz  
Dr. Francisco Ortega

**Comisión evaluadora**

Dr. Matthew Miller  
Dr. Rodrigo Contreras

## Agradecimientos

En esta etapa final de un camino importante, quiero expresar mi más profundo agradecimiento a mis padres, Arturo e Ingrid, quienes han hecho todo lo posible para que pueda cumplir mis sueños. Gracias por estar siempre presentes, incluso en la distancia, con una confianza inquebrantable en mí. Esta tesis también es de ustedes, porque sin su apoyo constante y los sacrificios que han hecho a lo largo del tiempo, nada de esto habría sido posible. Todo lo que soy y lo que he logrado se lo debo a ustedes.

También quiero agradecer a mis hermanos, Dante y Diana, y a mi cachorra Kiara, por día a día dar alegría a mi vida. De igual forma, este camino no habría sido el mismo sin el cariño de mis abuelas, abuelos, tías, tíos, y de toda la familia que nos rodea. Cada gesto, palabra y apoyo han sido fundamentales para llegar hasta aquí.

Un pilar fundamental en esta etapa fueron mis amigos de toda la vida y los nuevos amigos que hice durante mi estadía en Concepción, los cuales hicieron de esta etapa una experiencia inolvidable que sin dudas volvería a repetir.

Un factor importante en mi desarrollo en la época de colegio fueron mis profesores Adolfo y Fabián quienes me enseñaron herramientas que hasta el día de hoy utilizo. Pero sobretodo que siempre creyeron en mí y me impulsaron a tomar la decisión de estudiar esta maravillosa carrera.

Agradezco finalmente a las personas que fueron parte de esta tesis, a mi profesora guía por el tiempo y el apoyo durante este proceso y sobretodo por su calidad como persona. A los profesores co-guías por recibirme durante mi práctica, y la paciencia de enseñar cuando tuve dudas. A los profesores de la comisión por sus comentarios y sugerencias las cuales fueron muy valiosas para este trabajo de tesis.

# Índice

<b>1. Resumen</b>	<b>7</b>
<b>2. Introducción</b>	<b>8</b>
2.1. Objetivos	11
2.1.1. Objetivo General	11
2.1.2. Objetivos específicos	11
2.2. Hipótesis	11
2.3. Estado del arte	12
<b>3. Metodología</b>	<b>15</b>
3.1. Zona de estudio	15
3.2. Mapas de acoplamiento intersísmico	16
3.2.1. M. Moreno et al. (2010)	16
3.2.2. Metois et al. (2016)	17
3.3. Construcción del modelo	18
3.3.1. Caso unidimensional	18
3.3.2. Caso bidimensional	21
3.3.3. Función sintética	21
3.3.4. Espectro de Fourier y propiedad de simetría conjugada	22
3.3.5. Dominio de Fourier	23
3.3.6. Testeo del modelo	27
3.3.7. Deslizamientos positivos	28
3.3.8. Elección de parámetros	35
3.3.9. Distribución modal	37
3.4. Modelación de Tsunami	39
3.4.1. Parámetros de falla finita	40
3.4.2. Datos	41
<b>4. Resultados</b>	<b>43</b>
<b>5. Discusión</b>	<b>53</b>
<b>6. Conclusión</b>	<b>60</b>
<b>7. Anexos</b>	<b>64</b>

## Índice de figuras

1.	En (a)-(c) se muestra la distribución del grado de bloqueo o acoplamiento en la interfaz de placas para las zonas Centro, Norte y Sur de Chile (Drápela et al., 2021). . . . .	9
2.	Amplitud del espectro de Fourier $2D$ de un deslizamiento en función del número de onda radial $k$ (Ruiz et al., 2015) . . . . .	10
3.	Modelo de deslizamiento obtenido a partir del déficit de deslizamiento estimado para el sur del Perú y para un período intersísmico medido desde el terremoto de 1746 (Pulido et al., 2015). . . . .	12
4.	(a) Distribución de deslizamiento filtrada de baja frecuencia (interpolada a un espaciado de cuadrícula de 5 km). (b) Deslizamiento de longitud de onda corta obtenido mediante el filtrado de alta frecuencia de la distribución de deslizamiento dada por la función de densidad espectral de potencia de Von Karman del deslizamiento extrapolada a números de onda altos y usando una fase aleatoria. (c) Deslizamiento final de banda ancha obtenido al sumar los deslizamientos de baja y alta frecuencia en (a) y (b) (Pulido et al., 2015). . . . .	13
5.	Distribuciones de deslizamiento con igual fase con dimensión fractal variable, $D$ , hipocentros indicados por una estrella (izquierda), para los cuales se calculan sismogramas sintéticos en la fuente cercana (centro). Se muestran las componentes paralelas a la falla, filtradas en un rango de 0.01–2 Hz. Nótese cómo la variación en $D$ se refleja en las formas de onda y en las correspondientes velocidades máximas del suelo. Los espectros de velocidad (derecha, desplazados verticalmente) muestran solo diferencias menores, y su decaimiento ( $\propto \omega^{-1}$ ) es consistente con los espectros de aceleración plana observados (Mai y Beroza, 2002). . . . .	14
6.	Mapa conceptual de la metodología propuesta. . . . .	15
7.	Zona de ruptura calculada por el USGS para el terremoto de Illapel 8.3 $M_w$ . . . . .	16
8.	Función unidimensional sintética del tipo gaussiana y exponencial. . . . .	18
9.	Funciones sintéticas interpoladas. . . . .	19
10.	Metodología propuesta en 1D. Donde se muestra el espectro de Fourier de las funciones sintéticas y de la distribución $k^{-2}$ . Los deslizamiento en 1D de cada función y la combinación de estas. Los filtros utilizados, y las longitudes de onda larga y corta que capta el modelo. . . . .	21
11.	Funciones sintéticas de deslizamiento en el plano de falla (caso bidimensional), interpoladas y sin interpolar. Representación 3D y en mapa. . . . .	22
12.	Propiedad de simetría conjugada 2D (J. Ruiz, 2023). . . . .	23
13.	Espectro de amplitud de Fourier 2D en función del vector número de onda de la función sintética y el modelo $k^{-2}$ . . . . .	25
14.	Variación de distintos parámetros y funciones utilizadas con el fin de ver el comportamiento del modelo. . . . .	27
15.	Distribuciones de deslizamiento para longitudes de onda largas y cortas que deja pasar el filtro, las que juntas construyen la gráfica del slip filtrado. . . . .	28
16.	Tratamiento para obtener deslizamientos finales mayores o iguales a cero. . . . .	30
17.	Distribución de deslizamiento final construido a partir de la metodología propuesta. . . . .	30
18.	Dependencia de $\Delta u = 500, 1000, 2000, 4000$ , de izquierda a derecha respectivamente, en el slip híbrido resultante de combinar un mapa de acoplamiento con un modelo $k^{-2}$ . . . . .	32
19.	Efecto en la distribución final del slip debido a la variación de los parámetros de longitud de onda de corte $L_c$ en el modelo $k^{-2}$ y en el filtro ( $L_c filt$ ), los cuales se modifican manteniendo valores idénticos entre sí. . . . .	33

20.	Efecto en la distribución final del slip debido a la variación de longitud de onda de corte ( $L_c$ ) del modelo $k^{-2}$ , manteniendo fija la longitud de onda de corte del filtro ( $L_c^{filt}$ ). . . . .	34
21.	Efecto en la distribución final del slip debido a la variación de longitud de onda de corte del filtro ( $L_c^{filt}$ ), manteniendo fijo la longitud de onda de corte ( $L_c$ ) del modelo $k^{-2}$ . . . . .	35
22.	Espectro de amplitud de Fourier 2D del acoplamiento, del modelo $k^{-2}$ y de la combinación entre estos denominado slip filtrado o híbrido, en función del número de onda radial. . . . .	36
23.	Distribución de deslizamiento por subfallas donde $n$ representa al número de subfalla que va de 1 a 1000 donde se selecciona el intervalo modal y se obtiene la marca de clase de ese intervalo para obtener el slip. . . . .	38
24.	Distribución modal de las 1000 realizaciones de slip obtenida según distribuciones basadas en cada mapa de acoplamiento. . . . .	39
25.	Parámetros de plano de falla finita (COMCOT manual v1.7). . . . .	40
26.	Modelo de acoplamiento de M. Moreno et al. (2010). . . . .	41
27.	Modelo de acoplamiento de Métois et al. (2012). . . . .	41
28.	Estaciones utilizadas para la obtención de datos de altura del nivel del mar. . . . .	42
29.	Distribuciones de deslizamientos seleccionadas para la modelación numérica del tsunami basadas en el mapa de acoplamiento de Me-tois. . . . .	43
30.	Distribuciones de deslizamientos seleccionadas para la modelación numérica del tsunami basadas en el mapa de acoplamiento de Moreno. . . . .	43
31.	Tsunami modelado con fuente la distribución estocástica basada en el mapa de acoplamiento de Me-tois. Zona pintada indica la ventana de correlación entre la fuente MSE min y datos observados. . . . .	45
32.	Tsunami modelado con fuente la distribución estocástica basada en el mapa de acoplamiento de Moreno. Zona pintada indica la ventana de correlación entre la fuente MSE min y datos observados. . . . .	46
33.	Estaciones utilizadas para la comparación de datos del nivel del mar observados con los simulados por una fuente heterogénea basada en el mapa de acoplamiento de Me-tois. Zona pintada indica la ventana de correlación entre la fuente MSE min y datos observados. . . . .	47
34.	Estaciones utilizadas para la comparación de datos del nivel del mar observados con los simulados por una fuente heterogénea basada en el mapa de acoplamiento de Moreno. Zona pintada indica la ventana de correlación entre la fuente MSE min y datos observados. . . . .	48
35.	Comparación de alturas de ola modeladas con la distribución generada por el modelo de Me-tois con los datos de las boyas DART. Zona pintada indica la ventana de correlación entre la fuente MSE min y datos observados. . . . .	49
36.	Comparación de alturas de ola modeladas con la distribución generada por el modelo de Moreno con los datos de las boyas DART. Zona pintada indica la ventana de correlación entre la fuente MSE min y datos observados. . . . .	50
37.	Comparación de alturas de ola modeladas con la distribución dada por cada mapa de acoplamiento y por fuentes estocásticas. . . . .	55
38.	Comparación de alturas de ola modeladas con la distribución dada por cada mapa de acoplamiento y por fuentes estocásticas. . . . .	56
39.	Comparación de alturas de ola modeladas con la distribución dada por cada mapa de acoplamiento y por fuentes estocásticas. . . . .	57
40.	Mapa de acoplamiento de Moreno, con zona de ruptura indicada por el rectángulo rojo, seleccionada por las tres grandes asperezas observadas. . . . .	58

41.	Longitudes de onda larga y corta captadas por el modelo con la combinación entre ellas dada por el slip híbrido. . . . .	59
42.	Distribución de deslizamiento basada en el mapa de acoplamiento de Moreno escalada a una magnitud 8.8 Mw. . . . .	60
43.	Espectro de amplitud de Fourier 2D para un número de muestras de 24x24 del modelo de acoplamiento y el modelo $k^{-2}$ . . . . .	64
44.	Espectro de amplitud de Fourier 2D del slip final en función del número de onda radial. . . . .	65
45.	Distribuciones de deslizamiento seleccionadas para ver la variabilidad de los patrones que entrega el modelo en base al mapa de acoplamiento de Metois. . . . .	66
46.	Distribuciones de deslizamiento seleccionadas para ver la variabilidad de los patrones que entrega el modelo en base al mapa de acoplamiento de Moreno. . . . .	67
47.	Tsunami modelado con fuente la distribución estocástica basada en el mapa de acoplamiento de Metois. . . . .	68
48.	Estaciones utilizadas para la obtención de datos del nivel del mar con fuente basada en el modelo de acoplamiento de Metois. . . . .	69
49.	Boyas utilizadas para la obtención de datos del nivel del mar con acoplamiento de Metois. . . . .	70
50.	Tsunami modelado con fuente la distribución estocástica basada en el mapa de acoplamiento de Moreno. . . . .	71
51.	Estaciones utilizadas para la obtención de datos del nivel del mar con fuente basada en el modelo de acoplamiento de Moreno. . . . .	72
52.	Boyas utilizadas para la obtención de datos del nivel del mar con acoplamiento de Moreno. . . . .	73
53.	Espectro de fallas con la línea que marca la línea de decaimiento $k^{-2}$ en el dominio de Fourier. . . . .	74

## Índice de tablas

1.	Parámetros de falla y sus rangos de valores. . . . .	41
2.	Coficiente de correlación entre alturas de ola simuladas y las registradas por Mareógrafos. . . . .	50
3.	Coficiente de correlación entre alturas de ola simuladas y las registradas por boyas DART. . . . .	51

## 1. Resumen

Con el avance en la densidad de estaciones GPS, es posible obtener mediciones de la deformación de la superficie a lo largo de zonas de subducción, lo que permite estimar el grado de bloqueo en la interfaz entre las placas tectónicas y, por tanto, identificar las zonas más propensas a desencadenar un terremoto en un futuro. Esta información se complementa con la complejidad en el proceso de ruptura, el cual presenta un patrón heterogéneo en su distribución espacial de deslizamiento. Con datos geodésicos en ocasiones junto con otros datos geofísicos que miden deformación, luego de ocurrido un evento principal, se determinan modelos de deslizamientos cosísmicos a través de una inversión, es decir, de manera indirecta. Los modelos  $k^{-2}$ , en esta investigación permiten generar distribuciones de deslizamiento con los cuales se busca modelar la fuente de terremotos usando modelos de ruptura en falla finita que tengan una distribución de dislocación estocástica autosimilar del tipo  $k^{-2}$ , y que estén basados en mapas de acoplamiento pre-ruptura para gaps sísmicos en Chile. El objetivo principal es cuantificar la relación entre los modelos de dislocación propuestos en este trabajo y el deslizamiento cosísmico estimado en varios trabajos que caracterizan la distribución de deslizamiento utilizando distintos tipos de datos geofísicos. Para lograrlo, se incorporan heterogeneidades a través del modelo  $k^{-2}$ , con el fin de abarcar las incertidumbres asociadas a las distribuciones de deslizamiento cosísmico propuestas por diversos autores, así como la variabilidad entre los mapas de acoplamiento que representan las zonas de mayor tensión durante el periodo de acumulación de energía. Para generar las distribuciones de deslizamiento estocásticas, un primer paso es determinar las características a gran escala de un modelo de deslizamiento que esté basado en un mapa de acoplamiento determinado en estudios geodésicos. Para modelar longitudes espaciales a escalas intermedias y pequeñas de la distribución de deslizamiento, se construye un modelo de tipo  $k^{-2}$  siguiendo una distribución fractal. Esto debido a la falta de resolución a estas escalas que tienen los modelos de inversión, resultando en un patrón homogéneo y suavizado, lo que no representa de la mejor manera la ruptura en la realidad por lo que se quiere investigar a través de este estudio el aporte de estas longitudes de onda al patrón de deslizamiento comparando principalmente con modelación de la forma de onda de tsunami a partir de una fuente construida con la metodología propuesta. Además, las heterogeneidades son importantes en la simulación del movimiento fuerte del suelo, ya que permiten representar las altas frecuencias, las cuales son relevantes debido a su impacto en estructuras de tamaño medio y pequeño. Luego, se combinan las longitudes de onda larga del modelo geodésico con las longitudes de onda intermedias y pequeñas de un modelo tipo  $k^{-2}$ , realizando esta operación en el espacio de los números de onda. Este análisis permitirá una mejor comprensión de los patrones de deslizamiento y contribuirá a mejorar la precisión de los modelos de peligro sísmico en futuras investigaciones. Las simulaciones de formas de onda de tsunami, generadas a partir de las distribuciones estocásticas seleccionadas, muestran una buena correlación de la primera longitud de onda con los registros observados en estaciones ubicadas a mayor distancia del área de ruptura. Por otro lado, se observa un desfase en el tiempo de arribo en las estaciones más cercanas.

## 2. Introducción

Chile se ubica en una de las zonas tectónicamente más activas del mundo, dentro del denominado cinturón de fuego del pacífico. En esta región se tiene una zona de subducción, es decir, un movimiento convergente entre dos placas, en este caso entre la placa de Nazca que subducta bajo la placa de Sudamerica sobre la cual se encuentra Chile. Este proceso de subducción implica la ocurrencia de una gran cantidad de sismos en el tiempo y de grandes magnitudes según registros históricos (S. Ruiz y Madariaga, 2018).

La interacción entre estos bloques se puede separar en tres etapas denominadas fases del ciclo sísmico, (1) la etapa de acumulación de energía o fase intersísmica durante la cual el movimiento convergente de las placas genera deformación elástica en la parte superior de la placa (Métois et al., 2012), (2) liberación repentina de la energía o fase cosísmica y (3) la fase post sísmica de relajación viscoelástica del manto y deslizamiento lento a lo largo de la interfaz Métois et al., 2012; Peña et al., 2021.

Debido a la cobertura de estaciones de redes GNSS y disponibilidad de datos, en el mundo y en particular en el territorio chileno, entregan información útil para el monitoreo de los cambios en procesos de deformación de la superficie terrestre a través del tiempo (Klein et al., 2022). Con esto es posible cuantificar de manera precisa cómo se deforma la Tierra tanto en superficie de manera directa como en profundidad en el contacto entre placas, de manera indirecta, a través de métodos de inversión (Hashimoto et al., 2009), con esto se puede obtener el grado de acoplamiento en la interfaz (Métois et al., 2013). Este mapa de acoplamiento sirve como referencia y da una idea de los esfuerzos o tensiones que hay entre estos bloques. Por lo tanto, analizando el ciclo sísmico donde se tienen mediciones de la fase intersísmica a partir de la cual se construye el mapa de acoplamiento, se espera que en una zona que se encuentra más trabada se produzca una zona de alto deslizamiento (asperezas) y en las zonas donde el acoplamiento es menor zonas de deslizamiento bajo o nulo (barreras). De esta relación hablan diversas investigaciones como Loveless y Meade (2011), M. Moreno et al. (2010) y Small y Melgar (2021) donde llegan a resultados similares en los cuales efectivamente el mapa de acoplamiento se correlaciona bien con las zonas de deslizamiento cosísmicos como se observa en la figura 1 (Drápela et al., 2021). Estos mapas de acoplamiento tienen una incertidumbre asociada (incertidumbre epistémica), ya que diversos modelos dan soluciones distintas (Barra et al., 2024).

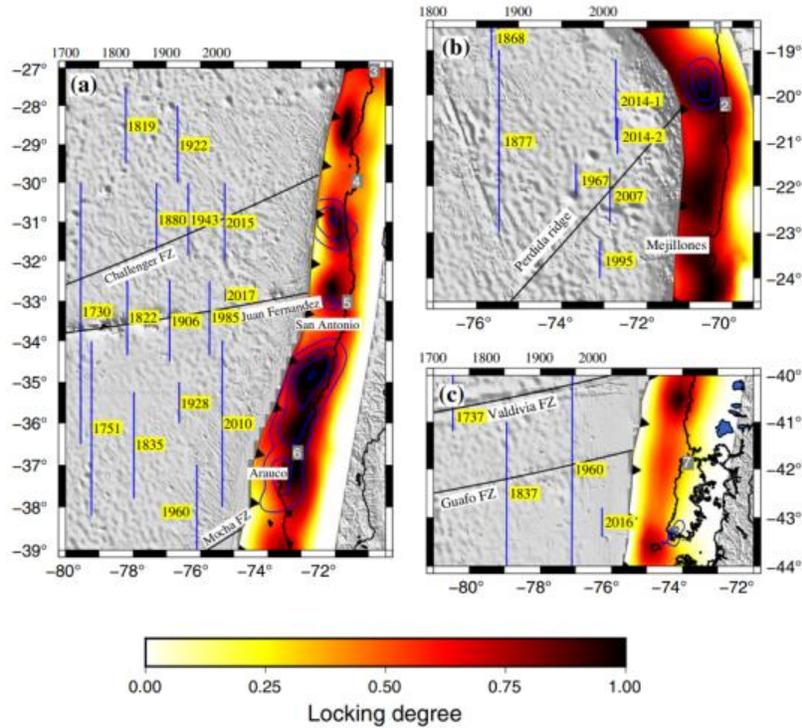


Figura 1: En (a)-(c) se muestra la distribución del grado de bloqueo o acoplamiento en la interfaz de placas para las zonas Centro, Norte y Sur de Chile (Drápela et al., 2021).

Se construyen distribuciones de deslizamiento estático cosísmico basadas en la distribución espacial del acoplamiento intersísmico el cual aporta características de gran escala al patrón de distribución, con el cual además se puede determinar de manera aproximada zonas más propensas a desencadenar un evento sísmico importante (Chlieh et al., 2011). Estos modelos tienen una gran incertidumbre asociada a la forma y los datos con los cuales logran estos resultados sobre todo en zonas más someras del contacto (hacia la fosa) (Li y Liu, 2021) donde en el caso de la zona de subducción Chilena no se cuenta con datos de geodesia marina. Una manera de cubrir la incertidumbre de esta baja resolución de la inversión es agregando ruido aleatorio y heterogeneidades de longitudes de onda corta. Estos números de onda altos son trabajados en el dominio de Fourier en función de los números de onda, donde este ruido decae en su espectro de Fourier como  $k^{-2}$ . Este decaimiento se refiere a una pendiente  $-2$  en la amplitud del espectro de Fourier tal como se observa en la figura 2. Esta propiedad en el dominio de Fourier incide espacialmente a lo largo y ancho de toda el área de ruptura con el fin de agregar variabilidad de pequeña escala a la longitud de onda larga dada por el mapa de acoplamiento. Con las características a gran y pequeña escala en el dominio físico se puede obtener un deslizamiento híbrido que tiene como origen el mapa de acoplamiento intersísmico que se traduce en un gran parche de slip con longitudes de onda intermedias-pequeñas sobre él y a su alrededor, intentando representar las complejidades de la ruptura a través de un slip heterogéneo. En trabajos anteriores Mai y Beroza (2002) y Pulido et al. (2015), por ejemplo, se ha visto que el ruido es importante para generar altas frecuencias en simulaciones de movimiento fuerte del suelo y evaluar el riesgo de un posible escenario futuro (Galović y Brokešová, 2007).

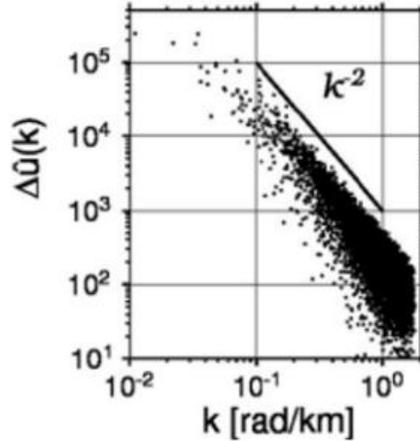


Figura 2: Amplitud del espectro de Fourier  $2D$  de un deslizamiento en función del número de onda radial  $k$  (Ruiz et al., 2015)

Se ha visto a lo largo del tiempo y de diversos trabajos que modelos de fuente de terremotos describen distribuciones de deslizamiento cosísmicas heterogéneas (Lavallée y Archuleta, 2003; Mai y Beroza, 2002) las cuales siguen un cierto patrón de decaimiento en su espectro de amplitud de Fourier, por ejemplo del tipo  $k^{-2}$ . Este último trabajo se utiliza en este estudio para generar distribuciones de deslizamiento aleatorias a través de un modelo de fuente estocástica. La suposición fundamental en este modelo es que la caída de tensión es invariante a escala, es decir, terremotos individuales grandes y pequeños, así como subeventos de diferentes tamaños tienen aproximadamente la misma caída de tensión (Andrews, 1980). A partir de esto Herrero y Bernard (1994) introdujeron el modelo "k-cuadrado", en el cual el espectro de Fourier del deslizamiento decae como  $k^{-2}$ , considerando un número de onda de esquina  $k_c$ , que está relacionado con la longitud de la falla. En esta representación, la función espectral del deslizamiento es de tipo fractal lo que determina la amplitud en el dominio de Fourier para los distintos números de onda.

Para terremotos tsunamigénicos que implican un levantamiento de la columna de agua es muy relevante la heterogeneidad en la distribución de deslizamiento cosísmico da como resultado no sólo variaciones espaciales en la amplitud del tsunami, es decir, que en distintos puntos geográficos (por ejemplo, distintas ciudades costeras), la altura máxima del tsunami puede ser diferente sino también cambios en el perfil del tren de olas lo que se refiere a cómo cambia la forma de las olas que llegan con el tsunami en el tiempo. (Geist y Dmowska, 1999). La representación precisa de las ondas es fundamental para estimar la extensión local del tsunami. Pelinovsky y Mazova (1992), Tadepalli y Synolakis (1994) y Togashi (1983) entre otros, han demostrado que parámetros como la pendiente de la onda principal (lo que indica que tan rápido cambia el nivel del mar con la primera ola), la polaridad y la relación de amplitud de las fases principales tienen un efecto significativo en el avance del tsunami. Así, la representación más precisa del campo local de ondas de un tsunami se deriva del conocimiento completo de cómo se distribuye el deslizamiento en el área de ruptura (Geist, 2002). Este enfoque es esencial para mejorar los modelos de predicción de tsunamis y para planificar medidas de mitigación más efectivas en áreas costeras vulnerables dado que es posible generar diversos escenarios futuros.

El modelo de deslizamiento obtenido a partir de datos geodésicos representa las características a gran escala de las asperezas dentro del área de ruptura, lo cual es apropiado para la simulación de ondas de largo período y el modelado de tsunamis. Para la simulación de un movimiento fuerte del suelo de banda ancha, se añaden heterogeneidades a pequeña escala al deslizamiento de la fuente para poder simular altas frecuencias (Pulido et al., 2015).

## 2.1. Objetivos

### 2.1.1. Objetivo General

Desarrollar distribuciones de deslizamiento mediante modelos estocásticos de falla finita  $k^{-2}$ , aplicados a zonas de gaps sísmicos en Chile, utilizando como referencia mapas de acoplamiento intersísmico, y evaluar la pertinencia de incorporar características a escala intermedia y pequeña en dichas distribuciones, analizando su impacto en la modelación de tsunamis.

### 2.1.2. Objetivos específicos

1. Generar múltiples escenarios a partir del modelo estocástico de falla finita  $k^{-2}$  en zonas donde se ha registrado un movimiento cosísmico, como en el terremoto  $M_w$  8.3 de Illapel de 2015
2. Comparar las ondas de tsunami registradas por instrumentos in-situ con las ondas de tsunami modeladas a partir de una fuente estocástica, para evaluar el rol de las altas frecuencias en la generación del tsunami.

## 2.2. Hipótesis

Las distribuciones de deslizamiento generadas mediante modelos estocásticos de falla finita  $k^{-2}$ , que incorporan características a escala intermedia y pequeña, utilizando como referencia mapas de acoplamiento intersísmico, permiten reproducir de forma realista la señal de tsunamis, al capturar adecuadamente el contenido de altas frecuencias presente en la fuente sísmica.

### 2.3. Estado del arte

Pulido et al. (2015) llevaron a cabo una modelación de deslizamiento aleatorio de falla finita tomando como referencia el mapa de acoplamiento intersísmico en el sur de Perú, donde se observan grandes asperezas a las cuales se les asocia un deslizamiento cosísmico, como se observa en la figura 3, obtenido de un modelo de slip déficit con datos GNSS y datos históricos. Posteriormente, se añadieron a estas zonas de mayor grado de acoplamiento y que representan zonas de mayor deslizamiento, un contenido de longitudes de onda más cortas que siguen un decaimiento  $k^{-2}$  en los números de onda figura (4) siguiendo una función de autocorrelación de Von Karman.

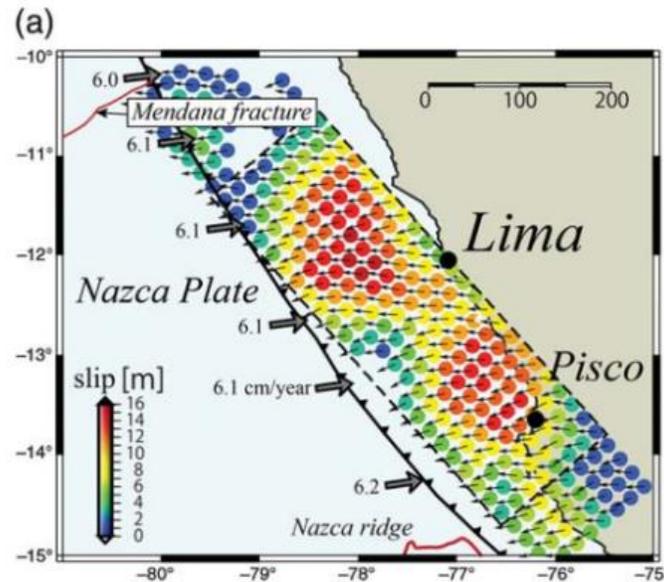


Figura 3: Modelo de deslizamiento obtenido a partir del déficit de deslizamiento estimado para el sur del Perú y para un período intersísmico medido desde el terremoto de 1746 (Pulido et al., 2015).

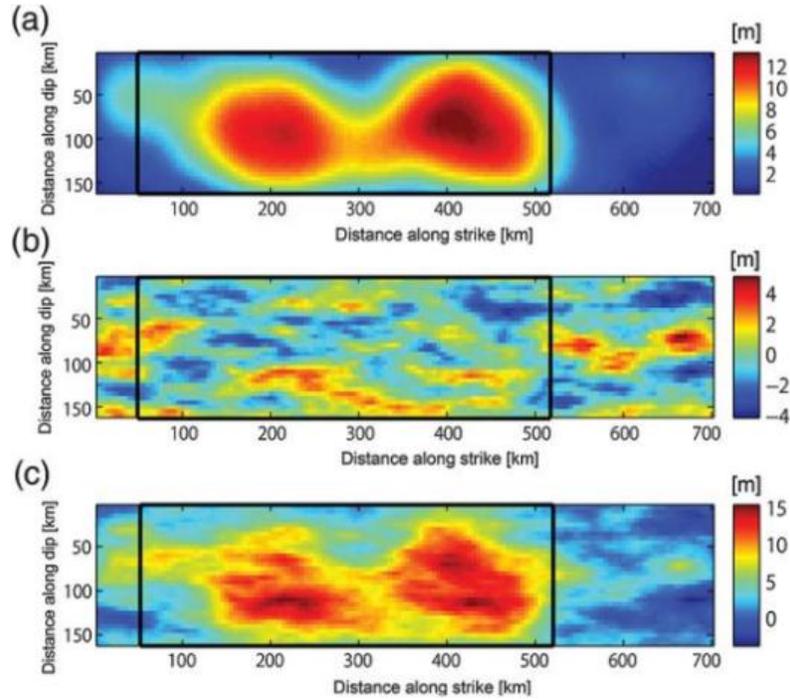


Figura 4: (a) Distribución de deslizamiento filtrada de baja frecuencia (interpolada a un espaciado de cuadrícula de 5 km). (b) Deslizamiento de longitud de onda corta obtenido mediante el filtrado de alta frecuencia de la distribución de deslizamiento dada por la función de densidad espectral de potencia de Von Karman del deslizamiento extrapolada a números de onda altos y usando una fase aleatoria. (c) Deslizamiento final de banda ancha obtenido al sumar los deslizamientos de baja y alta frecuencia en (a) y (b) (Pulido et al., 2015).

En el artículo de Mai y Beroza (2002) se muestra la importancia de tomar en cuenta las características a pequeña y mediana escala de una distribución de deslizamiento. En la figura 5 hacen variar el parámetro fractal  $D$  manteniendo las fases, donde a medida que aumenta este parámetro el patrón de distribución incorpora más altas frecuencias, lo que en los sismogramas sintéticos simulados implica un cambio en la forma de onda y distintas velocidades máximas del suelo las cuales tienen una diferencia de valores importante. Mientras que las bajas frecuencias no presentan variaciones importantes.

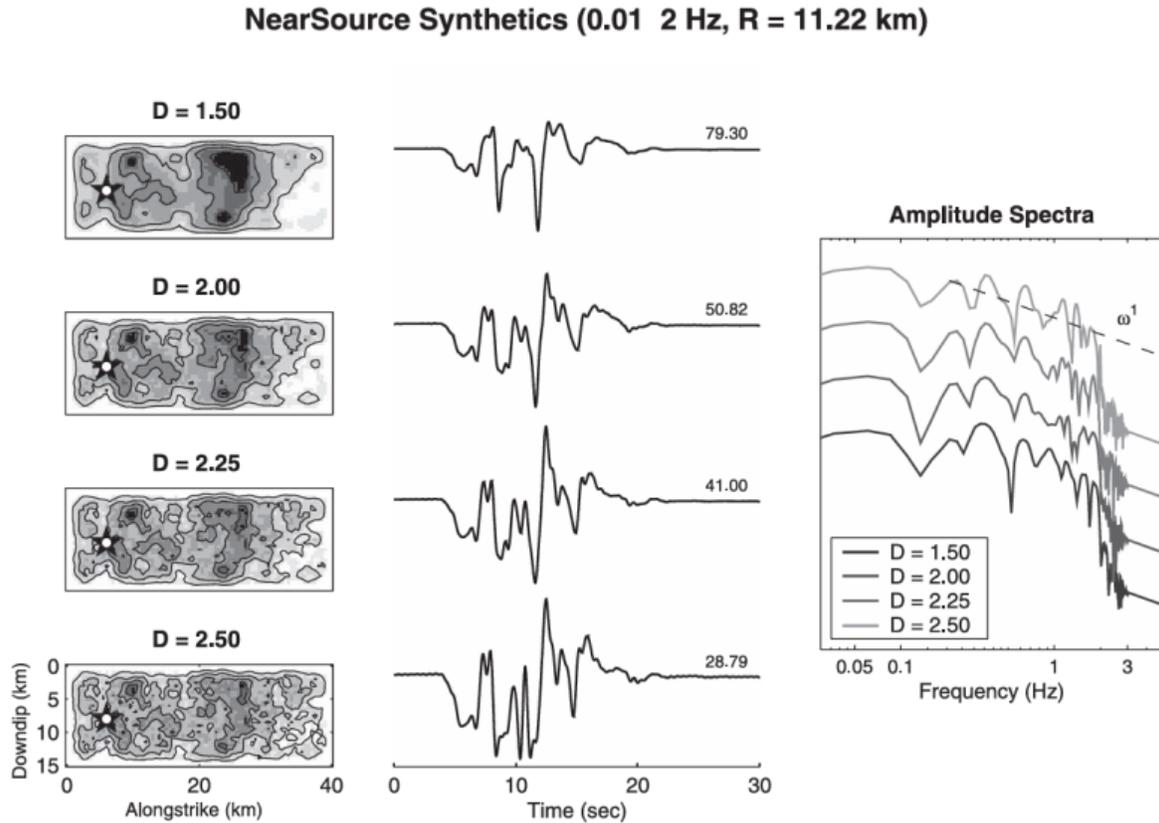


Figura 5: Distribuciones de deslizamiento con igual fase con dimensión fractal variable,  $D$ , hipocentros indicados por una estrella (izquierda), para los cuales se calculan sismogramas sintéticos en la fuente cercana (centro). Se muestran las componentes paralelas a la falla, filtradas en un rango de 0.01–2 Hz. Nótese cómo la variación en  $D$  se refleja en las formas de onda y en las correspondientes velocidades máximas del suelo. Los espectros de velocidad (derecha, desplazados verticalmente) muestran solo diferencias menores, y su decaimiento ( $\propto \omega^{-1}$ ) es consistente con los espectros de aceleración plana observados (Mai y Beroza, 2002).

### 3. Metodología

La metodología propuesta sigue el flujo representado en la figura 6. En primer lugar, se construyó el modelo estocástico para una distribución espacial autosimilar  $k^{-2}$  en una dimensión con el objetivo de visualizar de manera más clara su funcionamiento. Para ello, se realizaron pruebas utilizando funciones sintéticas las cuales corresponden a funciones modeladas matemáticamente (función exponencial, gaussiana, escalón, etc), verificando que los resultados obtenidos fueran consistentes con lo esperado. Una vez validado el modelo en 1D, se extendió a dos dimensiones, repitiendo el proceso de testeo con funciones sintéticas 2D. Tras esta etapa, se procedió a trabajar con los datos reales, correspondientes a un mapa de acoplamiento de una zona específica. Esto permitió definir las dimensiones de la falla finita a simular y construir su representación en el dominio de Fourier, tanto para el acoplamiento como para la parte estocástica  $k^{-2}$ . Finalmente, se obtuvo una distribución de deslizamiento en el dominio espacial, la cual sirvió como base para la modelación de la forma de onda del tsunami, considerando una fuente estocástica derivada del mapa de acoplamiento intersísmico.

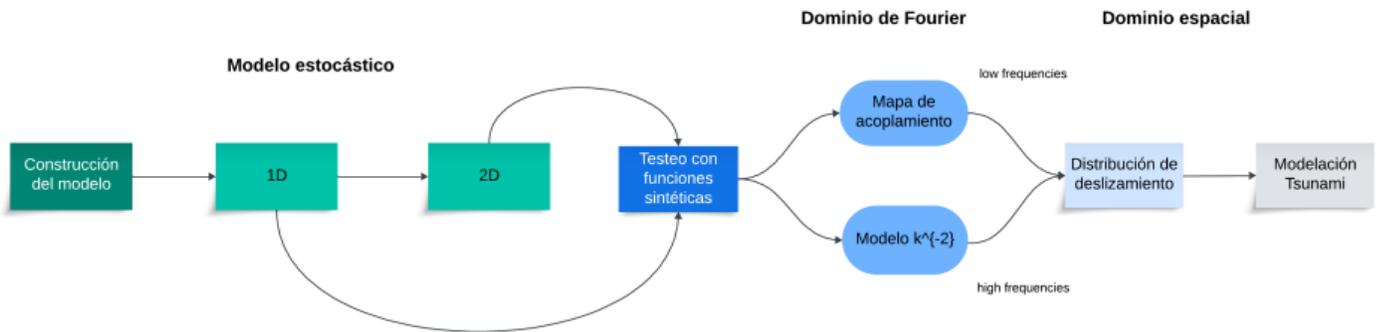


Figura 6: Mapa conceptual de la metodología propuesta.

#### 3.1. Zona de estudio

Este estudio se enfoca en regiones con instrumentación capaz de medir la deformación en los límites de placas, con especial atención en Chile. Para ello, es fundamental considerar la información de terremotos históricos y el mapa de acoplamiento disponible para la zona de interés, ya que estos constituyen la base metodológica de la investigación. En particular, el análisis se centra en la región afectada por el terremoto de Illapel ( $M_w$  8.3), ocurrido el año 2015 aproximadamente entre los  $30^\circ S$  y  $32^\circ S$  (figura 7). La selección de esta área se basa en el modelo cosísmico calculado por el USGS, el cual proporciona las dimensiones de la ruptura y su localización. Este enfoque permite evaluar el modelo en un escenario real, verificando su capacidad para reproducir eventos sísmicos previamente ocurridos.

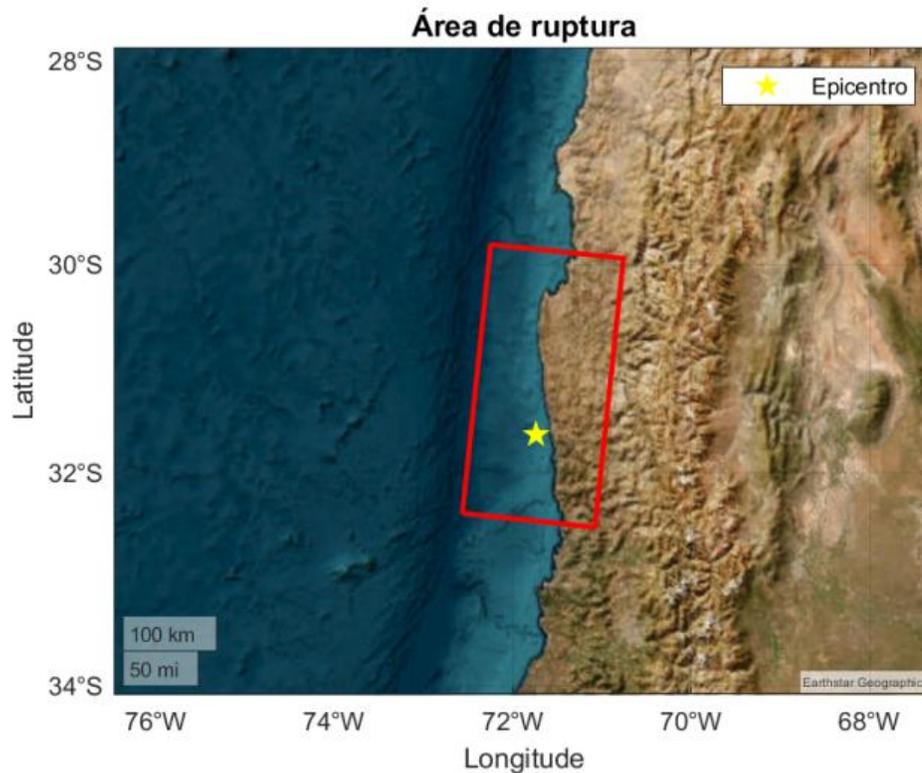


Figura 7: Zona de ruptura calculada por el USGS para el terremoto de Illapel 8.3  $M_w$ .

## 3.2. Mapas de acoplamiento intersísmico

A continuación se describen algunos parámetros y la metodología utilizada para la obtención de los dos modelos de acoplamiento intersísmico con los cuales se trabaja en la generación de distribuciones de deslizamiento cosísmicas. Ambos modelos fueron seleccionados debido a las diferencias en los resultados que presentan para una misma zona de estudio, abarcando gran parte del margen tectónico chileno, aportando así a la variabilidad del estudio. Además, estos modelos proporcionan información sobre la fase de acumulación de energía previo al terremoto de Illapel 2015 a través de distintos conjuntos de datos y metodologías, permitiendo obtener distintos patrones espaciales del acoplamiento intersísmico.

### 3.2.1. M. Moreno et al. (2010)

El conjunto de datos GPS utilizado para la construcción de este modelo de acoplamiento consta de 232 velocidades observadas entre 1996 y 2008, las cuales fueron invertidas mediante modelos de elementos finitos (FEM). El FEM tridimensional, esférico y estratificado incluye una placa superior elástica, una placa subductante elástica y mantos viscoelásticos continental y oceánico, considerando topografía, batimetría y una geometría realista del slab y el Moho (M. Moreno et al., 2010; Tassara et al., 2006).

La malla del modelo se extiende desde 80°–63°W hasta 48°–18°S y alcanza los 500 km de profundidad.

Cada estructura se define mediante parámetros reológicos como el módulo de Young, la razón de Poisson y la densidad, con valores de 2700 y 3300  $kg\ m^{-3}$  para las capas continental y oceánica (M. S. Moreno et al., 2009).

La inversión de los datos GPS se basa en una función de Green construida a partir del modelo FEM, empleando elementos finitos isoparamétricos con funciones de forma cuadráticas. La restricción del deslizamiento se impone mediante una matriz Laplaciana, asegurando estabilidad en la solución.

La inversión abarca nodos de falla entre  $30^{\circ}S$  y  $42^{\circ}S$ , cubriendo el rango de los terremotos de megathrust en el centro-sur de Chile. Esta selección consta de 470 pares de nodos (M. Moreno et al., 2010).

### 3.2.2. Metois et al. (2016)

Se utilizaron 396 velocidades horizontales de GPS que se completaron con 70 velocidades verticales confiables observadas entre los años 1996 y 2013 (Metois et al., 2016).

Se utiliza el código Tdefnode desarrollado por McCaffrey (2009), basado en el supuesto de retroceso y las ecuaciones de Okada (Okada, 1985; Savage, 1983) para invertir la distribución de acoplamiento que mejor reproduce los datos observados.

La interfaz se divide en una cuadrícula de 93 nodos a lo largo del rumbo (cada  $0,25^{\circ}$ ) y 11 nodos a lo largo del buzamiento (cada 7,5 km de profundidad) con base en la geometría realista Slab 1.0 (Hayes et al. 2012). Para evitar inestabilidades numéricas, se impone una regularización de suavizado 2D (tanto a lo largo del rumbo como del buzamiento) que permite el mejor compromiso entre las variaciones de acoplamiento a pequeña escala y el ajuste a los datos. Para limitar el número de parámetros libres, forzamos que la inclinación del componente de retroceso sea paralela a la velocidad de convergencia de la placa.

### 3.3. Construcción del modelo

La metodología comienza con la construcción de un modelo a partir de un patrón inicial, al cual se le agrega ruido aleatorio. En primera instancia, el modelo se desarrolla en una dimensión, lo que permite comprender su funcionamiento de manera más sencilla y realizar pruebas preliminares. Una vez testeado, se expande a un modelo bidimensional, con el objetivo de representar una distribución de deslizamiento. En esta etapa, se trabaja inicialmente con funciones sintéticas y, posteriormente, con datos reales obtenidos del mapa de acoplamiento sísmico.

#### 3.3.1. Caso unidimensional

En esta sección se realiza un análisis en una dimensión (1D), con el objetivo principal de estudiar patrones de distribución de deslizamiento utilizando modelos geodésicos en conjunto con modelos estocásticos. El primer paso consiste en almacenar las variables necesarias para definir el largo de falla  $L$  que se encuentra en unidades de  $km$ . Estas variables pueden provenir de datos geodésicos, obtenidos a partir de observaciones, o de una función sintética construida matemáticamente que modela el comportamiento del slip como el mostrado en la figura 8 donde se tiene una función gaussiana y una exponencial que simulan un patrón de deslizamiento en 1D. Este paso inicial establece la base para los análisis posteriores.

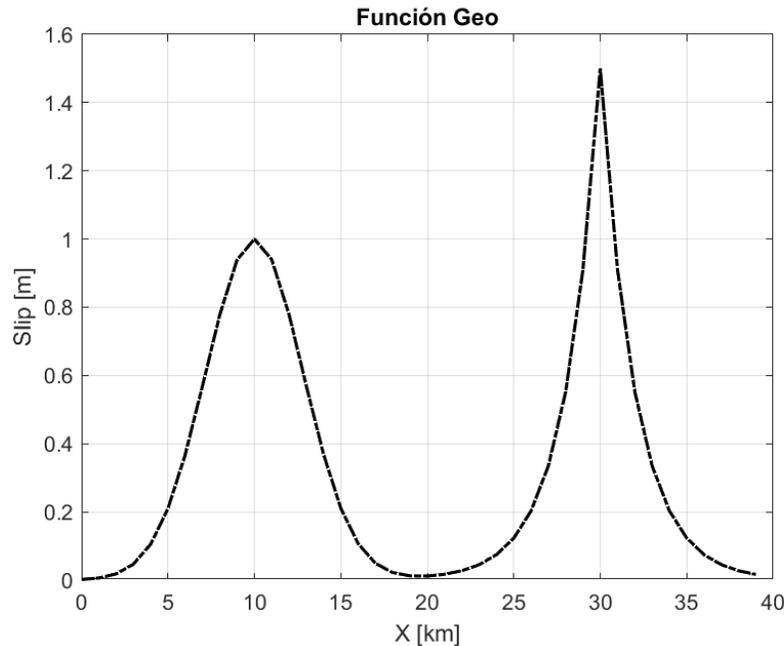


Figura 8: Función unidimensional sintética del tipo gaussiana y exponencial.

El siguiente paso es interpolar las funciones sintéticas. La interpolación se realiza para asegurar la consistencia entre los datos geodésicos (funciones sintéticas) y los parámetros que se utilizarán posteriormente en la definición del modelo estocástico. Este proceso permite ajustar las resoluciones espaciales entre ambos modelos, lo que es crucial para mantener la coherencia en los resultados. La interpolación es del tipo *pchip* la cual genera una curva suave mediante polinomios cúbicos por tramos, preservando la forma de los datos y evitando oscilaciones no deseadas, especialmente en

datos no uniformemente espaciados o con discontinuidades abruptas. En la figura 9 se observa un aumento en el número de muestras entre el Slip geo y el Slip geo interpolado. Este último representa las funciones sintéticas, a las cuales se les asigna un deslizamiento denominado geo, en referencia a que posteriormente serán reemplazadas por datos geodésicos en lugar de funciones sintéticas. La interpolación se realizó utilizando la función `interp1` de The MathWorks, Inc., 2023.

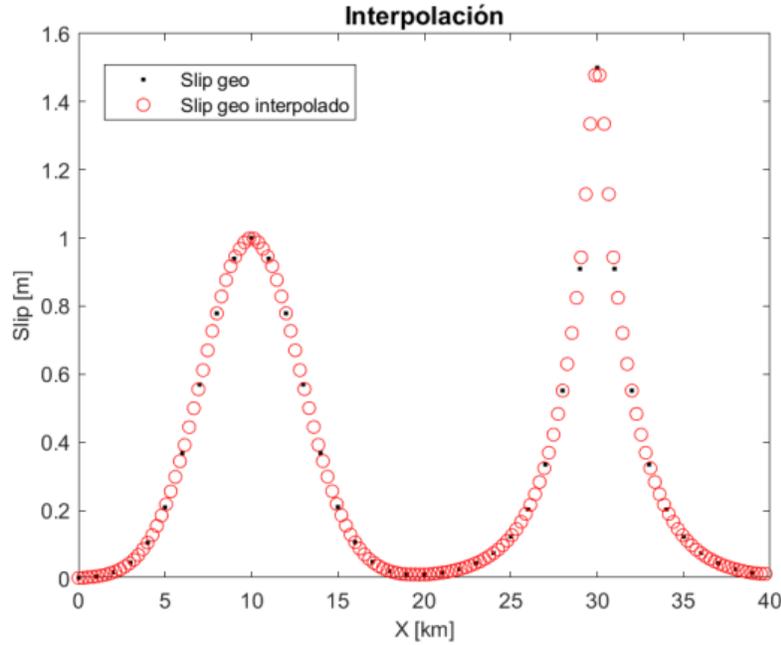


Figura 9: Funciones sintéticas interpoladas.

A continuación, se aplica la transformada rápida de Fourier (FFT) a los datos. Este procedimiento permite analizar el contenido espectral del slip y visualizar cómo las diferentes frecuencias están representadas en el modelo. Este análisis es fundamental para entender la distribución de energía en el espectro .

Una vez en el dominio de Fourier de la función geo interpolada se procede a ajustar el modelo estocástico  $k^{-2}$ . El modelo  $k^{-2}$  sigue una distribución fractal en el dominio de Fourier, y a partir de  $k_c$ , este decae como  $k^{-2}$ . Este número de onda de esquina  $k_c$  está relacionado con alguna longitud característica en la cual se distribuye el deslizamiento. El ajuste del modelo estocástico se logra multiplicando el espectro de Fourier por un factor denominado  $\Delta u$ , lo que permite igualar el plateau (nivel plano) entre ambos modelos en el espectro de Fourier, este escalador  $\Delta u$  se obtiene promediando los tres primeros valores del espectro de Fourier del slip geo interpolado. Este ajuste es significativo porque garantiza que el modelo  $k^{-2}$  refleje correctamente las características espaciales de gran escala del slip interpolado. Es importante destacar que, debido a este ajuste, el modelo estocástico adquiere una componente espacial previamente definida.

Posteriormente, se aplican filtros en el dominio de Fourier. Específicamente, se utiliza un filtro pasa-bajo para el slip geo interpolado y un filtro pasa-alto para el modelo  $k^{-2}$ . Estos filtros son complementarios entre sí y permiten separar las diferentes componentes espectrales del slip. Tras aplicar los

filtros, se utiliza la propiedad de simetría conjugada para obtener el espectro completo de las señales en estudio, para posteriormente pasar al dominio espacial con una transformada rápida de Fourier inversa.

Finalmente, mediante la *ifft*, se transforma el *slip* desde el dominio de Fourier al dominio espacial, obteniendo así el modelo final de *slip*. Este modelo incorpora tanto las características observadas en los datos originales como las propiedades ajustadas mediante el modelo estocástico y los filtros aplicados, proporcionando una representación robusta del *slip* en el largo de falla.

En la figura 10 se muestra en el primer gráfico la mitad del espectro de Fourier de las dos señales en estudio como lo son el *slip* geo interpolado que representa a las funciones sintéticas, el modelo  $k^{-2}$  que efectivamente tiene una amplitud de Fourier para longitudes de onda larga coherente con la amplitud de Fourier de las funciones sintéticas. Luego, se tiene la combinación de estas dos señales representada por la curva del *slip* filtrado, donde se observa que para números de onda menores al número de onda de corte ( $k_c$ ) sigue el espectro del *slip* geo interpolado y para números de onda mayores al de corte, es decir, para longitudes de onda pequeñas sigue un decaimiento del tipo  $k^{-2}$  en el dominio de Fourier. En el gráfico "*Slips*", se representan las formas de onda del modelo en el dominio espacial. Se observa que en la mitad del largo de la falla predomina una componente de onda larga para el modelo  $k^{-2}$ , lo que concuerda con la definición previa del modelo, donde se estableció este comportamiento centrado en ese punto. La curva del *slip* filtrado permite visualizar cómo las variaciones de onda larga de las funciones sintéticas se combinan con el ruido de alta frecuencia. En los gráficos inferiores se muestran los filtros aplicados a ambas señales. Cada una es procesada mediante un filtro pasa alto o pasa bajo: en el caso del modelo  $k^{-2}$ , se retienen solo las componentes de alta frecuencia, mientras que para las funciones sintéticas se preservan las de baja frecuencia.

Finalmente, en la figura "*Onda larga y onda corta*" se visualiza de manera clara las longitudes de onda corta (rojo) que deja pasar el filtro, las cuales tienen una baja amplitud y se combinan con la longitud de onda larga en azul para dar el *slip* filtrado (lila) que sigue estos patrones dados por la función gaussiana y la función exponencial pero ahora con un ruido aleatorio con un decaimiento  $k^{-2}$  en el dominio de Fourier.

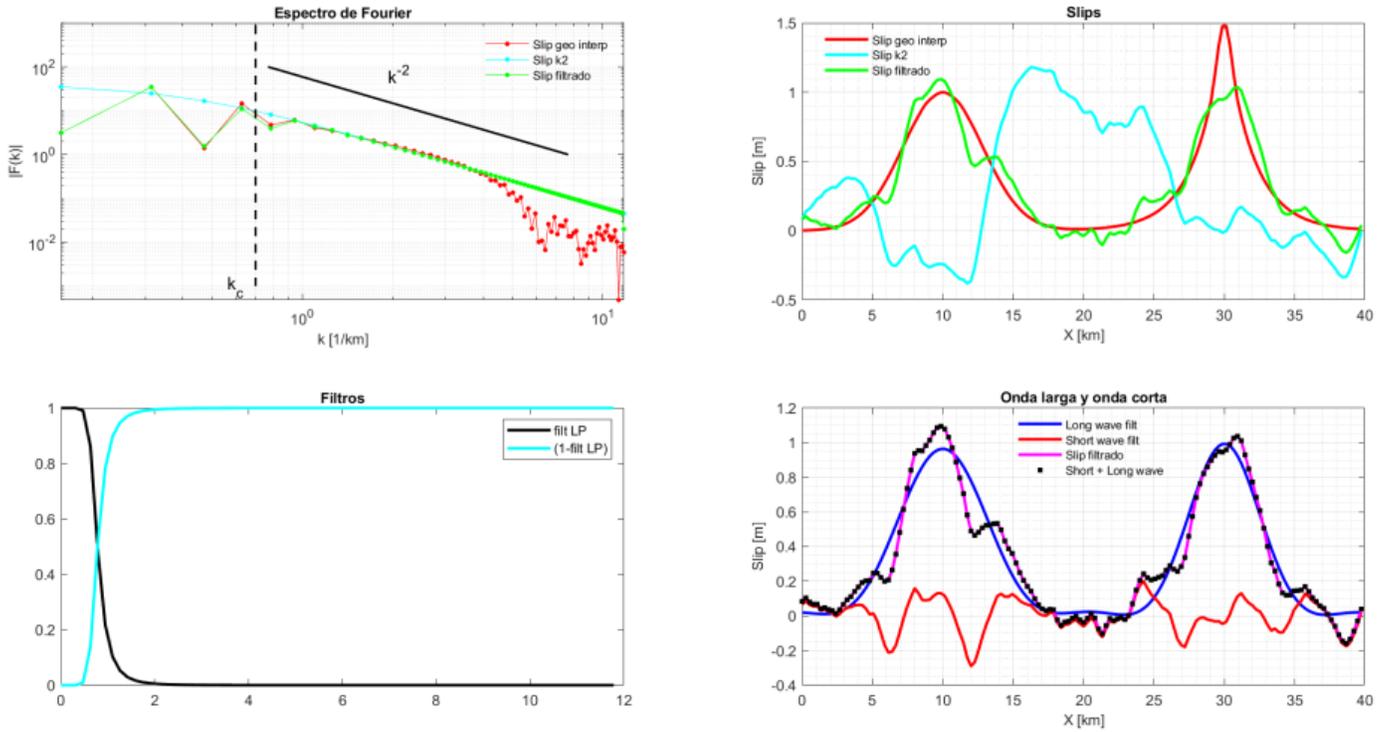


Figura 10: Metodología propuesta en 1D. Donde se muestra el espectro de Fourier de las funciones sintéticas y de la distribución  $k^{-2}$ . Los deslizamiento en 1D de cada función y la combinación de estas. Los filtros utilizados, y las longitudes de onda larga y corta que capta el modelo.

### 3.3.2. Caso bidimensional

La metodología planteada se basa en el trabajo de Pulido et al. (2015), en el que se simulan múltiples distribuciones de deslizamiento a partir de la distribución espacial dada por el mapa de acoplamiento, agregando ruido a pequeña escala. Se simula una función de tipo gaussiana bidimensional a modo de prueba para la construcción y testeo del modelo, esta función sintética en el caso real busca representar una gran aspereza que se obtiene del mapa de acoplamiento, a la cual se le agrega ruido aleatorio, obteniendo un patrón de slip más heterogéneo.

### 3.3.3. Función sintética

Se construye una función sintética la que se denomina como función Geo. Esta función representa una gran aspereza con un alto grado de acople, la cual es representada por una función gaussiana. Esta se encuentra dentro de la geometría de la falla definida por un largo y ancho que delimita la zona de ruptura, pero con una cantidad de muestras limitada. Así, es necesaria una interpolación, para que coincida con el paso de muestreo final y variables en el dominio de Fourier que se definen y usan para la obtención del deslizamiento a partir del modelo  $k^{-2}$ .

En la primera fila de la figura 11 se muestra el slip en metros junto con las dimensiones del área de

ruptura en kilómetros a lo largo del strike representado por el eje  $x$  y a lo largo del dip dado por el eje  $y$ , en la segunda fila se muestra lo mismo simulando lo que sería la representación gráfica de una distribución de slip en un plano de falla finito. Se aprecia que efectivamente la gráfica tiene una forma gaussiana y su versión interpolada sigue la misma forma y amplitud pero con una cantidad de muestras mayor.

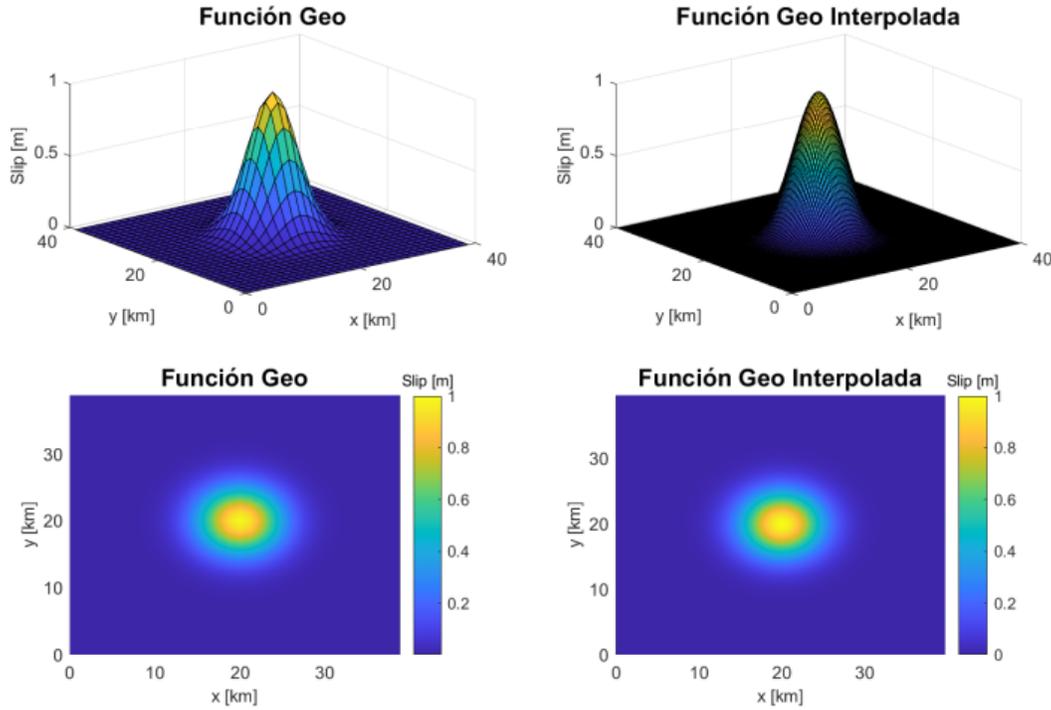


Figura 11: Funciones sintéticas de deslizamiento en el plano de falla (caso bidimensional), interpoladas y sin interpolar. Representación 3D y en mapa.

La falla está compuesta por subfallas con las mismas dimensiones, cada una asociada con un deslizamiento. Donde el largo y ancho de cada subfalla queda determinado por la ecuación (1) lo que también define el paso de muestreo en el espacio físico,

$$\Delta x = \frac{L}{N_x} \quad \Delta y = \frac{W}{N_y} \quad (1)$$

con  $L$  y  $W$  correspondientes al largo y ancho de la falla respectivamente.  $N_x$  y  $N_y$  representan el número de puntos o muestras en cada dirección  $x$  e  $y$ , respectivamente.

### 3.3.4. Espectro de Fourier y propiedad de simetría conjugada

Se utiliza la transformada rápida de Fourier bidimensional (FFT2) de The MathWorks, Inc. (2023) para pasar del dominio espacial  $f(x, y)$  al dominio de los números de onda  $\hat{f}(k_x, k_y)$ .

La transformada rápida de Fourier se ha vuelto ampliamente conocida como un algoritmo muy eficiente para calcular la transformada discreta de Fourier (DFT), una fórmula para evaluar los coeficientes de Fourier de una secuencia de  $N$  valores. La DFT se utiliza en muchas disciplinas para obtener el espectro o contenido de frecuencia de una señal y para facilitar el cálculo de convoluciones y correlaciones discretas. Cooley y Tukey (1965) demostraron que la DFT, que anteriormente se pensaba que requería  $N^2$  operaciones aritméticas, podía ser calculada por el nuevo algoritmo FFT utilizando un número de operaciones proporcional a  $N \log N$  (Heideman et al., 1984).

En el caso 2D, si las señales son reales, bastaría trabajar en el dominio de Fourier con la mitad del plano  $\mathbb{R}^2$ , es decir trabajar con un semiplano, y no el plano completo, la elección del semiplano sería a elección. En la figura 12 se muestra la mitad del semiplano (en gris), y en el semiplano del lado derecho se debe ir aplicando simetría conjugada para cada celda con el fin de completar la FFT 2D (J. Ruiz, 2023).

Luego, se utiliza la función *fftshift* de The MathWorks, Inc. (2023) la cual reorganiza una transformada de Fourier de una matriz  $M$  desplazando la componente de frecuencia cero al centro del arreglo. Intercambiando el primer cuadrante de  $M$  por el tercero, y el segundo cuadrante por el cuarto obteniendo lo mostrado en la figura 13.

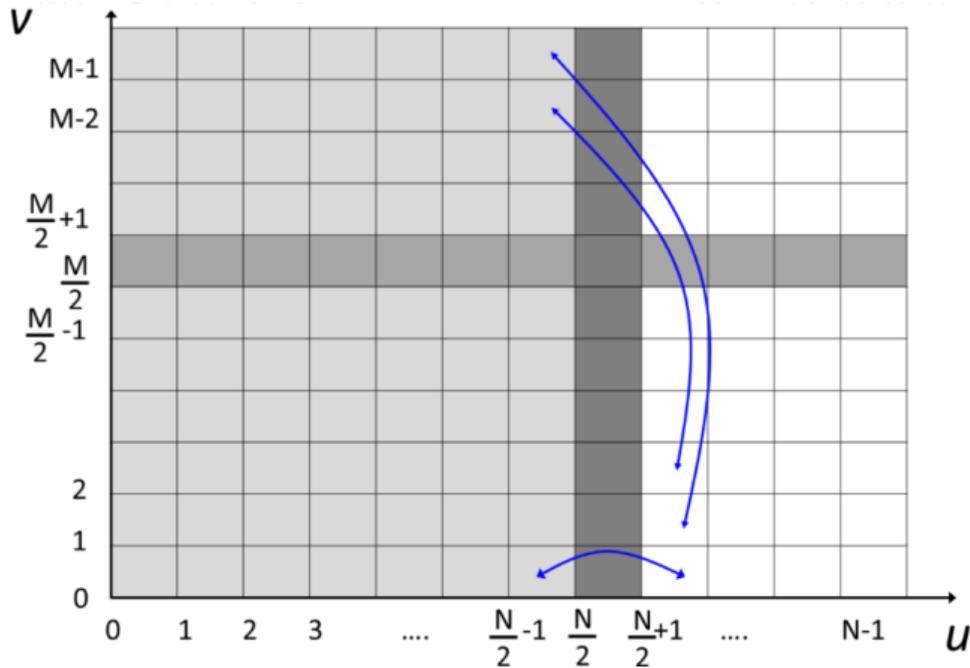


Figura 12: Propiedad de simetría conjugada 2D (J. Ruiz, 2023).

### 3.3.5. Dominio de Fourier

El modelo  $k^{-2}$  hace referencia a la obtención de deslizamiento a partir del modelo generado en el dominio de Fourier en el cual se modifican las fases y se utiliza una amplitud de Fourier que decae como  $k^{-2}$  y sigue una distribución del tipo fractal. Para estas fases se elige un número de onda de corte  $k_c$  el que debe estar relacionado con las dimensiones de la falla  $L$  y  $W$ . Con esto, se separan

altas y bajas frecuencias donde las fases para bajas frecuencias son ubicadas en un punto en específico dentro del plano de falla y para las altas frecuencias la fase es aleatoria a lo largo de todo el plano de falla. La relación entre el modelo  $k^{-2}$  y el slip interpolado de la función sintética, es el  $\Delta u$  el cual corresponde al promedio de los tres primeros valores del espectro de amplitud de Fourier del slip geo interpolado. El vector número de onda es representado por,

$$\vec{k} = \begin{pmatrix} k_x \\ k_y \end{pmatrix} \quad (2)$$

donde  $k_x$  representa la componente del número de onda en la dirección del strike y  $k_y$  en la dirección del dip. El número de onda de corte, dado por la expresión (3) es,

$$k_c = \frac{2\pi}{L_c} \quad (3)$$

donde  $L_c$  es la longitud de onda de corte seleccionada, la cual debe estar dentro de las dimensiones de la falla. La función de autocorrelación que se asume es del tipo fractal de la forma,

$$|F(\vec{k})| = \frac{\Delta u}{1 + \left(\frac{k_r}{k_c}\right)^2} \quad (4)$$

con  $k_r = ||\vec{k}||$  que corresponde al número de onda radial y  $\phi(\vec{k})$  representa el espectro de fase. El modelo  $k^{-2}$  en el dominio de Fourier queda,

$$F(\vec{k}) = |F(\vec{k})| \cdot e^{i\phi(\vec{k})} \quad (5)$$

Si se cumple que  $k_r < k_c$  entonces la fase queda como

$$\phi(\vec{k}) = -k_x \cdot L \cdot x_0 - k_y \cdot W \cdot y_0 \quad (6)$$

De lo contrario, si  $k_r \geq k_c$

$$\phi(\vec{k}) = -k_x \cdot L \cdot rand - k_y \cdot W \cdot rand \quad (7)$$

donde  $(x_0, y_0)$  es la posición de las longitudes de onda larga del modelo  $k^{-2}$  y  $rand$  indica un número aleatorio distribuido uniformemente con valores de 0 a 1, lo que aporta heterogeneidad en la distribución de deslizamiento a lo largo  $L$  y ancho  $W$  del plano de falla.

En la Figura 13 se muestra el espectro de amplitud de Fourier 2D de la función sintética dada por una gaussiana. Donde se pasa del dominio físico al dominio de Fourier en función del número de onda, por lo tanto, en los ejes horizontales se indica la componente  $x$  y la componente  $y$  del vector  $\vec{k}$ , con la magnitud de Fourier en el eje vertical y la misma información más abajo en el mapa 2D de colores, las cuales permiten visualizar de distinta manera el espectro de cada función. En este caso se compara el espectro de la función sintética interpolada y el construido a partir del dominio de

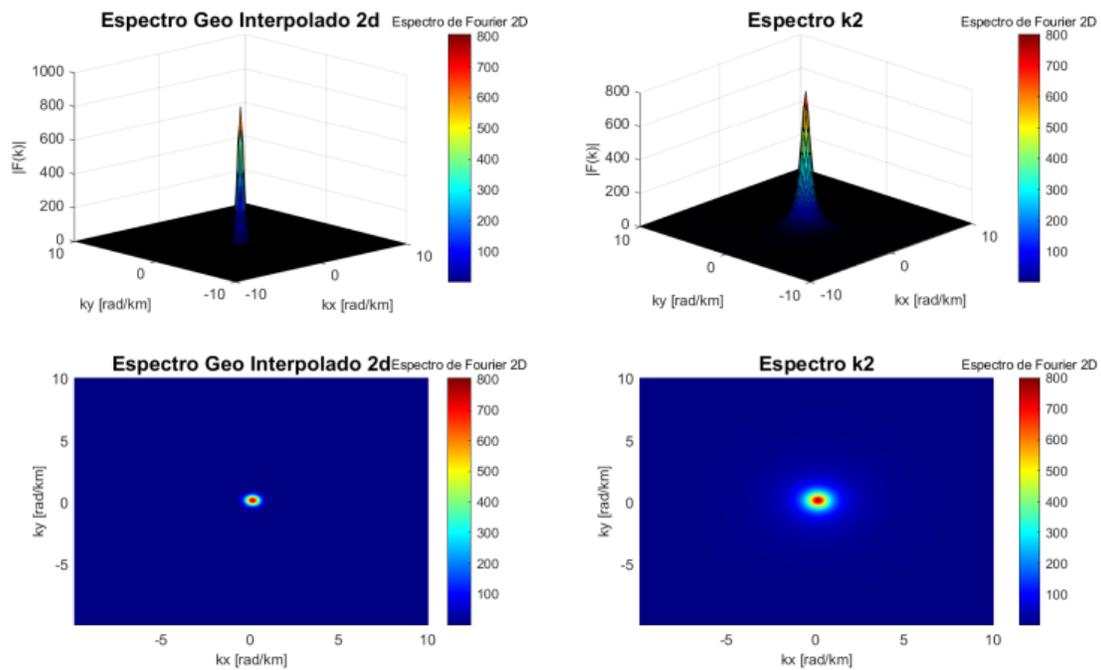


Figura 13: Espectro de amplitud de Fourier 2D en función del vector número de onda de la función sintética y el modelo  $k^{-2}$ .

Fourier con un decaimiento del tipo  $k^{-2}$ . Para obtener el espectro en el dominio completo se aplica la propiedad de simetría conjugada. Los espectros están relacionados, ya que la magnitud máxima de ambos, tanto de la función sintética interpolada como del espectro  $k^{-2}$ , deben ser similares.

Teniendo ambos espectros (del modelo y de la función sintética interpolada) se aplica el Filtro de Butterworth (Zhongshen, 2007) pasa bajo de orden  $n$  con el fin de considerar las bajas frecuencias dadas por la función sintética y a través de un filtro complementario obtener las altas frecuencias dadas por el modelo. El filtro pasa bajo se define por,

$$F_{LP}(\vec{k}) = \frac{1}{\sqrt{1 + \left(\frac{k_r}{k_{cf}}\right)^{2n}}} \quad (8)$$

donde  $k_{cf} = \frac{2\pi}{L_{cfilt}}$  es el número de onda de corte del filtro,  $L_{cfilt}$  es la longitud de onda de corte del mismo y  $n$  se refiere al orden del filtro. De la siguiente manera se aplica el filtro pasa bajo y el complementario en la siguiente forma

$$\Delta u(\vec{k}) = \Delta u_g(\vec{k})F_{LP}(\vec{k}) + \Delta u_e(\vec{k})(1 - F_{LP}(\vec{k})) \quad (9)$$

donde se sigue en el dominio de Fourier, por lo tanto, se debe pasar al dominio físico para obtener la distribución de slip. Notar que en la expresión anterior,  $\Delta u_g(\vec{k})$  representa el slip representativo a longitudes de onda larga y  $\Delta u_e(\vec{k})$  al slip de un modelo  $k^{-2}$ . Aplicando la propiedad de simetría conjugada y la transformada de Fourier inversa 2D obteniendo la parte real de esta, lo que corresponde al slip en unidades de metros.

## 3.3.6. Testeo del modelo

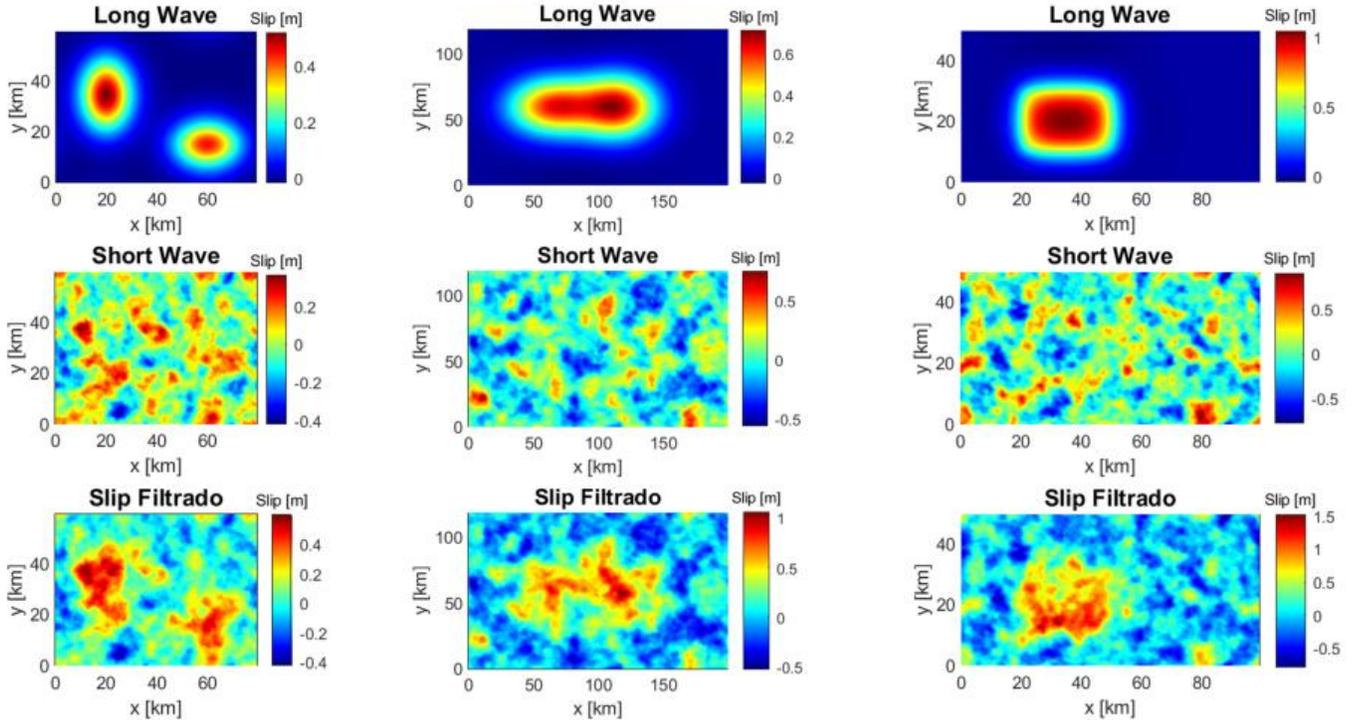


Figura 14: Variación de distintos parámetros y funciones utilizadas con el fin de ver el comportamiento del modelo.

En la figura 14 se presenta el testeo del modelo mediante la variación de distintos parámetros involucrados en su construcción. Uno de estos parámetros corresponde a las longitudes de onda larga, mostradas en la primera fila de gráficos. En estas figuras se observa cómo las funciones sintéticas varían a lo largo y ancho del plano de falla. En la gráfica de la izquierda se representan dos gaussianas en distintos lugares del plano de falla y que se extienden en las dos componentes  $x$  y  $y$ ; en la figura del medio se visualizan dos gaussianas de distinto tamaño que convergen en el centro del plano de falla mostrando una zona conjunta de mayor slip; y en la figura de la derecha se presenta una función escalón, la cual se ubica cerca a una esquina del plano de falla. Estas funciones de onda larga son las que el filtro pasa bajo permite conservar. Por lo que se ve, el modelo representa de buena manera estos patrones de slip dados por funciones sintéticas.

Posteriormente, se varió la semilla que define el ruido estocástico. En la segunda fila de gráficos se observan distintos patrones de ruido, con variaciones en la amplitud y distribución a lo largo y ancho del plano de falla en las tres columnas. Finalmente, en la última fila de gráficos se muestra la combinación de las funciones sintéticas con el ruido aleatorio, el cual presenta un decaimiento del tipo  $k^{-2}$  en el dominio de Fourier. En los tres casos, se observa que las longitudes de onda larga se preservan, mientras que el ruido de onda corta aporta una distribución de deslizamiento más heterogénea y significativa, manteniendo el comportamiento de decaimiento característico  $k^{-2}$ .

Además, se analizó la influencia de cambios en los valores espaciales, como las dimensiones del plano de falla. En cada columna y gráfico respectivo se indica cómo varían el ancho y el largo del plano de cada falla.

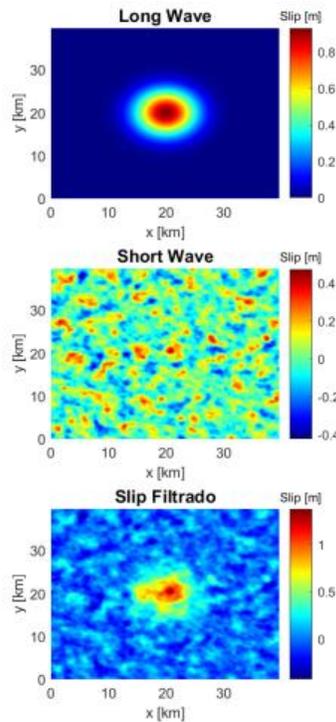


Figura 15: Distribuciones de deslizamiento para longitudes de onda largas y cortas que deja pasar el filtro, las que juntas construyen la gráfica del slip filtrado.

En la figura 15, se indican las dimensiones del área de ruptura a través de los ejes (strike y dip). Los colores representan la distribución de deslizamiento, la cual es determinada por las longitudes de onda que el filtro deja pasar. Estas longitudes de onda largas tienen como origen la función sintética interpolada, mientras que las longitudes de onda cortas provienen del modelo  $k^{-2}$ , en el cual se generan fases de manera aleatoria a lo largo del plano de falla. Ambas contribuyen a una distribución de slip más heterogénea, como se puede observar en la gráfica del slip filtrado.

### 3.3.7. Deslizamientos positivos

Notar que en la distribución de deslizamiento del slip filtrado se tienen zonas con valores negativos (figura 15), lo que no es posible físicamente. Para corregir esto, se pasa el slip filtrado por una serie de etapas las que se describen a continuación y que se visualizan paso a paso de manera gráfica en la figura 16. Estos pasos son necesarios para preservar el decaimiento  $k^{-2}$  en el espectro de Fourier del slip final (figura 17).

## 1. Suma desviación estándar

Se suma un tercio de la desviación estándar del slip filtrado al mismo slip. Aún existen valores negativos, como se observa en la figura 16.

2. *Water level*

Todos los valores de deslizamiento menores a cero se hacen cero.

## 3. Taper bidimensional

Se suaviza la distribución de deslizamiento en los bordes del plano bidimensional aplicando una ventana suavizante. Para el caso en una dimensión se usa una del tipo Tukey window,

$$w(x) = \begin{cases} \frac{1}{2} \left\{ 1 + \cos \left( \frac{2\pi}{r} \left[ x - \frac{r}{2} \right] \right) \right\}, & 0 \leq x < \frac{r}{2}, \\ 1, & \frac{r}{2} \leq x < 1 - \frac{r}{2}, \\ \frac{1}{2} \left\{ 1 + \cos \left( \frac{2\pi}{r} \left[ x - 1 + \frac{r}{2} \right] \right) \right\}, & 1 - \frac{r}{2} \leq x \leq 1. \end{cases} \quad (10)$$

donde  $x$  es un vector de  $L$  puntos linealmente espaciados. El parámetro  $r$  es la relación entre la longitud de la sección del coseno cónico y la longitud total de la ventana, con  $0 \leq r \leq 1$ .

## 4. Renormalización

Se renormaliza el deslizamiento en comparación a la magnitud del terremoto esperado para ajustar los valores del slip. Se calcula el momento sísmico,  $M_0$ , como

$$M_0 = \sum_{i,j} \mu \cdot slip_{ij} \cdot \Delta x_{ij} \Delta y_{ij} \quad (11)$$

y se renormaliza el slip,

$$slip_{final} = \frac{slip}{M_0} \cdot M_0 target \quad (12)$$

donde  $\mu = 30 \times 10^9 Pa$  representa el módulo de rigidez,  $\Delta x$  y  $\Delta y$  las dimensiones de cada subfalla.  $M_0$  es el momento sísmico de todo el plano de falla, es decir, la suma del momento sísmico de todas las subfallas,  $M_0 target$  es el momento sísmico que se quiere obtener, lo que está estrictamente relacionado con la magnitud del terremoto.  $slip$  representa la distribución de deslizamiento luego de aplicar la serie de pasos anteriormente mencionados.

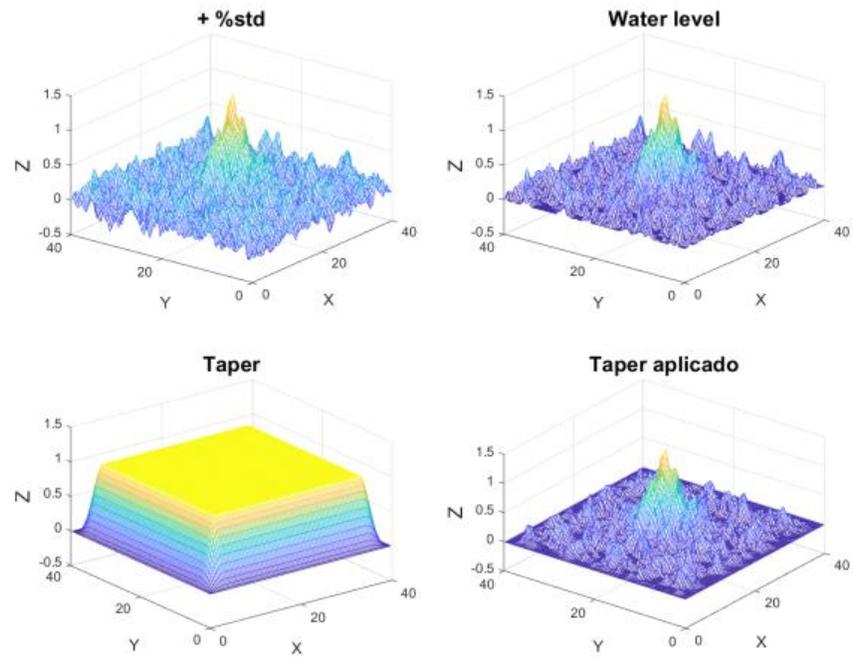


Figura 16: Tratamiento para obtener deslizamientos finales mayores o iguales a cero.

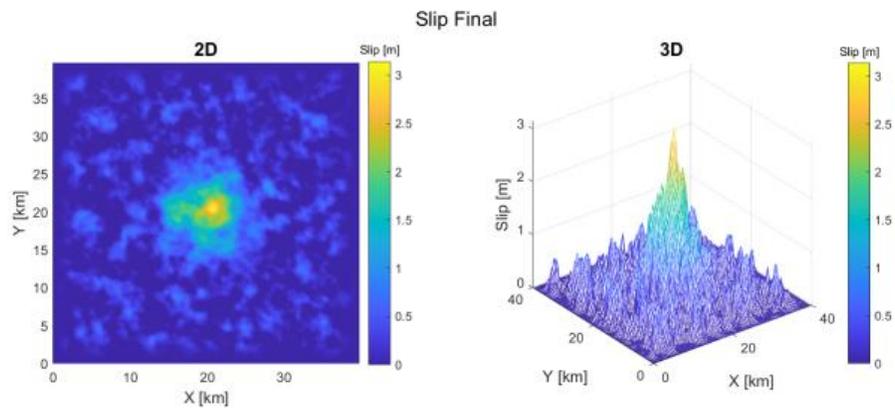


Figura 17: Distribución de deslizamiento final construido a partir de la metodología propuesta.

## Parámetros del slip

En esta sección, se muestra de manera gráfica cómo la variación de los parámetros incluidos en el modelo dan forma a las distintas distribuciones espaciales de deslizamiento representando esta a través de un plano de falla finito con ejes  $x$  e  $y$  en kilómetros y valores de slip en metros. Al analizar estas variaciones, se evalúa cuáles valores de los parámetros son físicamente razonables, lo que se abordará más adelante.

El parámetro  $\Delta u$  actúa como un escalador en el dominio de Fourier que se utiliza para ajustar el plateau del modelo estocástico al plateau del mapa de acoplamiento con el fin de que ambos sean del mismo orden de magnitud a baja frecuencia (o números de onda pequeños), y tengan un decaimiento desde una amplitud de Fourier similar. Como se muestra en la ecuación (4),  $\Delta u$  amplifica el espectro del modelo  $k^{-2}$ .

En la figura 18, notar que en todos los casos se utiliza el mismo mapa de acoplamiento como base, el cual contribuye con longitudes de onda larga a la distribución final. Además, el ruido sigue un patrón constante, variando su magnitud, lo que se refleja en los límites de la barra de colores. Dado que los demás parámetros del modelo permanecen fijos, en la tercera fila de la figura se aprecia cómo la variación de  $\Delta u$  afecta la distribución de deslizamiento resultante de la combinación entre el acoplamiento y el ruido aleatorio (Slip Híbrido).

Para valores pequeños de  $\Delta u$ , se preserva la forma de la gran aspereza visible en el mapa de acoplamiento, con algo de ruido a su alrededor. Sin embargo, al aumentar el valor del parámetro, el patrón se vuelve progresivamente más heterogéneo, predominando el ruido aleatorio y dejando atrás la gran aspereza característica de los valores bajos de  $\Delta u$ . Notar que  $\Delta u$  permite ajustar los valores espectrales para  $k \approx 0$  del modelo de acoplamiento y del modelo estocástico, por lo que este ajuste puede permitir un grado de variabilidad en su elección.

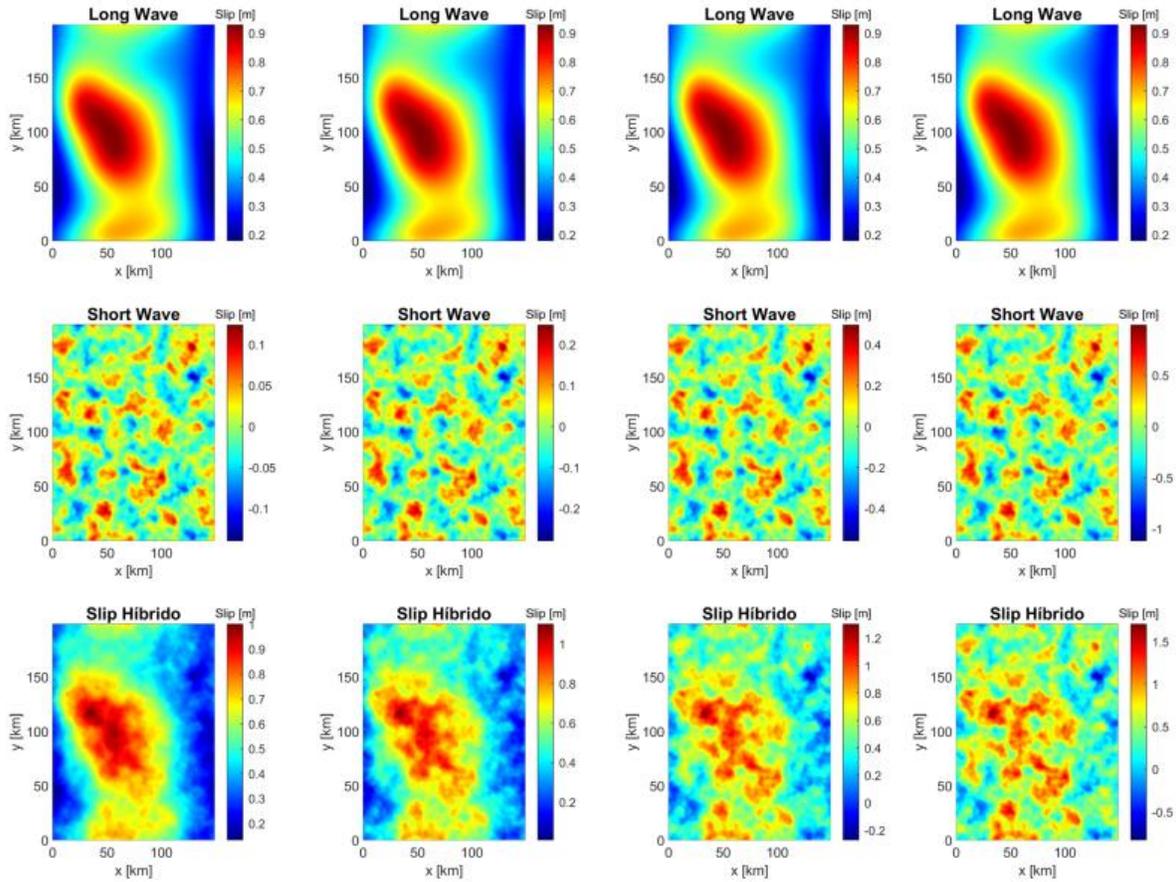


Figura 18: Dependencia de  $\Delta u = 500, 1000, 2000, 4000$ , de izquierda a derecha respectivamente, en el slip híbrido resultante de combinar un mapa de acoplamiento con un modelo  $k^{-2}$ .

Luego, existen dos parámetros que son parte del proceso de construcción del slip cósmico y que varían dando un resultado significativamente distinto en la forma espacial de la distribución. Al igual que el parámetro analizado anteriormente, los siguientes parámetros se modifican y definen en el dominio de Fourier, estos corresponden a la longitud de onda de corte del modelo estocástico  $L_c$  y la longitud de onda de corte del filtro  $L_c \text{filt}$ . Ambos están estrictamente relacionados, por lo que se fueron variando en la misma proporción como se muestra en la figura 19. También se deja uno de los parámetros fijo, se varía el otro y viceversa lo que se puede evidenciar en las figuras 20 y 21.

El parámetro  $L_c$  aparece en la relación (4) que define el espectro de Fourier para el modelo estocástico a través de la ecuación (3) la cual a su vez relaciona el número de onda de corte con la longitud de onda de corte. Es importante mencionar que esta longitud debe estar dentro de las dimensiones características del plano de falla.

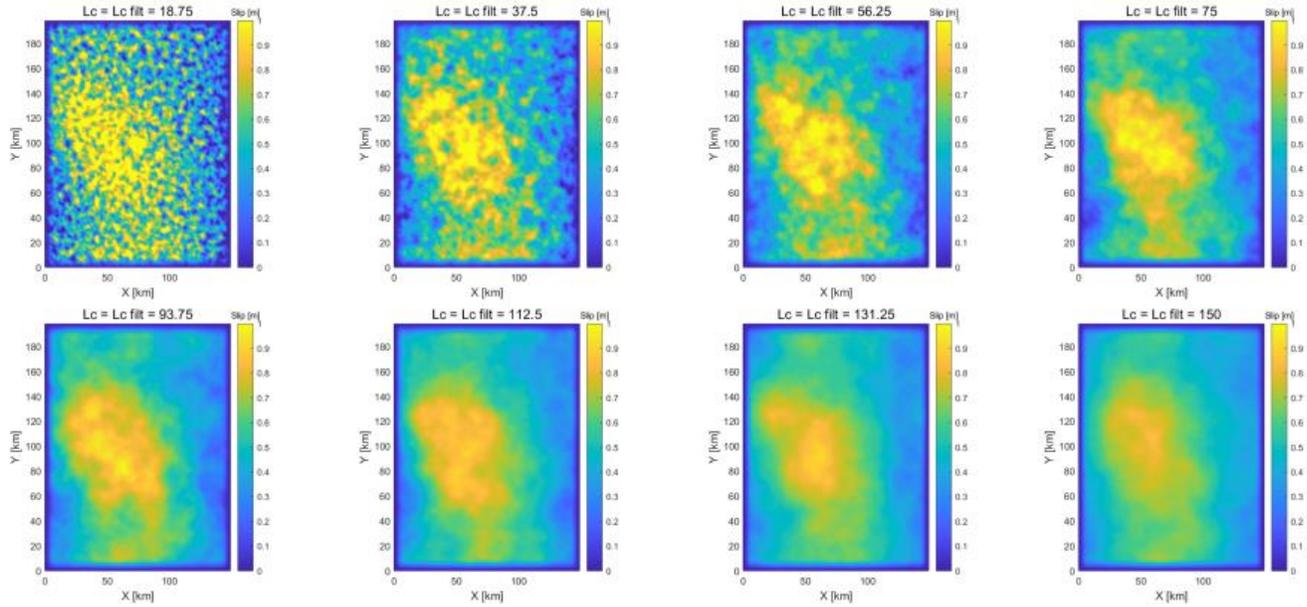


Figura 19: Efecto en la distribución final del slip debido a la variación de los parámetros de longitud de onda de corte  $L_c$  en el modelo  $k^{-2}$  y en el filtro ( $L_c\text{filt}$ ), los cuales se modifican manteniendo valores idénticos entre sí.

En la Figura 19, donde ambos parámetros son iguales, se observa cómo sus valores van aumentando hacia las figuras de la derecha. A grandes rasgos, se puede notar un patrón bastante heterogéneo en la distribución espacial del deslizamiento para valores pequeños de  $L_c$  y  $L_c\text{filt}$ , el cual se va homogeneizando progresivamente y se vuelve más suave a medida que aumentan estos valores. Además, se nota que la aspereza se hace más notoria a medida que los valores crecen, aunque para valores muy altos esta diferencia no es tan clara, ya que la distribución del deslizamiento se vuelve demasiado suave.

Esto ocurre porque  $L_c\text{filt}$  define un filtro pasa-bajo que se multiplica por el espectro del acoplamiento, permitiendo el paso de ciertas longitudes de onda y atenuando otras. En la primera figura, donde la distribución es más ruidosa, un  $L_c$  pequeño implica que las fases de onda corta se distribuyen en todo el plano de falla, mientras que las longitudes de onda mayores a ese  $L_c$  se concentran en el centro (esto se definió así para efectos de prueba). Como consecuencia, al aplicar el filtro, el modelo estocástico queda dominado por longitudes de onda corta y es el modelo  $k^{-2}$  que controla básicamente la distribución final. En el otro extremo, cuando ambos parámetros son grandes, el filtro permite el paso de una mayor variedad de longitudes de onda (cortas, intermedias y largas) y que se encuentran en todo el plano de falla, generando una distribución mucho más suavizada. En este último caso, es el modelo basado en el acoplamiento que domina la distribución final.

En la figura 20, se deja fija la longitud de onda de corte del filtro y se varía la longitud de onda de corte (o esquina) del modelo estocástico. En la primera figura, se observa casi exclusivamente el patrón del modelo estocástico, con ruido aleatorio en todo el plano y una longitud de onda larga en el centro, la cual se fijó en ese punto para las longitudes de onda mayores a  $L_c$ . A medida que se aumenta  $L_c$ , el efecto es que se deja pasar cada vez más la forma dada por el mapa de acoplamiento, reduciendo el ruido hasta que la distribución se vuelve más suave.

Inicialmente, cuando  $L_c$  es muy pequeño, todas las longitudes de onda mayores a este valor son posicionadas al centro de la falla. A su vez las longitudes de onda menores se ubican aleatoriamente en todo el plano, por lo tanto el filtro pasa alto va a tener varias longitudes de ondas pequeñas distribuidas a lo largo del plano y las intermedias a largas en el centro como se observa en la primera figura. En el otro extremo, cuando  $L_c$  es muy grande, las longitudes de onda mayores a ese  $L_c$  se concentran en el centro, mientras que las intermedias y pequeñas se distribuyen aleatoriamente en toda la falla. Como resultado, el  $L_c filt$  toma el acople como un filtro pasa-bajo, pero al mismo tiempo, en el filtro pasa-alto se dejan pasar longitudes de onda cortas, intermedias y largas, lo que genera una distribución más homogénea.

En la figura 21 notar que a medida que se aumenta la longitud de onda de corte del filtro, la distribución del deslizamiento se va haciendo más heterogénea, en contraste con lo que observamos anteriormente. Cada vez que  $L_c filt$  se hace mayor, el patrón se vuelve más ruidoso, la gran aspereza deja de ser predominante y la distribución se torna más heterogénea. Esto ocurre porque  $L_c$  define que las longitudes de onda mayores queden en el centro y las menores en toda la falla. Cuando  $L_c filt$  es muy pequeño, toma el acoplamiento como contribución principal y parte del ruido de longitudes de onda muy corta que provienen del modelo  $k^{-2}$ . Luego, a medida que  $L_c filt$  aumenta, empieza a dejar pasar longitudes de onda más grandes en el filtro pasa-alto, lo que oculta en cierta medida la estructura del acoplamiento y genera una distribución más heterogénea y ruidosa.

Las dimensiones de las falla finitas presentadas en la variación de parámetros son  $L = 200 km$  y  $W = 150 km$

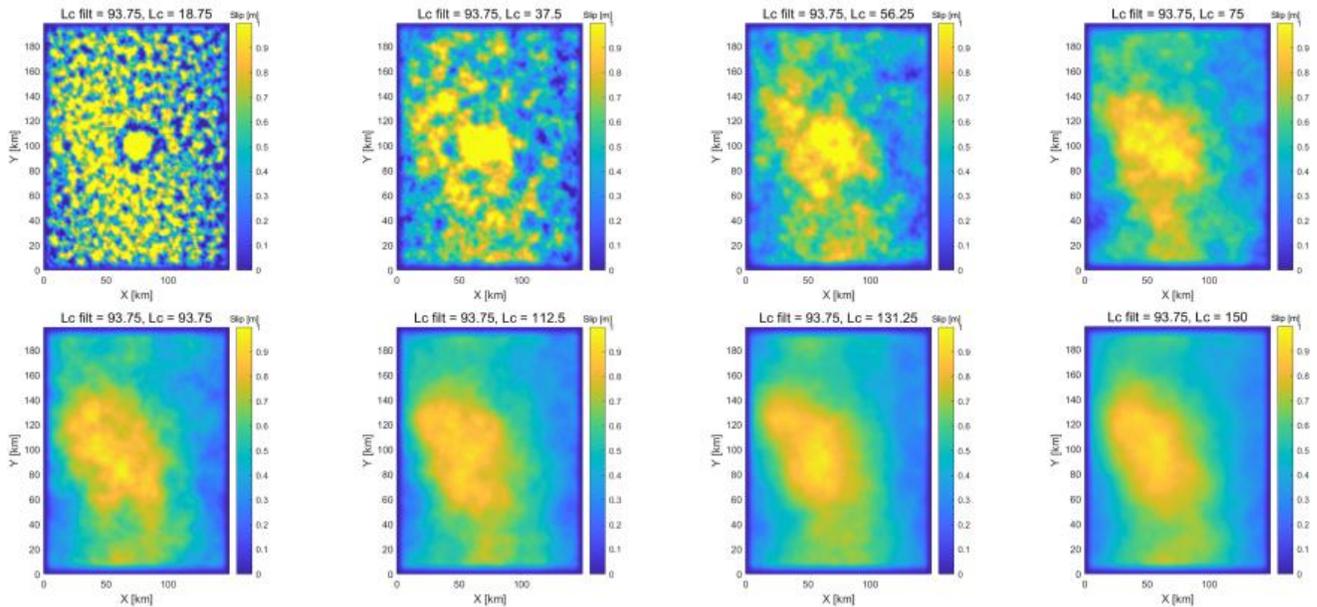


Figura 20: Efecto en la distribución final del slip debido a la variación de longitud de onda de corte ( $L_c$ ) del modelo  $k^{-2}$ , manteniendo fija la longitud de onda de corte del filtro ( $L_c filt$ ).

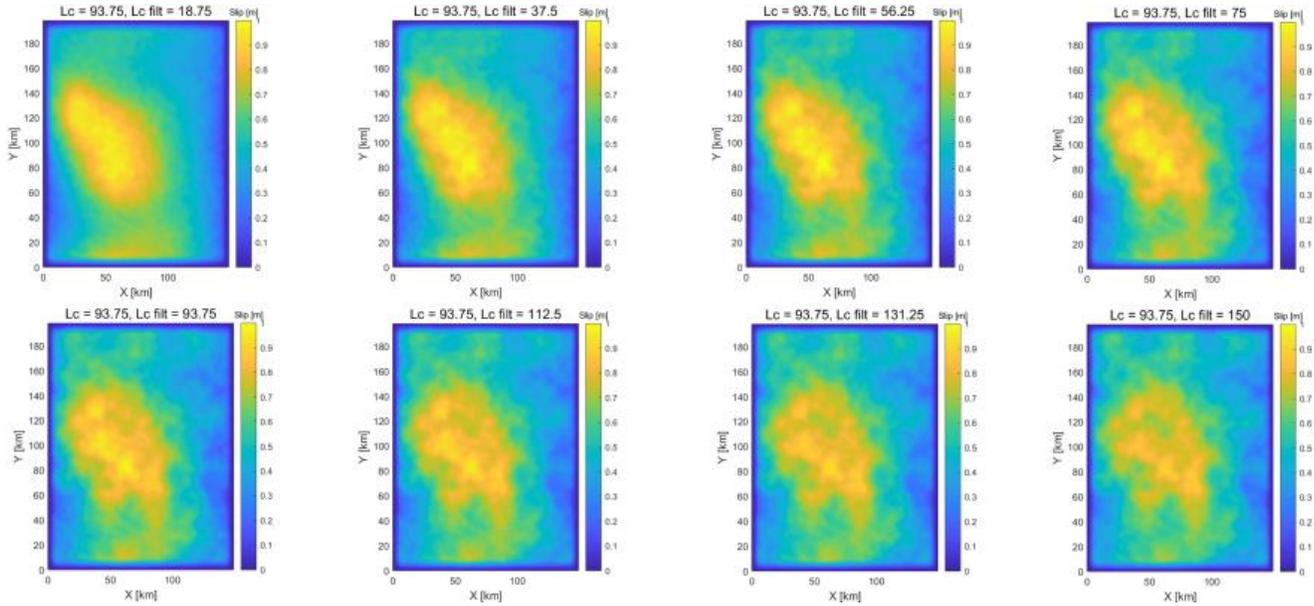


Figura 21: Efecto en la distribución final del slip debido a la variación de longitud de onda de corte del filtro ( $L_{c\,filt}$ ), manteniendo fijo la longitud de onda de corte ( $L_c$ ) del modelo  $k^{-2}$ .

### 3.3.8. Elección de parámetros

La parte final de la metodología para obtener las distribuciones de deslizamiento se basó en la elección de los parámetros del modelo, los cuales quedaron automatizados independiente del mapa de acoplamiento que se utilice. Los parámetros  $\Delta u$ ,  $k_{rc}$  y  $kr_{filt}$  determinan el patrón de deslizamiento como se observó anteriormente. Para el primer parámetro,  $\Delta u$ , se aplica la transformada de Fourier 2D al mapa de acoplamiento, y se obtiene su módulo lo que da el espectro de amplitud de Fourier. Así, se toman los tres primeros valores de la amplitud de Fourier que coinciden con los números de onda radial más pequeños, y se promedian para luego obtener el valor de  $\Delta u$  el cual funciona como un escalador del modelo  $k^{-2}$  para ajustarse al mismo valor del plateau que el del acoplamiento con el fin de que tengan un decaimiento desde una amplitud similar lo que se puede apreciar en el primer valor del espectro  $k^{-2}$  en la figura 22. Como se vio, al variar los parámetros, si el  $\Delta u$  es muy pequeño se ve solo la longitud de onda larga dada por el acoplamiento y si es muy grande se ve casi solo ruido estocástico. Entonces, con este ajuste se asegura que la señal final que resulta del slip híbrido o filtrado tiene similar amplitud de Fourier a pequeños números de onda que el acople en que uno se basa para construir las distribuciones de deslizamiento.

Otro de los parámetros importantes es el  $k_{rc}$  o número de onda de corte que va a definir desde que número de onda se definen la fase de onda larga y la fase de onda corta en el modelo  $k^{-2}$ . Este quedó automatizado como el valor donde comienza a decaer el espectro de Fourier del mapa de acoplamiento como se observa en la figura 22. Entonces, hasta acá se define cómo va a ser la distribución del modelo estocástico. Es importante mencionar que a través de la fase es posible delimitar la zona donde se quieren ubicar dentro del plano de falla los números de onda mayores y menores a  $k_{rc}$ , en este caso, a los números de onda menores a  $k_{rc}$  se le asigna una fase aleatoria en la parte más somera del plano de falla (hacia la fosa) y los números de onda mayores a  $k_{rc}$  se le asigna una fase aleatoria en todo el plano de falla.

La restricción de considerar longitudes de onda menores que  $k_{rc}$  en dirección a la fosa responde a la intención de evaluar la incertidumbre de los modelos de acoplamiento en esa zona. Esto se debe a que, en la construcción de ambos modelos utilizados en este trabajo, solo se dispone de datos de deformación terrestres sobre el nivel del mar. En consecuencia, las longitudes de onda más grandes buscan compensar la falta de resolución en las regiones más someras de la interfaz.

Luego, se tiene el parámetro  $kr_{filt}$  que define las longitudes de onda que deja pasar el filtro pasa bajo y que se define con respecto al  $k_{rc}$  multiplicado por un factor de 1.5, es decir  $kr_{filt} = kr_c \cdot 1.5$ . Esto hará que para ondas cortas que deja pasar el filtro (que provienen de la parte complementaria del filtro), tome tanto longitudes intermedias como pequeñas asociadas al modelo  $k^{-2}$  y para el pasa bajo tome longitudes de onda más largas que provienen del modelo de acoplamiento.

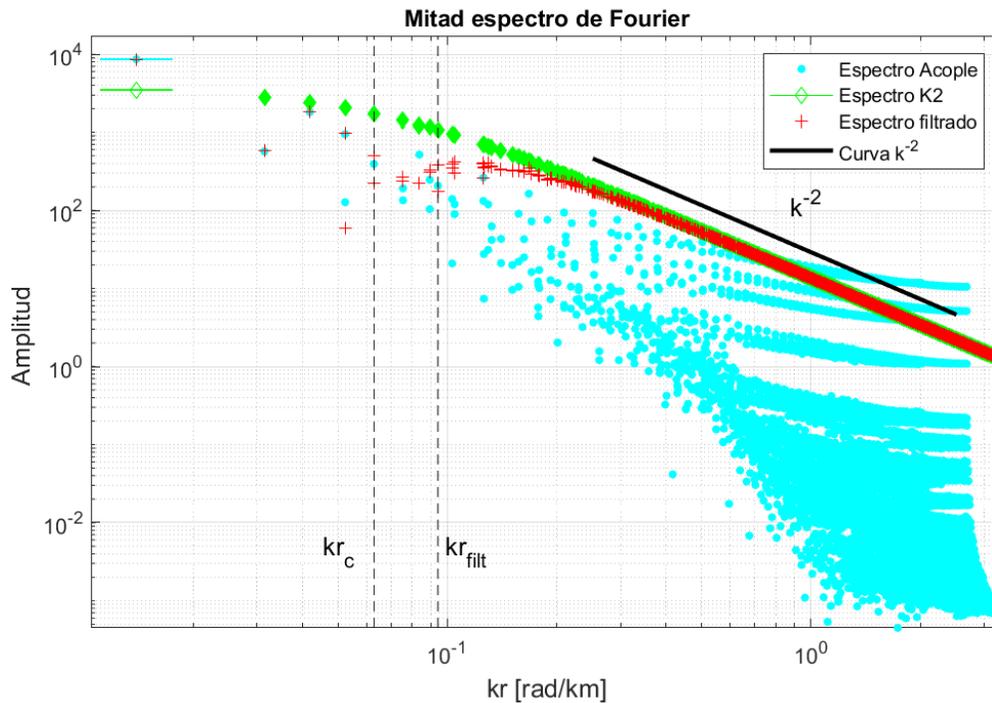


Figura 22: Espectro de amplitud de Fourier 2D del acoplamiento, del modelo  $k^{-2}$  y de la combinación entre estos denominado slip filtrado o híbrido, en función del número de onda radial.

Esta metodología combina modelos de acoplamiento de datos geodésicos de longitudes de onda larga con longitudes de onda cortas generadas de manera estocástica, logrando así una representación más precisa y heterogénea de la fuente sísmica. Utilizando este enfoque, es posible representar la distribución del deslizamiento de terremotos históricos registrados instrumentalmente como es el caso del terremoto de Illapel de 2015, para el cual se dispone de su mapa de acoplamiento en el cual se observa una gran aspereza previo al terremoto. Con esto, el modelo incorpora heterogeneidades a pequeña escala con el fin de considerar las incertidumbres asociadas a las distribuciones cosísmicas de deslizamiento obtenidas mediante otras metodologías. Luego de obtenida la distribución de slip, es posible modelar el tsunami generado por esta fuente sísmica de falla finita y comparar los resultados del modelo con observaciones in-situ del nivel del mar. Este proceso permite cuantificar la

representatividad de la fuente construida a partir de la metodología presentada.

### 3.3.9. Distribución modal

Debido al tiempo computacional que requiere la modelación de tsunamis es complejo modelar todas las distribuciones de deslizamiento posibles. Por lo tanto, se busca tener una tendencia del patrón de distribución espacial generado a partir de la metodología presentada, por lo que se selecciona una distribución modal que represente al conjunto de las mil distribuciones generadas variando la fase con libertad de longitudes de onda larga hacia la fosa. Para ello, se calcula la moda entre todas las distribuciones tomando la misma subfalla y viendo qué valores son los que más se repiten, luego se agrupan y se saca un promedio o marca de clase de ese intervalo modal, lo que se resume en la figura 23. Se puede visualizar los patrones de deslizamientos modales en la figura 24, los cuales dan un patrón similar a su respectivo mapa de acoplamiento. Posteriormente, se calcula un error cuadrático medio (MSE, por sus siglas en inglés: Mean Squared Error) de cada una de las distribuciones con respecto a la moda con el fin de obtener la distribución con mayor similitud a la moda (MSE mínimo), luego se selecciona una distribución con MSE promedio y con MSE máximo con el fin de analizar la variabilidad de las distribuciones obtenidas.

$$MSE = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (Y_i - \hat{Y}_i)^2 \quad (13)$$

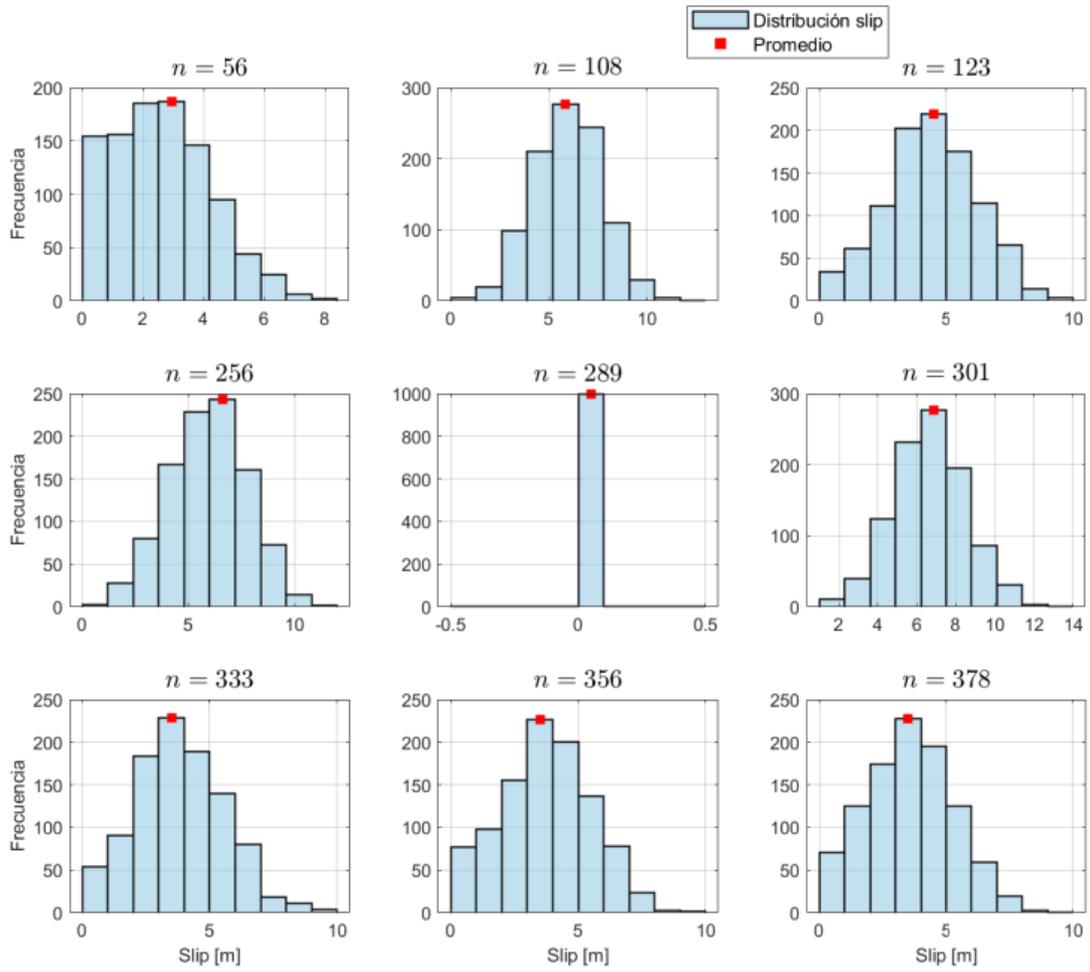


Figura 23: Distribución de deslizamiento por subfallas donde  $n$  representa al número de subfalla que va de 1 a 1000 donde se selecciona el intervalo modal y se obtiene la marca de clase de ese intervalo para obtener el slip.

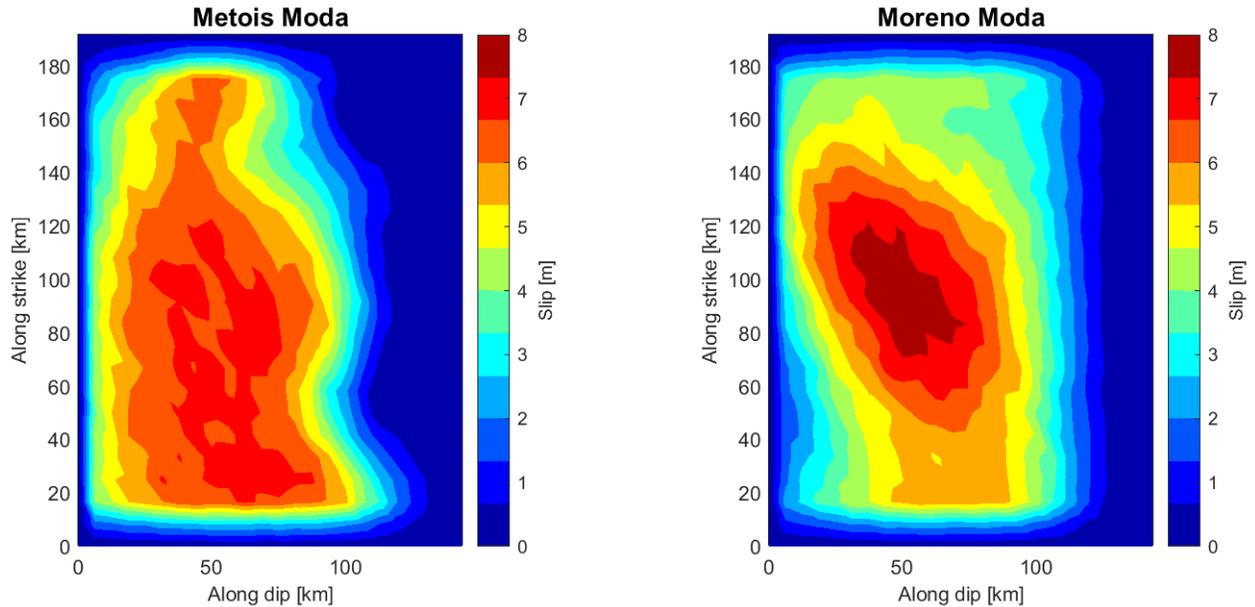


Figura 24: Distribución modal de las 1000 realizaciones de slip obtenida según distribuciones basadas en cada mapa de acoplamiento.

### 3.4. Modelación de Tsunami

Se utiliza el software de modelación Cornell Multi-grid Coupled Tsunami model (COMCOT) (Wang, 2009) el cual es un modelo numérico que resuelve las ecuaciones de aguas poco profundas (lineales y no lineales) mediante el método de diferencias finitas explícito Leap-Frog en un sistema de coordenadas esféricas y cartesianas. Su principal objetivo es modelar la generación, propagación, run-up e inundación de tsunamis. Incluye múltiples mecanismos de generación como fallas elásticas, deslizamientos submarinos y perturbaciones transitorias del lecho marino o de la superficie del agua. Para el cálculo de la deformación del fondo marino que perturba la columna de agua se utiliza la teoría de dislocación elástica de plano de falla finito (Okada, 1985).

Los datos de entrada requeridos por el modelo son la batimetría, topografía y parámetros de deformación del fondo marino dado por el modelo de falla finita como se muestra en la figura 25. Para luego entregar como datos de salida altura de ola en la ubicación que se le entregue previamente.

El modelo trabaja con un sistema de cuadrícula anidada, acoplado dinámicamente hasta 12 niveles (que también se denominarán capas) con diferente resolución de cuadrícula, que se puede implementar en el modelo para satisfacer la necesidad de simulaciones de tsunamis en diferentes escalas, lo que sirve para estudiar con mayor detalle la llegada de la onda de tsunami en la costa, específicamente en los puntos donde se ubican los mareógrafos. El sistema de cuadrícula anidado significa que en una región de un tamaño de cuadrícula, hay una o más regiones con tamaños de cuadrícula más pequeños, que eventualmente forman una jerarquía de cuadrículas o niveles de cuadrícula. La región con el tamaño de cuadrícula más grande se denomina cuadrícula de 1er nivel y todas las regiones de cuadrícula anidadas directamente en la cuadrícula de 1er nivel se denominan cuadrículas de segundo nivel, y así sucesivamente.

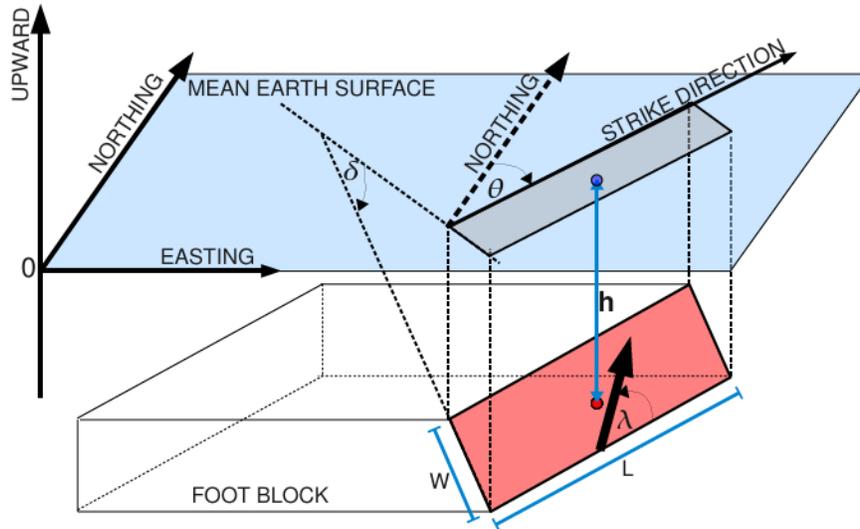


Figura 25: Parámetros de plano de falla finita (COMCOT manual v1.7).

### 3.4.1. Parámetros de falla finita

Para la obtención de los parámetros geométricos de la zona de estudio se utiliza el modelo de Slab2.0 (Hayes et al., 2018) para definir los parámetros geométricos de la zona en estudio que serán importantes para la modelación del tsunami.

Se obtiene la malla y el área del modelo cosísmico del USGS para el terremoto de Illapel 2015. Donde, luego de seleccionada la zona de ruptura se interpolan los valores de latitud y longitud al archivo Slab2.0, lo que proporciona la profundidad, el dip que representa el ángulo del buzamiento, el strike que indica el ángulo con respecto al norte en cada punto y el rake o ángulo de deslizamiento calculado con el código *pmotion* (DeMets et al., 1994). En nuestro caso, no se tiene una sola falla para toda el área de ruptura, si no que la dividimos en varias subfallas y por lo tanto cada uno de estos puntos interpolados al Slab2.0 representa una subfalla.

Notar que entre los modelos analizados cambia bastante el patrón de bloqueo. En el modelo de Moreno (figura 26) hay una clara zona en específico de alto grado de acoplamiento que se capta como una longitud de onda larga al momento de generar las distribuciones estocásticas. Es interesante notar que el área de ruptura en este caso abarca el comienzo de otra aspereza más al sur que será para discusión decidir dónde cortar la zona, si en dónde hay bajo grado de acoplamiento debido a que pueden actuar como zonas de debilitamiento o barrera natural. Por otro lado, el modelo obtenido por Metois (figura 27) es un gran parche mucho más ruidoso y heterogéneo en su distribución espacial, donde se observa un alto grado de bloqueo tanto hacia la fosa como en profundidad y hacia los límites norte y sur de la zona seleccionada. Por lo tanto, la distribución de deslizamiento va a tener una longitud de onda larga de una área bastante mayor en comparación al modelo de Moreno.

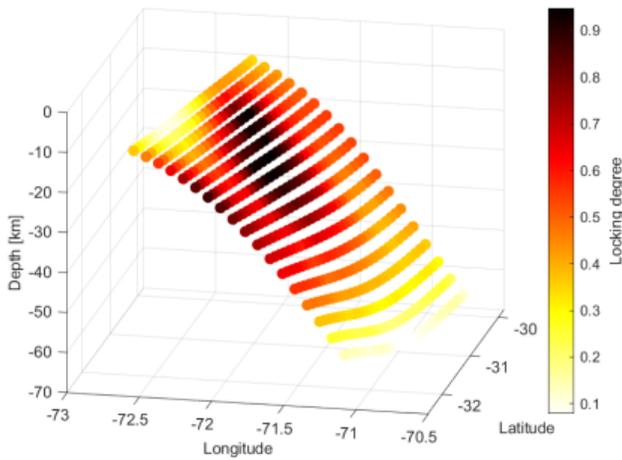


Figura 26: Modelo de acoplamiento de M. Moreno et al. (2010).

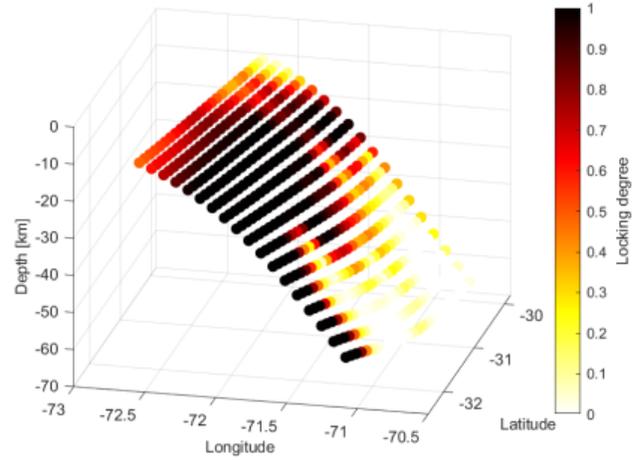


Figura 27: Modelo de acoplamiento de Métois et al. (2012).

Ambas figuras, 26 y 27, presentan el mapa de acoplamiento intersísmico recortado a la zona de estudio seleccionada. En ellas se pueden observar los perfiles en profundidad alcanzados dentro del área de interés, así como los patrones de distribución obtenidos en cada modelo, los cuales se extienden hasta una profundidad de 60 km. Estos valores fueron obtenidos a partir de la interpolación del archivo Slab2.0 a los centroides de cada subfalla del área de interés.

En este estudio, se realiza la modelación utilizando distintas fuentes sísmicas construidas a partir de la metodología propuesta, con el objetivo de comparar los resultados con datos registrados por instrumentos como mareógrafos y boyas DART durante el terremoto de Illapel 2015, el cual se busca simular. Las distribuciones de deslizamiento de falla finita empleadas como entrada en COMCOT cuentan con parámetros dentro de los rangos de valores especificados en la Tabla 1.

Lat [°]	Lon [°]	Prof [km]	L [km]	W [km]	Strike $\theta$ [°]	Rake $\lambda$ [°]	Dip $\delta$ [°]	Slip [m]
[-32.8 -29.8]	[-72.6 -70.7]	[9.9 66]	8.3	6.25	[0.1 359]	[89 118]	[7.8 27.9]	[0 12]

Tabla 1: Parámetros de falla y sus rangos de valores.

### 3.4.2. Datos

Las grillas topo/batimétricas utilizadas tienen resoluciones de 2.16 minutos de arco obtenida del remuestreo de ETOPO1 (Amante y Eakins, 2009), 0.54 minutos de arco adquirida del remuestreo de los datos SRTM30 plus de la NASA (Becker et al., 2009), 0.108 minutos de arco proporcionada por el Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de la Armada de Chile (SHOA), que tiene una resolución máxima de aproximadamente 30 m (<http://www.shoa.cl/tramites/tramite.php>). La de menor resolución cubre toda la zona modelada, desde Arica hasta Talcahuano, extendiéndose hacia el oeste de la fosa donde se encuentran las boyas DART. Para un mayor nivel de detalle, se emplean grillas de mayor resolución en las áreas donde están ubicados los mareógrafos y las boyas DART (Calisto et al., 2017). La ubicación de estos instrumentos de medición se muestra en la Figura 28.

Para comparar los resultados de la simulación con observaciones reales del tsunami provocado por el terremoto de Illapel 2015, se trabaja con datos registrados por las boyas Deep-ocean Assessment and Reporting of Tsunamis (DART) ubicadas en el océano pacífico frente a territorio chileno al oeste de la fosa, las cuales poseen una tasa de muestreo de 15 a 60 segundos (National Data Buoy Center, 2025). Asimismo, se utilizan registros del nivel del mar provenientes de mareógrafos instalados en zonas costeras a lo largo de Chile, cuyos datos fueron obtenidos del SEA LEVEL MONITORING FACILITY, con una resolución temporal de 1 minuto (Intergovernmental Oceanographic Commission, 2025). La tendencia de la marea fue removida de la serie de tiempo a través de un ajuste polinomial, con el fin de comparar alturas del nivel del mar provocadas por el tsunami en estudio.

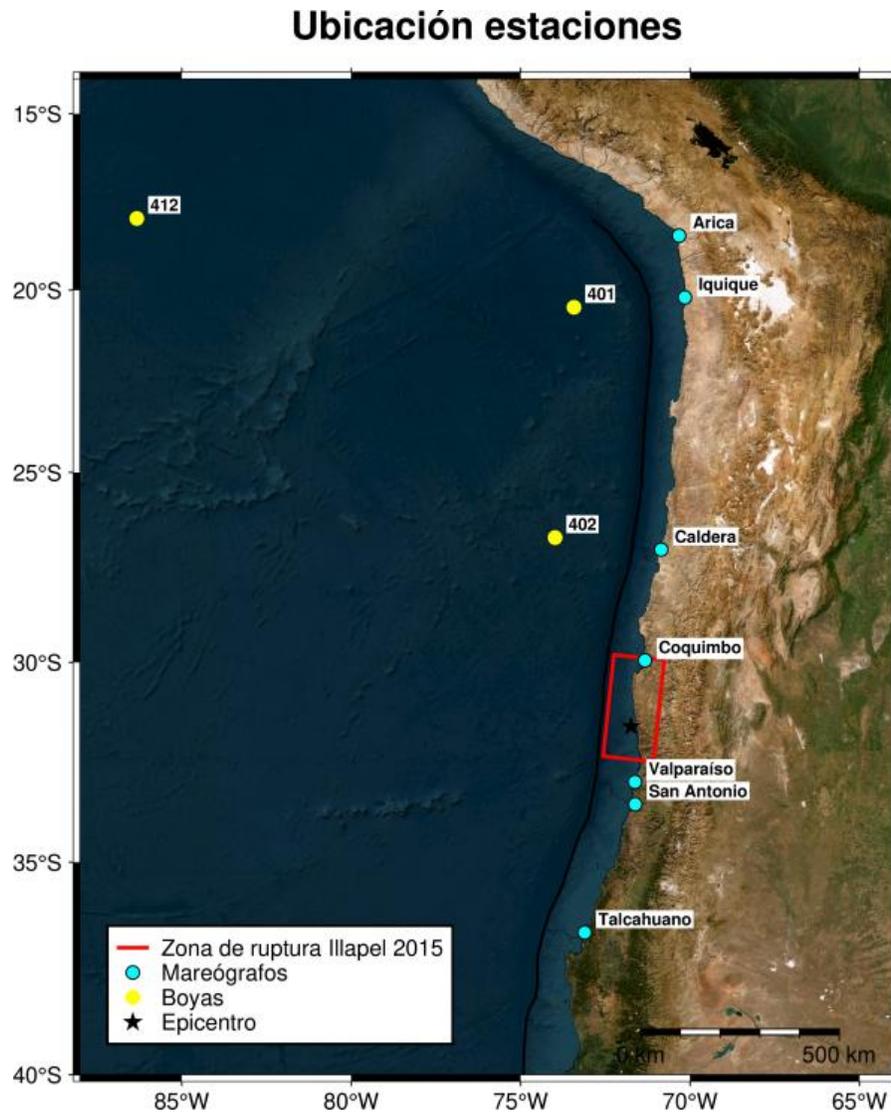


Figura 28: Estaciones utilizadas para la obtención de datos de altura del nivel del mar.

## 4. Resultados

A partir de las 1000 distribuciones de deslizamiento generadas, se seleccionaron la distribución con el menor error cuadrático medio (MSE) respecto a la moda (o distribución modal), una con MSE promedio y otra con el MSE máximo. Estas distribuciones, mostradas en las figuras 29 y 30, fueron ingresadas en el modelo COMCOT para ser comparadas y/o validadas como posibles fuentes del evento sísmico ocurrido en 2015, con epicentro frente a Illapel.

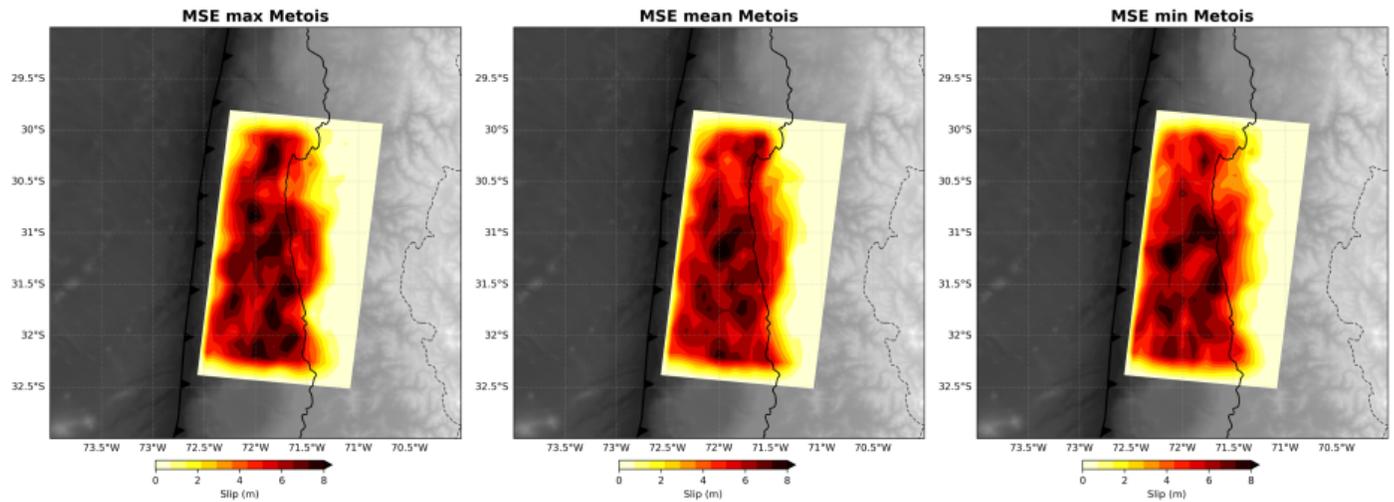


Figura 29: Distribuciones de deslizamientos seleccionadas para la modelación numérica del tsunami basadas en el mapa de acoplamiento de Metois.

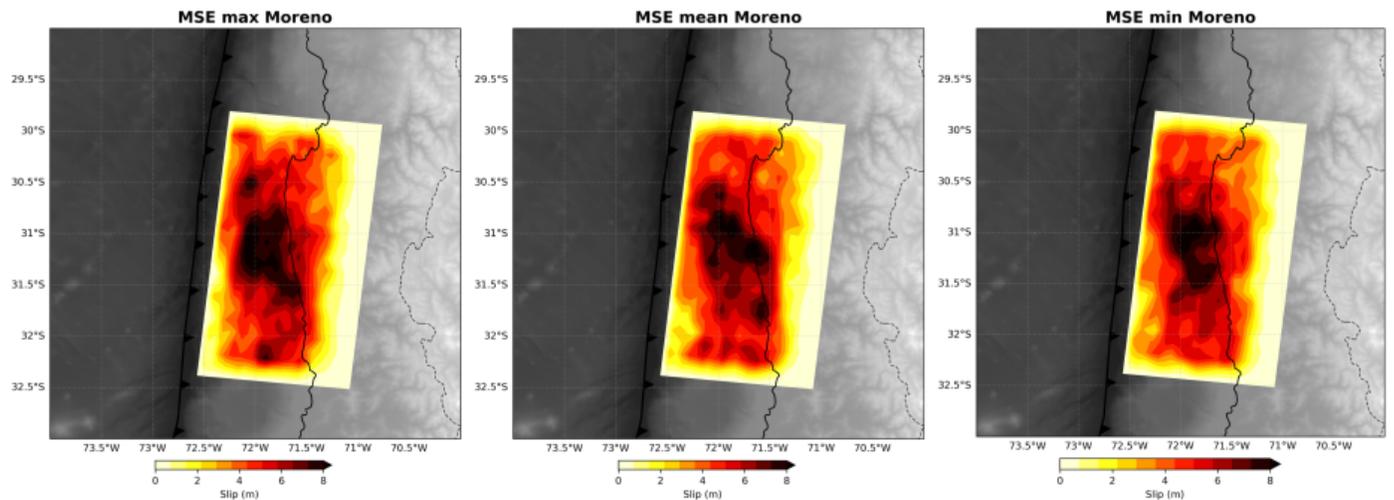


Figura 30: Distribuciones de deslizamientos seleccionadas para la modelación numérica del tsunami basadas en el mapa de acoplamiento de Moreno.

A continuación se presentan los resultados de las alturas del nivel del mar simuladas desde el momento en que ocurre el terremoto de Illapel 2015 hasta 3 horas después para los mareógrafos y 4 horas después para las boyas, para cada una de las fuentes seleccionadas: tres distribuciones distintas por cada mapa de acoplamiento. Se utiliza una ventana de correlación de una longitud de onda, la cual corresponde a la primera onda registrada instrumentalmente con la curva de color rojo correspondiente a la distribución de deslizamiento más similar a la fuente modal (es decir, aquella con el menor MSE). Los valores de correlación obtenidos se muestran en las tablas 2 y 3. Como medida comparativa, se incluyen modelaciones de formas de onda de tsunami simuladas a partir de fuentes cosísmicas heterogéneas. Una de estas corresponde a una solución propuesta por Benavente et al. (2016), obtenida mediante el ajuste de formas de onda de la fase W en tres componentes. La otra proviene del modelo cosísmico publicado por el USGS (<http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eventpage/us20003k7a>) basado en el análisis de formas de onda telesísmicas (Calisto et al., 2017).

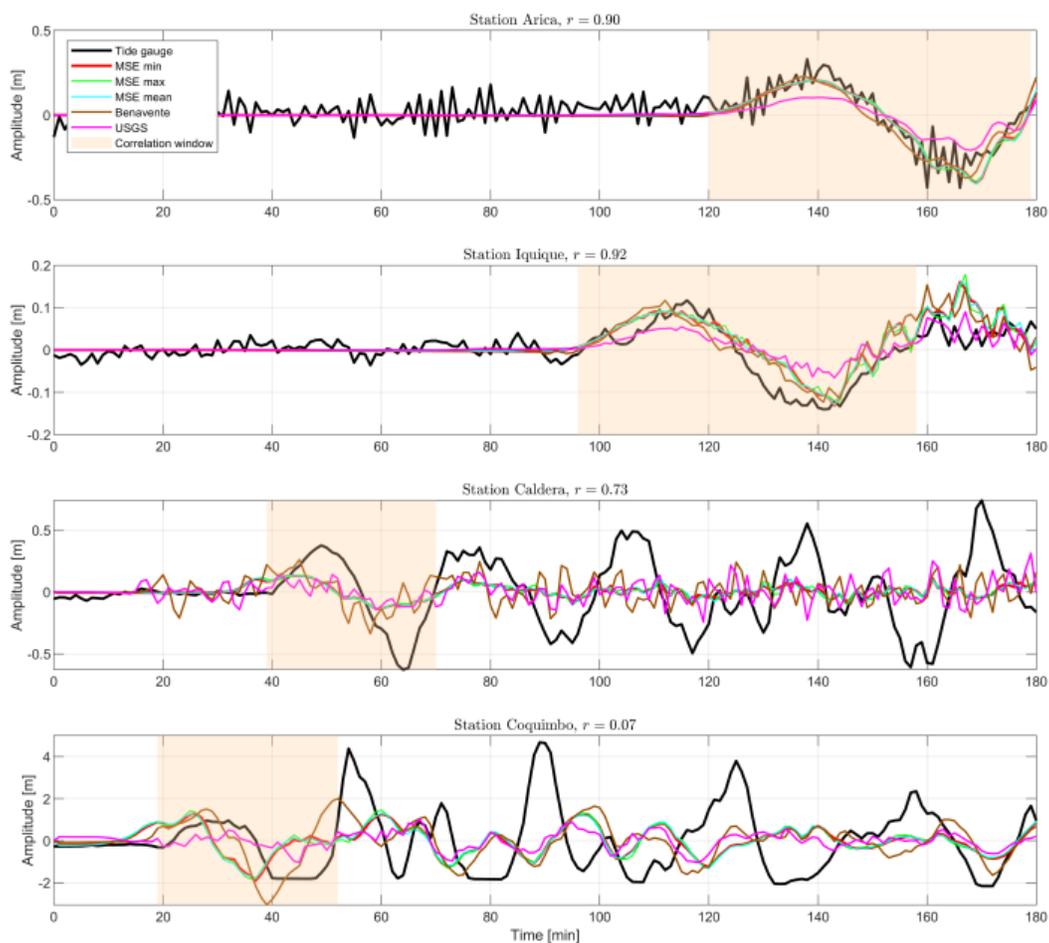


Figura 31: Tsunami modelado con fuente la distribución estocástica basada en el mapa de acoplamiento de Metois. Zona pintada indica la ventana de correlación entre la fuente MSE min y datos observados.

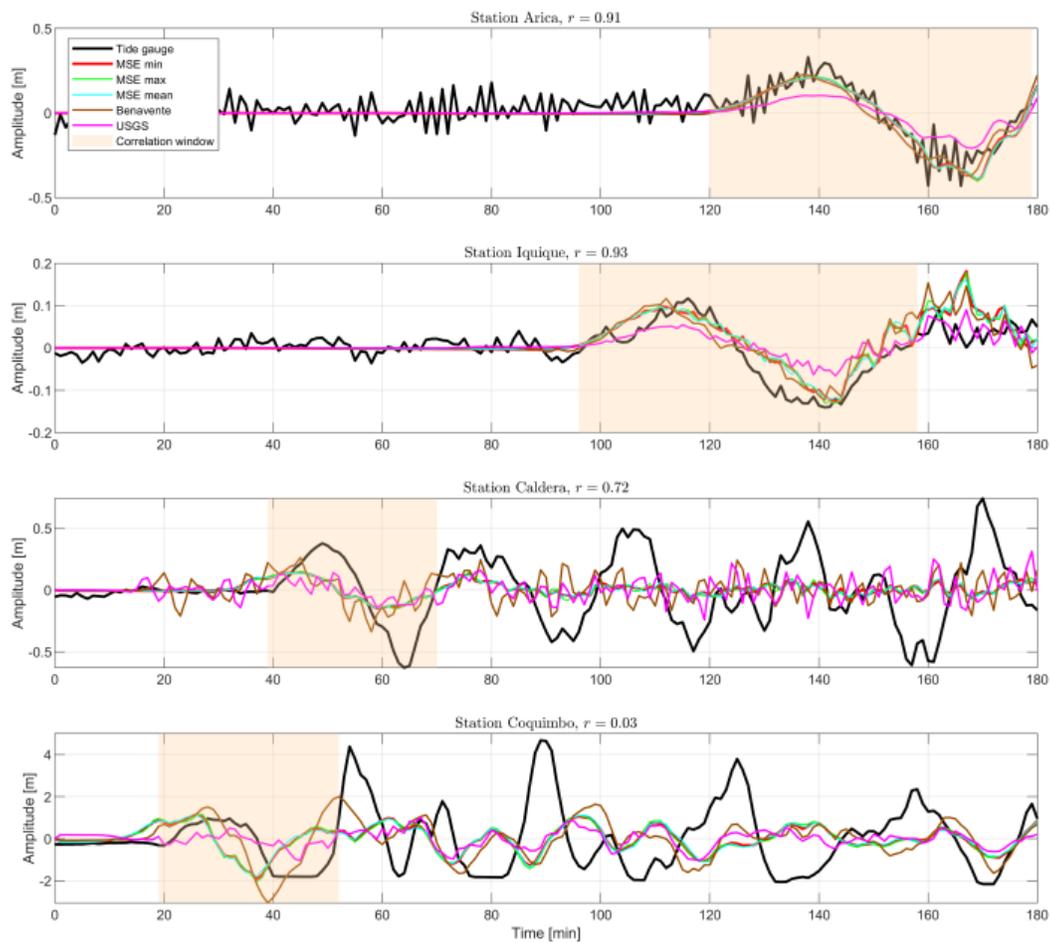


Figura 32: Tsunami modelado con fuente la distribución estocástica basada en el mapa de acoplamiento de Moreno. Zona pintada indica la ventana de correlación entre la fuente MSE min y datos observados.

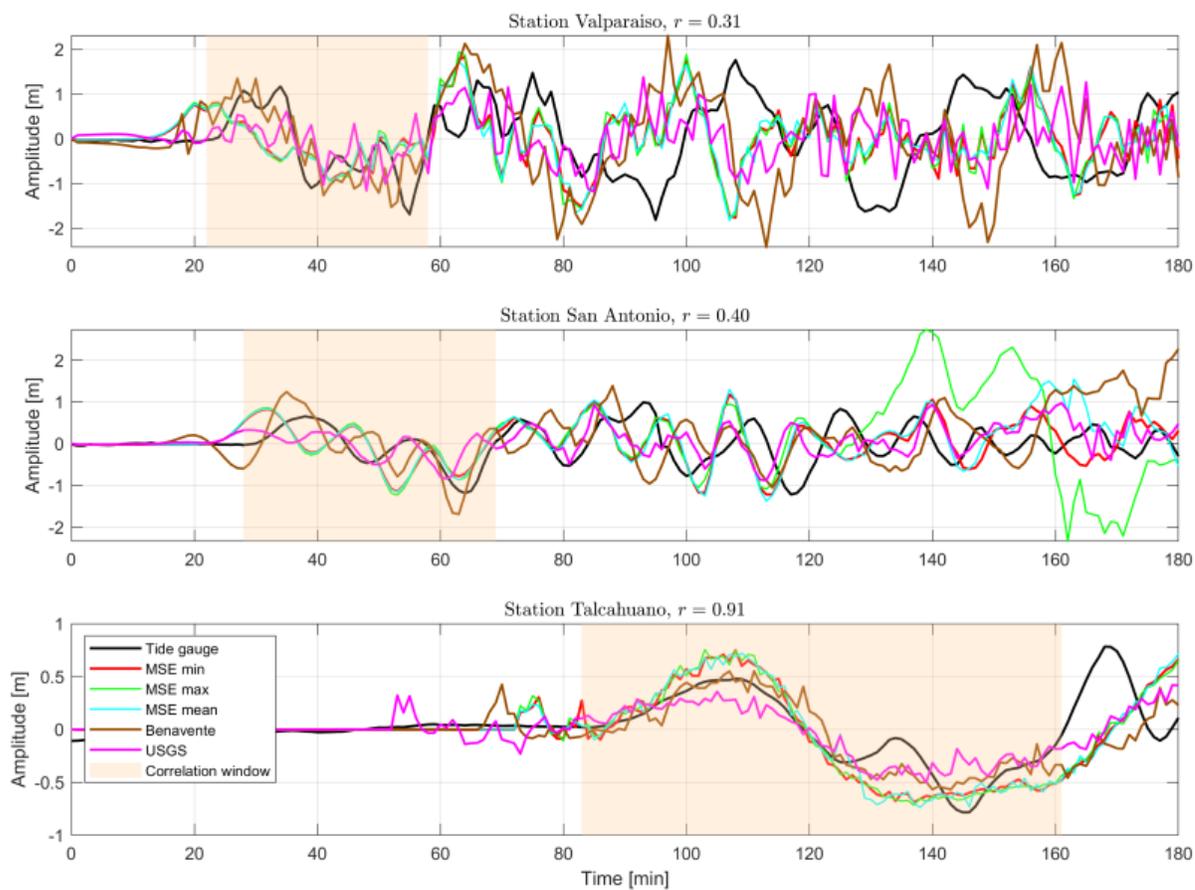


Figura 33: Estaciones utilizadas para la comparación de datos del nivel del mar observados con los simulados por una fuente heterogénea basada en el mapa de acoplamiento de Metois. Zona pintada indica la ventana de correlación entre la fuente MSE min y datos observados.

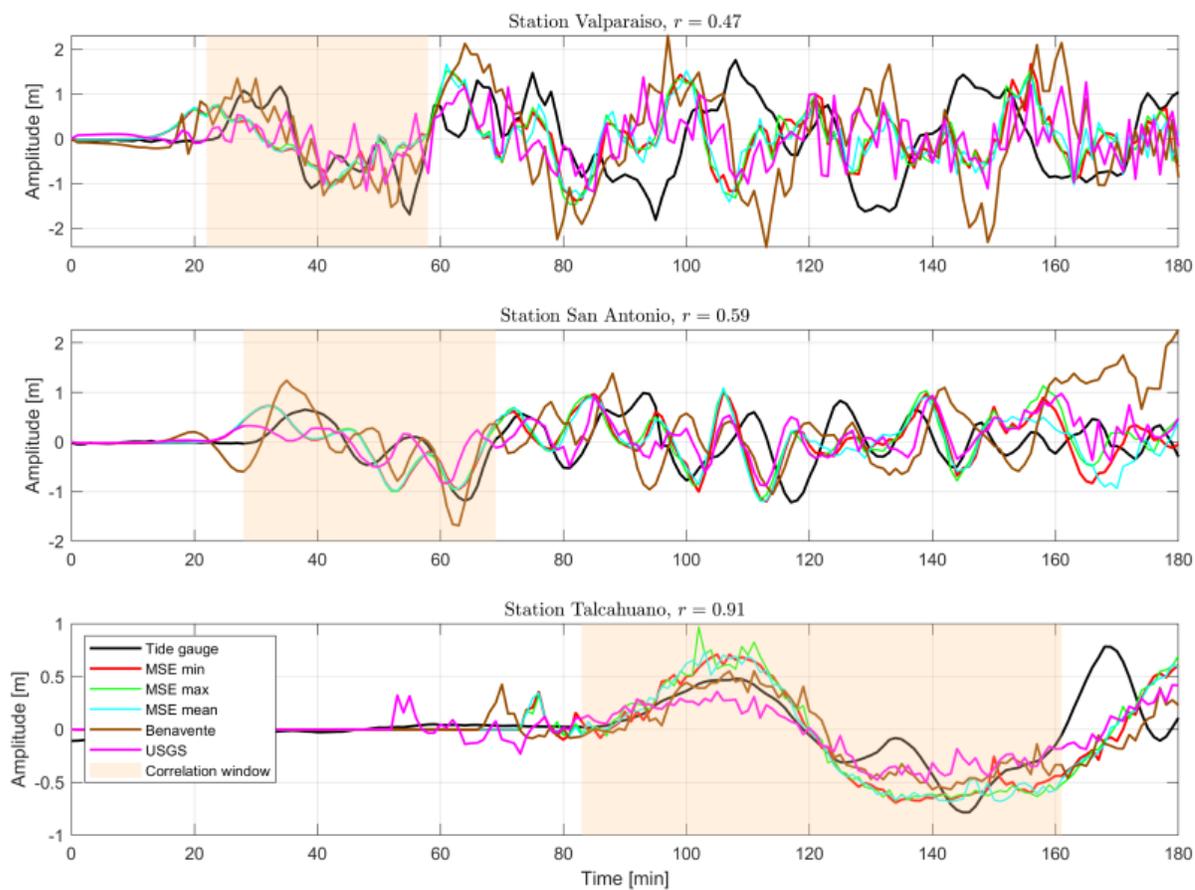


Figura 34: Estaciones utilizadas para la comparación de datos del nivel del mar observados con los simulados por una fuente heterogénea basada en el mapa de acoplamiento de Moreno. Zona pintada indica la ventana de correlación entre la fuente MSE min y datos observados.

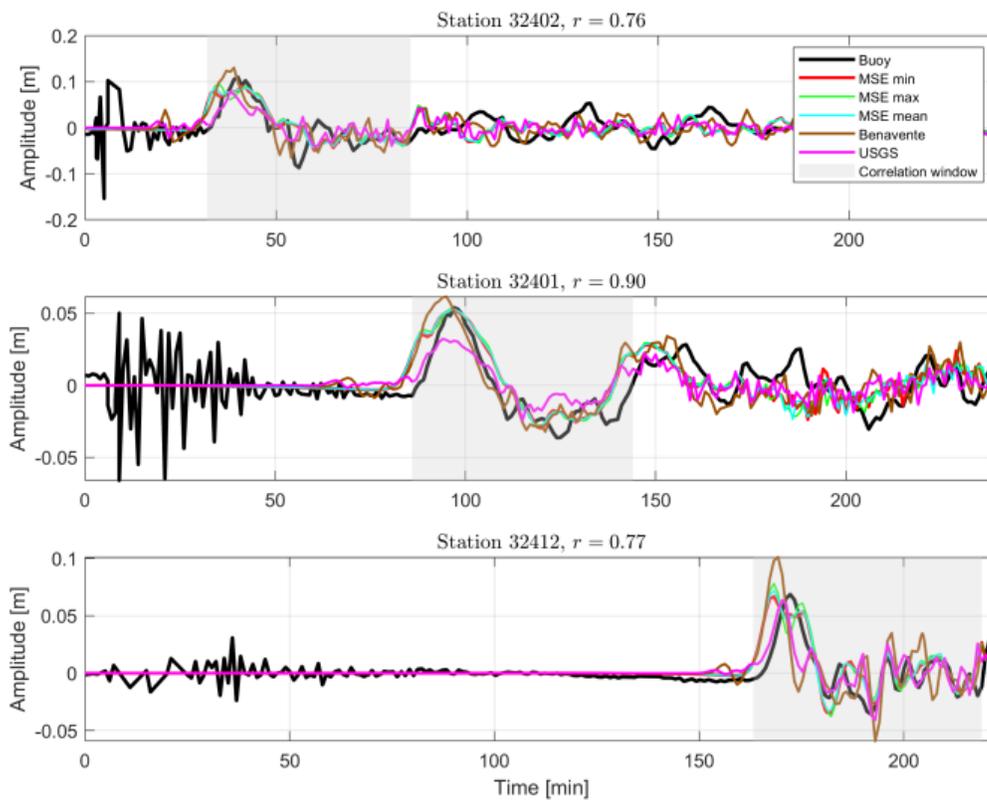


Figura 35: Comparación de alturas de ola modeladas con la distribución generada por el modelo de Metois con los datos de las boyas DART. Zona pintada indica la ventana de correlación entre la fuente MSE min y datos observados.

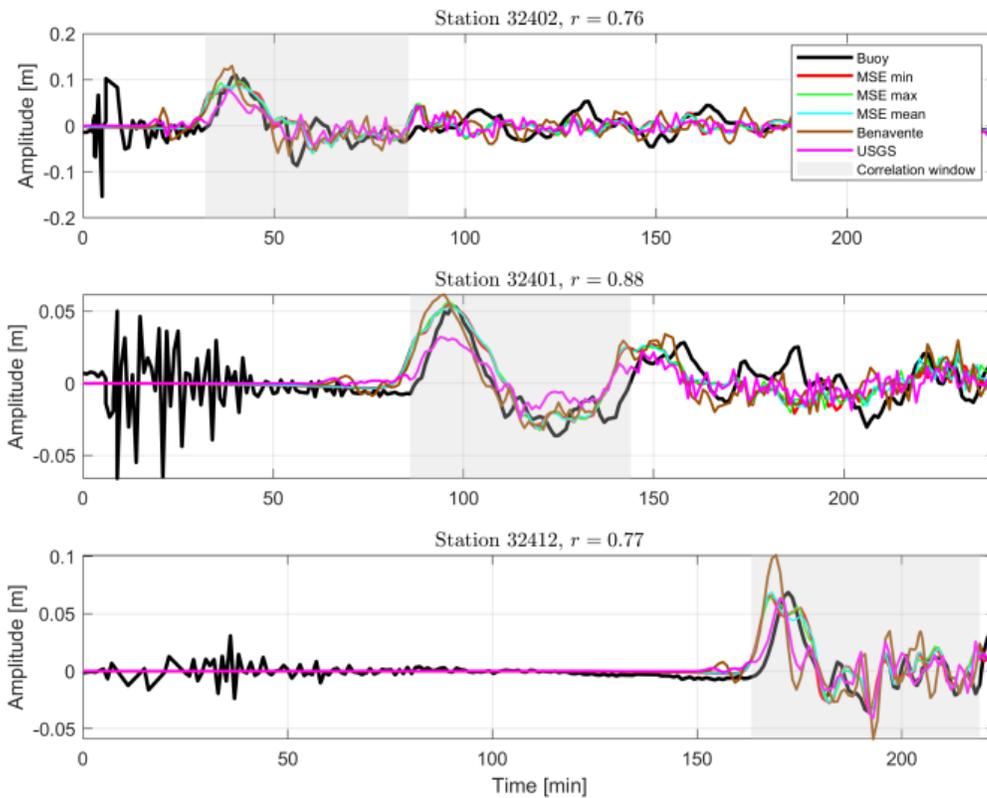


Figura 36: Comparación de alturas de ola modeladas con la distribución generada por el modelo de Moreno con los datos de las boyas DART. Zona pintada indica la ventana de correlación entre la fuente MSE min y datos observados.

Correlación Mareógrafos				
Estación	Metois	Moreno	Benavente	USGS
Arica	0.90	0.91	0.90	0.89
Iquique	0.92	0.93	0.88	0.91
Caldera	0.73	0.72	0.42	0.70
Coquimbo	0.07	0.03	0.51	0.73
Valparaíso	0.31	0.47	0.69	0.40
San Antonio	0.40	0.59	0.73	0.55
Talcahuano	0.91	0.91	0.90	0.85

Tabla 2: Coeficiente de correlación entre alturas de ola simuladas y las registradas por Mareógrafos.

Correlación Boyas				
Estación	Metois	Moreno	Benavente	USGS
32402	0.76	0.76	0.73	0.72
32401	0.90	0.88	0.83	0.87
32412	0.77	0.77	0.40	0.74

Tabla 3: Coeficiente de correlación entre alturas de ola simuladas y las registradas por boyas DART.

La ventana de correlación utilizada marca la llegada de la primera longitud de onda, permitiendo analizar los efectos de la fuente. En las figuras 31 y 32 las cuales muestran los cuatro mareógrafos ubicados al norte de la zona de ruptura, se observa una buena correlación (tanto para Metois como Moreno) entre las alturas del nivel del mar modeladas y las observadas para el evento de Illapel 2015, especialmente en estaciones más alejadas. En particular, las estaciones de Arica e Iquique presentan coeficientes de correlación iguales o superiores a 0.9, donde se logra apreciar una clara similitud entre las formas de onda predichas por el modelo y los datos tanto en la amplitud de ola como en el tiempo de llegada.

Para ambos modelos de acoplamiento, en Caldera, la correlación disminuye respecto a las estaciones del norte. Se observa que la primera longitud de onda simulada no logra alcanzar las amplitudes registradas por el mareógrafo, esta diferencia persiste a lo largo de toda la serie temporal, con amplitudes modeladas inferiores a las observadas. Esto se puede deber a la ausencia de deslizamiento importante en un área considerable cercano a Caldera o hacia el norte de la zona de ruptura. Además de posibles efectos debido a la resolución de la batimetría o efectos batimétricos locales.

Para la estación de Coquimbo, la correlación es prácticamente nula para los dos modelos de grado de bloqueo. Sin embargo, al observar la gráfica, se evidencia que la primera onda simulada llega antes que la observada, tanto en su máximo como en su mínimo. Si se desplaza la serie temporal del modelo, la correlación mejoraría notablemente. A lo largo de la serie, el modelo no logra reproducir las alturas máximas de ola superiores a 4 metros registradas en los datos observados, ya que la simulación muestra valores máximos inferiores a 2 metros.

Hacia el sur de la zona ruptura como muestran las figuras 33 y 34, las estaciones de Valparaíso y San Antonio muestran correlaciones más bajas para la primera longitud de onda. Sin embargo, al analizar la serie temporal, se observa un desfase en tiempo de arribo de aproximadamente 5-10 minutos entre la simulación y los datos reales. Si se corrige esta diferencia en tiempos de arribo, la correlación en ambas estaciones aumentaría considerablemente. Este desfase se puede deber a los altos valores de slip (cerca de  $6\text{ m}$ ) que se observan a lo largo y ancho de toda la falla, en los modelos de fuente seleccionados. Sin embargo, se observa que el modelo representa adecuadamente la magnitud de las alturas de ola registradas, con excepción de la estación de San Antonio, alrededor de los 150 minutos, donde las tres fuentes utilizadas en ambos modelos de acoplamiento sobrestiman la altura de ola. Más al sur, en Talcahuano, se observa un alto coeficiente de correlación entre la primera longitud de onda simuladas y observadas para ambos modelos de acoplamiento.

Para los datos de las boyas DART mostrados en las figuras 35 y 36 podemos decir que hay buenas correlaciones con  $r > 0.7$ , lo que se ilustra gráficamente en las figuras para ambos modelos de slip. Las alturas de olas simuladas estiman bastante bien las alturas de ola registradas por las boyas, con un pequeño desfase en tiempos de arribo en todas las modelaciones donde la onda simulada llega pocos minutos antes que la onda observada. No se aprecian diferencias significativas entre la modelación con slip basado en el mapa de acoplamiento de Metois versus el de Moreno. Lo anterior

podría indicar que, en la modelación de ondas de tsunami, las componentes de baja frecuencia tienen un mayor peso en la propagación y forma de la señal, mientras que las altas frecuencias contribuyen en menor medida al resultado final. Tal como lo demuestra Geist y Dmowska (1999) en su estudio, los tsunamis locales están principalmente controlados por componentes de número de onda bajo.

En términos generales, se aprecia que el periodo de la primera onda tiende a aumentar a medida que las estaciones se encuentran más alejadas de la fuente, lo que también se refleja en tiempos de llegada más tardíos conforme la distancia a la zona de ruptura, de la misma forma las amplitudes también se observa que decaen con la distancia, que es lo que uno esperaría.

A grandes rasgos se puede decir que los patrones observados en los tiempos de llegada y las alturas del nivel del mar son similares entre las distintas fuentes modeladas para un modelo de acoplamiento, variando muy poco sobre todo en la primera llegada de la onda. También si se compara entre modelos de acoplamientos se observa baja diferencia. Se aprecian ligeras diferencias en longitudes de onda más cortas del nivel del mar entre un modelo y otro, pero en términos generales, las formas de onda del tsunami son bastante parecidas. Esto también se refleja en la correlación de la primera onda, que muestra valores similares como se ve en las Tablas 2 y 3 para los modelos de Metois y Moreno en las respectivas estaciones analizadas.

Las modelaciones de tsunami basadas en los modelos cosísmicos de fuente heterogénea propuestos por Benavente et al., 2016 y el USGS evidencian un claro desfase en el tiempo de arribo de la primera onda en las boyas DART. En general, el modelo del USGS presenta menores desfases temporales; sin embargo, muestra amplitudes que no se ajustan adecuadamente a los datos observados. Por otro lado, el modelo de Benavente presenta amplitudes más coherentes con las observaciones, y sus formas de onda son más similares a las obtenidas mediante nuestras simulaciones estocásticas que las del modelo del USGS. Este desfase también se observa en mareógrafos costeros como los de Coquimbo, Valparaíso y San Antonio, donde las simulaciones basadas en distintas fuentes cosísmicas muestran diferencias significativas en los tiempos de arribo y en la forma de las ondas.

## 5. Discusión

El modelo construido para generar las distribuciones de deslizamiento logra captar el patrón de grado de bloqueo dado por un mapa de acoplamiento intersísmico. Por lo que se podría aplicar a cualquier zona que cuente con datos de deformación intersísmica.

Se busca abarcar la incertidumbre asociada a los mapas de acoplamientos en estudio ya que en la zona de subducción chilena no se cuenta con datos GPS bajo el mar (hacia la fosa), por lo tanto no se tienen datos de deformación hacia zonas más someras del contacto entre las placas de Nazca y Sudamericana. Además cada inversión realizada a partir de datos geodésicos pueden dar distintos patrones de acople, por lo tanto se busca abarcar la variabilidad que se produce con los distintos mapas de acople a través de este ruido estocástico  $k^{-2}$ . Notar que con la metodología empleada es posible tener deslizamientos considerables hacia la zona más somera (cercano a la fosa) de nuestra zona de ruptura, supliendo así la limitación dada por los modelos de acoplamiento.

La magnitud de terremotos simulados es un tema a tratar en futuras investigaciones. El objetivo será establecer magnitudes físicamente posibles, considerando que, en el caso de grandes terremotos, se espera una ruptura de gran extensión, mientras que en zonas más pequeñas, las magnitudes asociadas deberían ser menores. Actualmente, se cuenta con relaciones empíricas (Thingbaijam et al., 2017) que entregan una aproximación del rango de magnitudes para un área de ruptura teniendo en cuenta las dimensiones de largo y ancho de la falla finita.

Junto con esto, otro tema es seleccionar un área, según que parámetros, en este caso se usó una zona de ruptura dada, pero para simular futuros escenarios de ruptura de terremotos, se podría basar en el mapa de acoplamiento donde se encuentran grandes asperezas, hasta zonas donde el grado de bloqueo se hace cero. Además se podría implementar el uso de otro set de datos geofísicos para delimitar una posible zona de ruptura, como zonas de fractura, montes submarinos, dorsales oceánicas los cuales pueden actuar como barrera natural (Xia et al., 2021). También se podría tomar en cuenta la distribución espacial de la tasa de sismicidad (Nanjo et al., 2012).

Según la forma en que se definen los parámetros del modelo, se obtienen las distribuciones de deslizamiento mostradas. Sin embargo, desde un punto de vista geológico, resulta poco intuitivo observar zonas con deslizamientos muy elevados (mayores a 10 m) adyacentes a regiones con deslizamientos muy bajos. Es razonable pensar que una zona rodeada por deslizamientos cosísmicos significativos también debería experimentar cierto grado de movimiento, actuando como una unidad coherente. Por otro lado, hay que tener en consideración el sesgo dado por los métodos de inversión que obtienen los patrones de deslizamiento en profundidad en el contacto entre las placas. Es complejo comprobar cómo es realmente la distribución de deslizamiento debido a la falta de datos in-situ. En este caso, se generaron distribuciones que no tuvieran un cambio tan abrupto en el slip, es decir, que es un poco más homogénea en ese sentido pero sin perder la heterogeneidad del proceso de ruptura que esta metodología busca representar. Esto se podría comprobar con modelación de formas de onda generando sismograma sintético con el fin de comprobar el efecto de esa heterogeneidad.

Por otro lado, es importante considerar las limitaciones y posibles sesgos introducidos por los métodos de inversión utilizados para estimar los patrones de deslizamiento en profundidad, en el contacto entre las placas. Dado que no se cuenta con observaciones directas del deslizamiento en el plano de falla, resulta difícil validar con certeza la distribución real del slip. En este contexto, se generaron distribuciones que evitaran cambios abruptos en el deslizamiento, buscando una mayor continuidad espacial sin eliminar la heterogeneidad del proceso de ruptura que esta metodología busca representar. La validez de esta representación podría evaluarse mediante modelaciones de forma de onda,

generando sismogramas sintéticos que permitan analizar el efecto que tiene dicha heterogeneidad en la señal registrada.

Tal vez la representación no muy buena de Caldera se puede deber al patrón de deslizamiento que en general para todas las fuentes mostradas tiene un slip importante en gran parte del área de ruptura y no se concentra en zonas más específicas. Analizando las formas de onda obtenidas a partir de las fuentes de Benavente et al., 2016 y el USGS, se evidencia que tampoco logran representar las amplitudes máximas y mínimas de la onda de tsunami.

Como se menciona en los estudios de Cortés et al. (2017) y Núñez et al. (2022) la bahía de Coquimbo es propensa a resonancia o a modos resonantes. Para estos modos, el principal condicionante del período modal es la extensión de la plataforma, o la pendiente de la plataforma. Un segundo conjunto de modos está relacionado con zonas resonantes asociadas a características batimétricas costeras.

La modelación de tsunami no muestra grandes diferencias entre el modelo cosísmico obtenido basado en un mapa de acoplamiento u otro. Entre las distribuciones modales construidas con longitudes de onda largas, no se observan diferencias significativas entre los resultados obtenidos a partir del mapa de acoplamiento de Métois y los del modelo de Moreno. Esto podría deberse a que, si bien las fuentes seleccionadas para la simulación del tsunami presentan diferencias notables en las longitudes de onda de menor escala, ambas comparten similitudes en las componentes de gran escala, las cuales están determinadas por sus respectivos mapas de acoplamiento. En este contexto, se infiere que las componentes de alta frecuencia no son percibidas o no resultan relevantes en la modelación de las formas de onda del tsunami.

Lugares lejanos a la zona del deslizamiento como Arica, Iquique y Talcahuano se encuentran altos coeficientes de correlación, en lugares cercanos las correlaciones entre las alturas de ola modeladas y las registradas por instrumentos in-situ son más bien bajas, debido al desfase con que llega la primera ola, pero si desplazamos la serie de tiempo del modelo, la correlación mejoraría considerablemente. Comparando los datos de las boyas DART hay una buena correlación para la primera longitud de onda, en las tres boyas se observa una llegada más rápida de la ola dada por la simulación en comparación con los datos reales.

Sería interesante realizar simulaciones de movimiento fuerte del suelo y comparar las señales registradas por los sismómetros con las formas de onda de sismogramas sintéticos. Esto permitiría evaluar el impacto de las altas frecuencias generadas por patrones a pequeña escala en la distribución del deslizamiento y así ver de mejor manera la importancia de la heterogeneidad del tipo  $k^{-2}$ . Además, la metodología empleada permite la generación de miles de fuentes, lo que podría ser útil en Análisis de Peligro Sísmico y Tsunamigénico Probabilístico

Algunas de las limitaciones del modelo son el número de muestras el cual debe ser par y la zona de potencial deslizamiento debe ser una falla finita rectangular.

Con el objetivo de analizar el rol que desempeñan las longitudes de onda pequeñas en la modelación de tsunamis, se modelaron individualmente los patrones de los dos mapas de acoplamiento utilizados, escalándolos a una magnitud 8.3  $M_w$ . Estos resultados se compararon con las formas de onda generadas por las fuentes estocásticas (figuras 37, 38 y 39). Se observa que las formas de onda del tsunami presentan alturas del nivel del mar prácticamente idénticas a las obtenidas a partir de los mapas de acoplamiento. Por lo tanto, se puede inferir que, para efectos de la modelación de tsunamis, las longitudes de onda pequeñas no aportan de manera significativa a la forma final del tsunami.

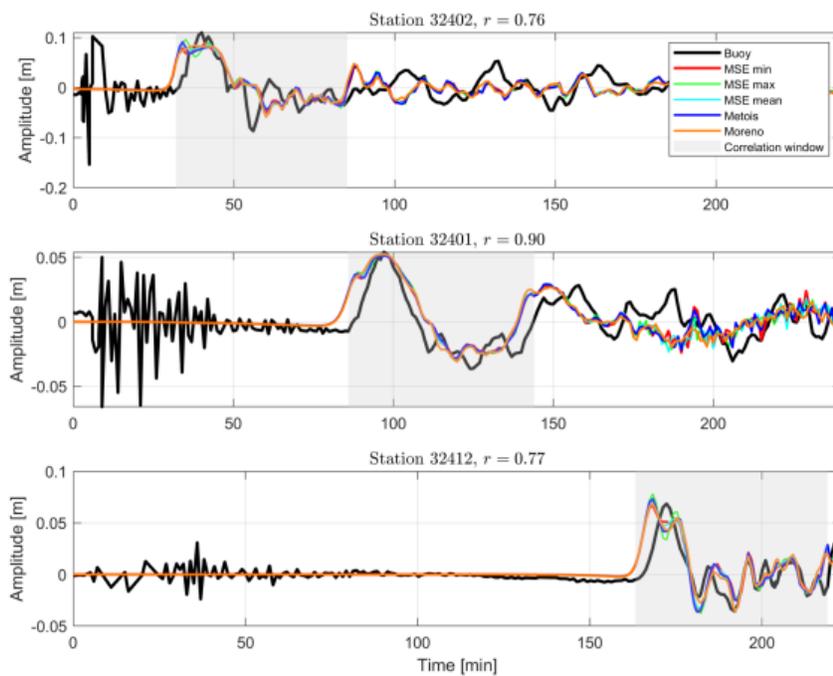


Figura 37: Comparación de alturas de ola modeladas con la distribución dada por cada mapa de acoplamiento y por fuentes estocásticas.

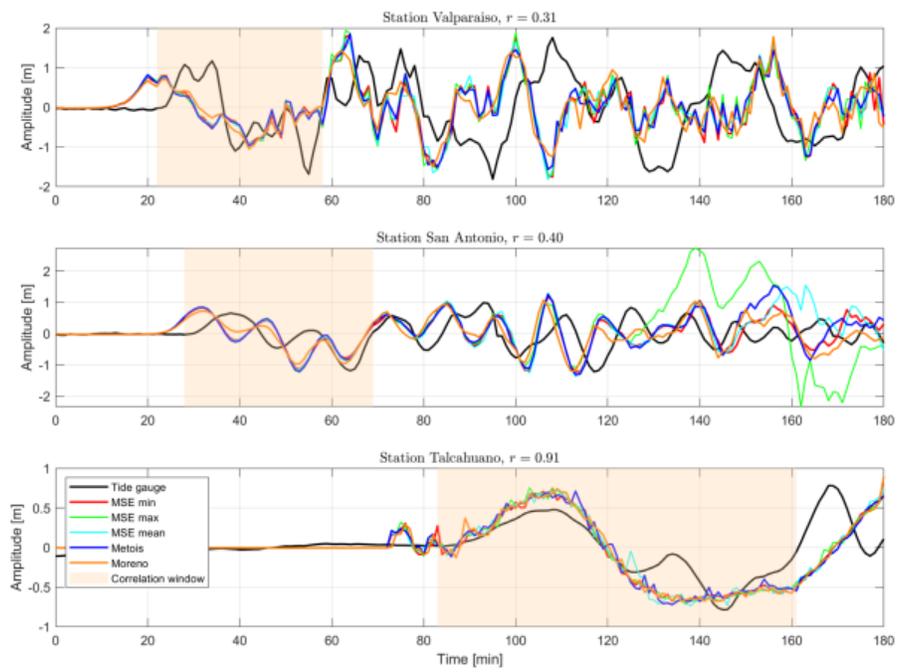


Figura 38: Comparación de alturas de ola modeladas con la distribución dada por cada mapa de acoplamiento y por fuentes estocásticas.

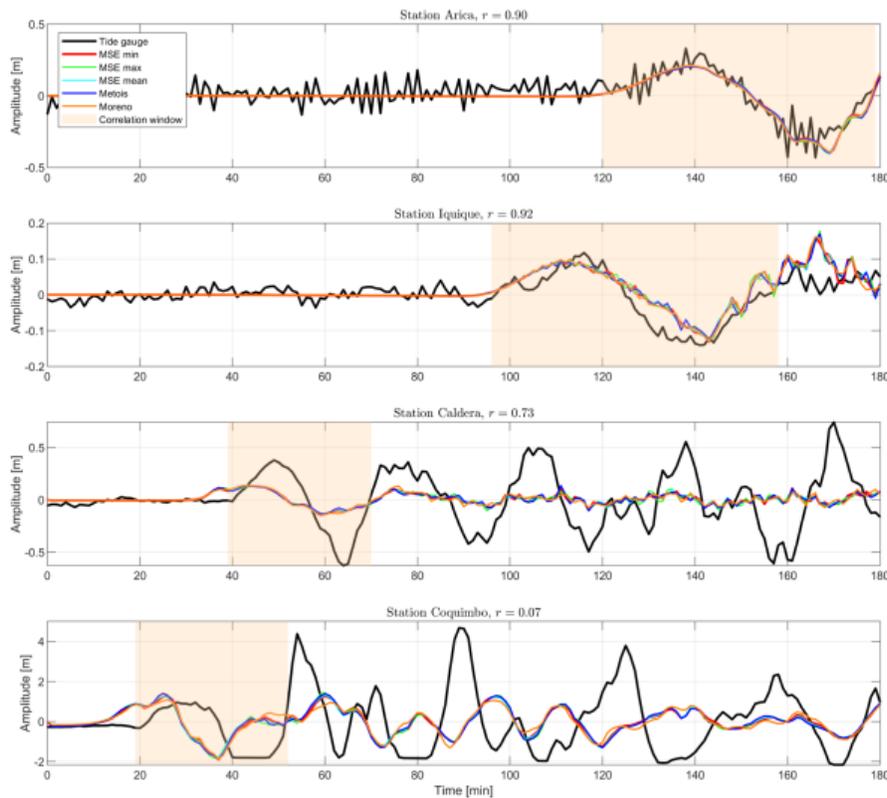


Figura 39: Comparación de alturas de ola modeladas con la distribución dada por cada mapa de acoplamiento y por fuentes estocásticas.

Como se ha evidenciado a lo largo de este estudio, el modelo es capaz de capturar longitudes de onda largas representadas por los mapas de acoplamiento. En el caso del modelo de Moreno para la zona de Illapel, se observa una única gran aspereza, mientras que el de Métois presenta una distribución más heterogénea. Esto motivó la idea de probar con múltiples asperezas para evaluar si el modelo puede representar adecuadamente estos escenarios. Como se muestra en la figura 40, se seleccionó una zona en el Sur de Chile donde el mapa de acoplamiento de Moreno indica la presencia de tres grandes asperezas. Al incorporar esta región en el modelo, se observa a través de la figura 42 que este es capaz de reproducir zonas con múltiples asperezas, como ocurre en el caso del terremoto de Maule de 2010, donde según el modelo de Moreno se distinguen tres asperezas principales muy próximas entre sí.

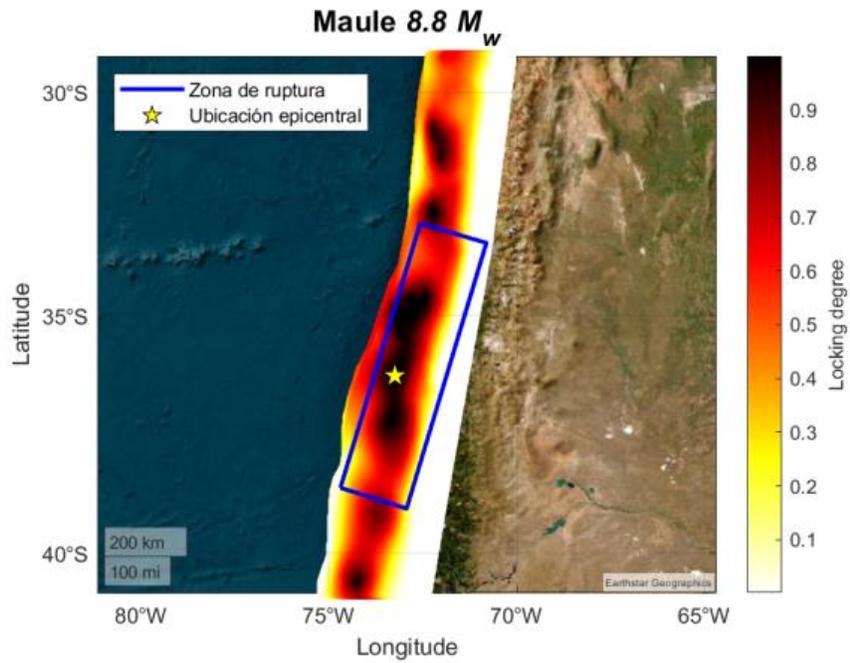


Figura 40: Mapa de acoplamiento de Moreno, con zona de ruptura indicada por el rectángulo rojo, seleccionada por las tres grandes asperezas observadas.

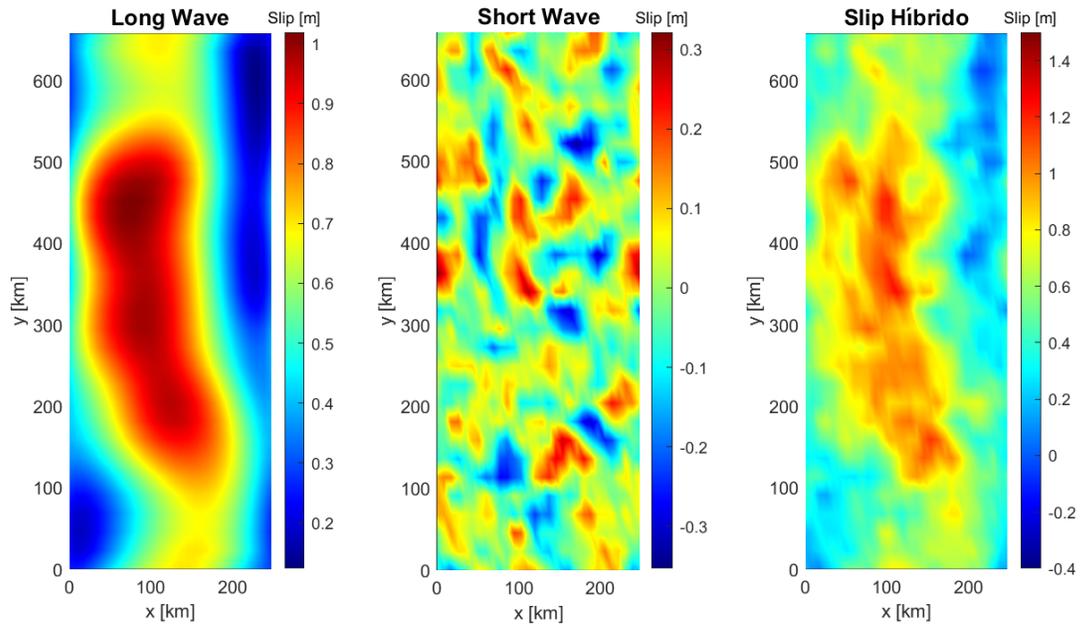


Figura 41: Longitudes de onda larga y corta captadas por el modelo con la combinación entre ellas dada por el slip híbrido.

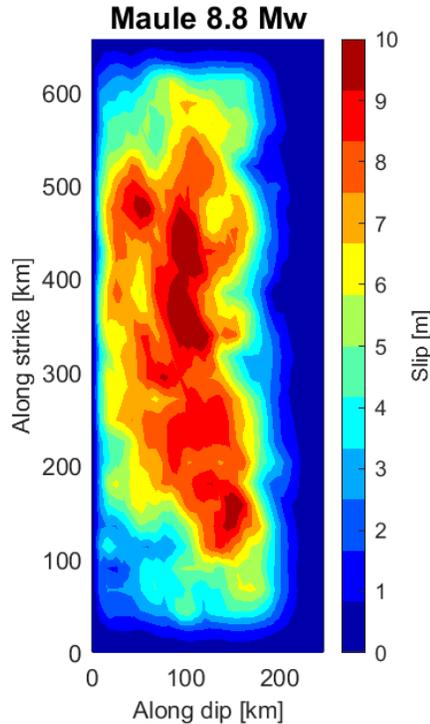


Figura 42: Distribución de deslizamiento basada en el mapa de acoplamiento de Moreno escalada a una magnitud 8.8 Mw.

## 6. Conclusión

Los resultados mostrados en este estudio nos indican la necesidad de realizar modelaciones del movimiento fuerte del suelo.

A partir de la modelación de fuentes basadas en distintos mapas de acoplamiento, es posible inferir que para la modelación del tsunami, las altas frecuencias dadas por las fuentes seleccionadas no juegan un rol significativo. En este contexto, resulta fundamental considerar la modelación de todo el conjunto de escenarios de ruptura para representar adecuadamente el rango de variabilidad.

Con esta metodología se logra obtener una distribución de slip cosísmica construida, por una parte, con un slip proveniente de datos geodésicos, los cuales aportan longitudes de onda larga simulando grandes asperezas. Por otro lado, se agrega ruido aleatorio en toda la zona de ruptura, el cual sigue un decaimiento del tipo  $k^{-2}$  en el dominio de Fourier con una función de autocorrelación fractal, lo que aporta longitudes de onda cortas a intermedias en y alrededor de la aspereza principal.

Es importante revisar la elección de los parámetros con los cuales se generan las distribuciones de deslizamiento, para que estos tengan un patrón dentro de lo físicamente posible, aportando variabilidad a gran y pequeña escala para futuras modelaciones de movimiento del suelo y de forma de onda de tsunami.

## Referencias

- Amante, C., & Eakins, B. W. (2009). ETOPO1 Global Relief Model converted to PanMap layer format. *ETOPO1 Global Relief Model converted to PanMap layer format.*, 24, 19.
- Andrews, D. (1980). A stochastic fault model: 1. Static case. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 85(B7), 3867-3877.
- Barra, S., Moreno, M., Ortega-Culaciati, F., Benavente, R., Araya, R., Bedford, J., & Calisto, I. (2024). A supervised machine learning approach for estimating plate interface locking: Application to Central Chile. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 352, 107207.
- 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.
- Benavente, R., Cummins, P. R., & Dettmer, J. (2016). Rapid automated W-phase slip inversion for the Illapel great earthquake (2015, Mw= 8.3). *Geophysical Research Letters*, 43(5), 1910-1917.
- Calisto, I., Miller, M., & Constanzo, I. (2017). Comparison between tsunami signals generated by different source models and the observed data of the Illapel 2015 earthquake. *The Chile-2015 (Illapel) Earthquake and Tsunami*, 287-297.
- Chlieh, M., Perfettini, H., Tavera, H., Avouac, J.-P., Remy, D., Nocquet, J.-M., Rolandone, F., Bondoux, F., Gabalda, G., & Bonvalot, S. (2011). Interseismic coupling and seismic potential along the Central Andes subduction zone. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 116(B12).
- Cooley, J. W., & Tukey, J. W. (1965). An algorithm for the machine calculation of complex Fourier series. *Mathematics of computation*, 19(90), 297-301.
- Cortés, P., Catalán, P. A., Aránguiz, R., & Bellotti, G. (2017). Tsunami and shelf resonance on the northern Chile coast. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 122(9), 7364-7379.
- DeMets, C., Gordon, R. G., Argus, D. F., & Stein, S. (1994). Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions. *Geophysical research letters*, 21(20), 2191-2194.
- Drápela, J., Calisto, I., & Moreno, M. (2021). Locking-derived tsunami scenarios for the most recent megathrust earthquakes in Chile: implications for tsunami hazard assessment. *Natural Hazards*, 107, 35-52.
- Gallovič, F., & Brokešová, J. (2007). Hybrid k-squared source model for strong ground motion simulations: Introduction. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 160(1), 34-50.
- Geist, E. L. (2002). Complex earthquake rupture and local tsunamis. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 107(B5), ESE-2.
- Geist, E. L., & Dmowska, R. (1999). Local tsunamis and distributed slip at the source. *Seismogenic and tsunamigenic processes in shallow subduction zones*, 485-512.
- Hashimoto, C., Noda, A., Sagiya, T., & Matsu'ura, M. (2009). Interplate seismogenic zones along the Kuril–Japan trench inferred from GPS data inversion. *Nature Geoscience*, 2(2), 141-144.
- Hayes, G. P., Moore, G. L., Portner, D. E., Hearne, M., Flamme, H., Furtney, M., & Smoczyk, G. M. (2018). Slab2, a comprehensive subduction zone geometry model. *Science*, 362(6410), 58-61.
- Heideman, M., Johnson, D., & Burrus, C. (1984). Gauss and the history of the fast Fourier transform. *IEEE Assp Magazine*, 1(4), 14-21.
- Herrero, A., & Bernard, P. (1994). A kinematic self-similar rupture process for earthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84(4), 1216-1228.
- Intergovernmental Oceanographic Commission. (2025). Sea Level Station Monitoring Facility [Último acceso: marzo de 2025]. <https://www.ioc-sealevelmonitoring.org/map.php>

- Klein, E., Vigny, C., Nocquet, J.-M., & Boulze, H. (2022). A 20 year-long GNSS solution across South-America with focus in Chile. *Bulletin de la Société géologique de France*, 193(1).
- Lavallée, D., & Archuleta, R. J. (2003). Stochastic modeling of slip spatial complexities for the 1979 Imperial Valley, California, earthquake. *Geophysical Research Letters*, 30(5).
- Li, D., & Liu, Y. (2021). Cascadia megathrust earthquake rupture model constrained by geodetic fault locking. *Philosophical Transactions of the Royal Society A*, 379(2196), 20200135.
- Loveless, J. P., & Meade, B. J. (2011). Spatial correlation of interseismic coupling and coseismic rupture extent of the 2011 Mw= 9.0 Tohoku-oki earthquake. *Geophysical Research Letters*, 38(17).
- Mai, P. M., & Beroza, G. C. (2002). A spatial random field model to characterize complexity in earthquake slip. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 107(B11), ESE-10.
- McCaffrey, R. (2009). Time-dependent inversion of three-component continuous GPS for steady and transient sources in northern Cascadia. *Geophysical Research Letters*, 36(7).
- Metois, M., Vigny, C., & Socquet, A. (2016). Interseismic coupling, megathrust earthquakes and seismic swarms along the Chilean subduction zone (38–18 S). *Pure and Applied Geophysics*, 173, 1431-1449.
- Métois, M., Socquet, A., & Vigny, C. (2012). Interseismic coupling, segmentation and mechanical behavior of the central Chile subduction zone. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 117(B3).
- Métois, M., Socquet, A., Vigny, C., Carrizo, D., Peyrat, S., Delorme, A., Maureira, E., Valderas-Bermejo, M.-C., & Ortega, I. (2013). Revisiting the North Chile seismic gap segmentation using GPS-derived interseismic coupling. *Geophysical Journal International*, 194(3), 1283-1294.
- Moreno, M. S., Bolte, J., Klotz, J., & Melnick, D. (2009). Impact of megathrust geometry on inversion of coseismic slip from geodetic data: Application to the 1960 Chile earthquake. *Geophysical Research Letters*, 36(16).
- Moreno, M., Rosenau, M., & Oncken, O. (2010). 2010 Maule earthquake slip correlates with pre-seismic locking of Andean subduction zone. *Nature*, 467(7312), 198-202.
- Nanjo, K., Hirata, N., Obara, K., & Kasahara, K. (2012). Decade-scale decrease in  $b$  value prior to the M9-class 2011 Tohoku and 2004 Sumatra quakes. *Geophysical Research Letters*, 39(20).
- National Data Buoy Center. (2025). National Data Buoy Center [Último acceso: marzo de 2025]. <https://www.ndbc.noaa.gov/>
- Núñez, J., Catalán, P. A., Valle, C., Zamora, N., & Valderrama, A. (2022). Discriminating the occurrence of inundation in tsunami early warning with one-dimensional convolutional neural networks. *Scientific reports*, 12(1), 10321.
- 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.
- Pelinovsky, E., & Mazova, R. K. (1992). Exact analytical solutions of nonlinear problems of tsunami wave run-up on slopes with different profiles. *Natural Hazards*, 6, 227-249.
- Peña, C., Heidbach, O., Moreno, M., Melnick, D., & Oncken, O. (2021). Transient deformation and stress patterns induced by the 2010 Maule earthquake in the Illapel segment. *Frontiers in Earth Science*, 9, 644834.
- Pulido, N., Aguilar, Z., Tavera, H., Chlieh, M., Calderón, D., Sekiguchi, T., Nakai, S., & Yamazaki, F. (2015). Scenario source models and strong ground motion for future mega-earthquakes: Application to Lima, Central Peru. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 105(1), 368-386.

- Ruiz, Fuentes, M., Riquelme, S., Campos, J., & Cisternas, A. (2015). Numerical simulation of tsunami runup in northern Chile based on non-uniform k-2 slip distributions. *Natural Hazards*, 79, 1177-1198.
- Ruiz, J. (2023). Análisis de señales Otoño 2023, 18.
- Ruiz, S., & Madariaga, R. (2018). Historical and recent large megathrust earthquakes in Chile. *Tectonophysics*, 733, 37-56.
- Savage, J. C. (1983). A dislocation model of strain accumulation and release at a subduction zone. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 88(B6), 4984-4996.
- Small, D. T., & Melgar, D. (2021). Geodetic coupling models as constraints on stochastic earthquake ruptures: An example application to PTHA in Cascadia. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 126(7), e2020JB021149.
- Tadepalli, S., & Synolakis, C. E. (1994). The run-up of N-waves on sloping beaches. *Proceedings of the Royal Society of London. Series A: Mathematical and Physical Sciences*, 445(1923), 99-112.
- Tassara, A., Götze, H.-J., Schmidt, S., & Hackney, R. (2006). Three-dimensional density model of the Nazca plate and the Andean continental margin. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 111(B9).
- The MathWorks, Inc. (2023). *MATLAB version R2023b* [<https://www.mathworks.com/products/matlab.html>]. The MathWorks, Inc. Natick, Massachusetts.
- Thingbaijam, K. K. S., Mai, P. M., & Goda, K. (2017). New empirical earthquake source-scaling laws. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 107(5), 2225-2246.
- Togashi, H. (1983). Shoreline wave height and land run-up height of tsunamis on uniformly sloping beaches. *Tsunamis: Their Science and Engineering*, 495-509.
- Wang, X. (2009). User manual for COMCOT version 1.7 (first draft). *Cornel University*, 65, 480.
- Xia, Y., Geersen, J., Klaeschen, D., Ma, B., Lange, D., Riedel, M., Schnabel, M., & Kopp, H. (2021). Marine forearc structure of eastern Java and its role in the 1994 Java tsunami earthquake. *Solid Earth Discussions*, 2021, 1-19.
- Zhongshen, L. (2007). Design and analysis of improved butterworth low pass filter. *2007 8th International Conference on Electronic Measurement and Instruments*, 1-729.

## 7. Anexos

Se presentan en el dominio de Fourier tanto el mapa de acoplamiento como el modelo  $k^{-2}$ , mostrando sus respectivos espectros de Fourier en escala logarítmica. En las gráficas de la figura 43, los ejes horizontal y vertical corresponden a los números de onda  $k_x$  y  $k_y$ , respectivamente.

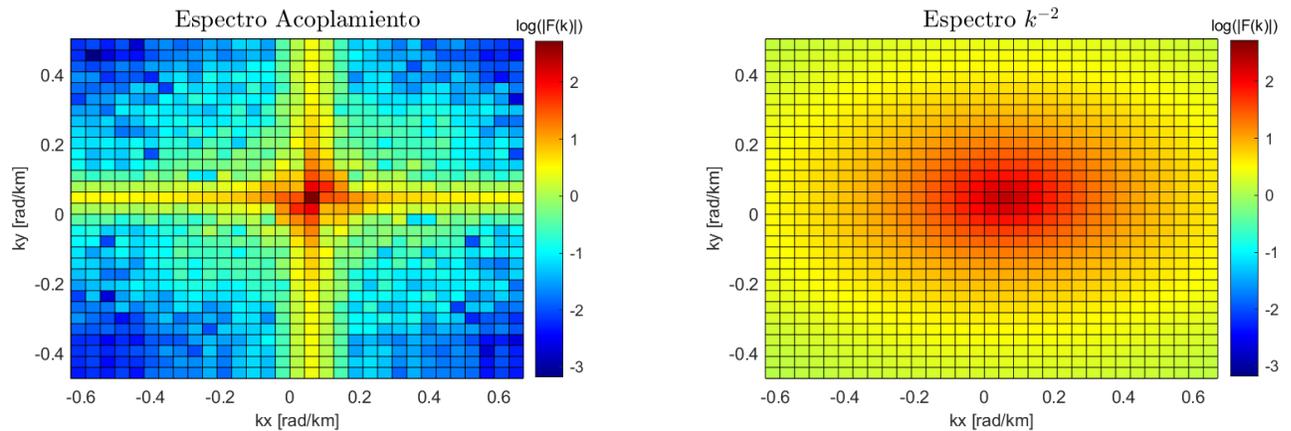


Figura 43: Espectro de amplitud de Fourier 2D para un número de muestras de 24x24 del modelo de acoplamiento y el modelo  $k^{-2}$ .

Luego de ajustar la distribución de deslizamiento para eliminar valores negativos y preservar la propiedad espectral del tipo  $k^{-2}$ , se le aplica nuevamente la transformada de Fourier. Al analizar el espectro resultante, se evalúa en qué medida se conserva dicha propiedad en escalas intermedias y pequeñas. Como se observa en la figura 44, aunque las amplitudes de Fourier presentan cierta dispersión en función del número de onda radial, el decaimiento general mantiene una tendencia  $k^{-2}$ .

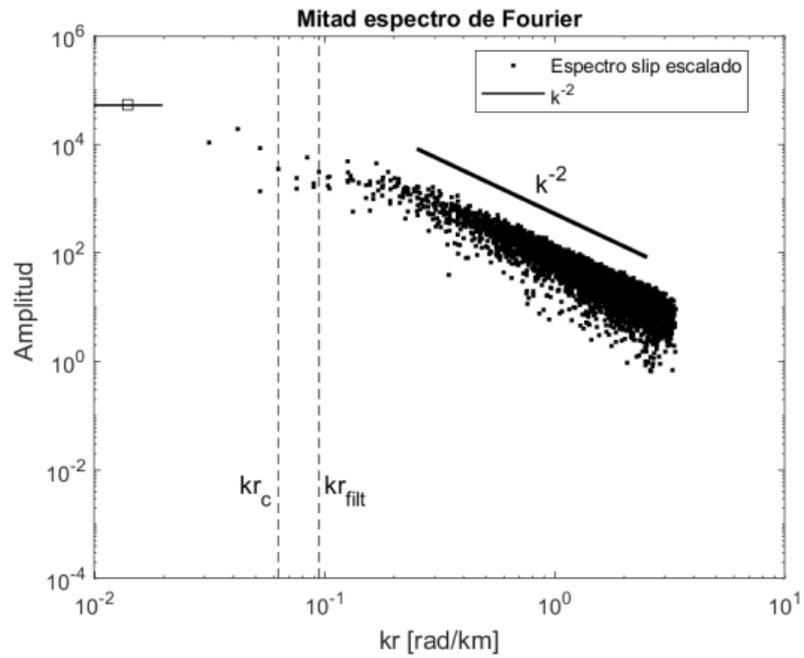


Figura 44: Espectro de amplitud de Fourier 2D del slip final en función del número de onda radial.

Variabilidad en las distribuciones de deslizamiento asociadas a cada mapa de acoplamiento, junto con sus respectivas modelaciones de formas de onda de tsunami mostradas en las figuras 47, 48, 49, 50, 51, 52, para cinco de los escenarios presentados en las figuras 45 y 46, basados en los mapas de acoplamiento propuestos por Metois y Moreno, respectivamente.

■ Metois

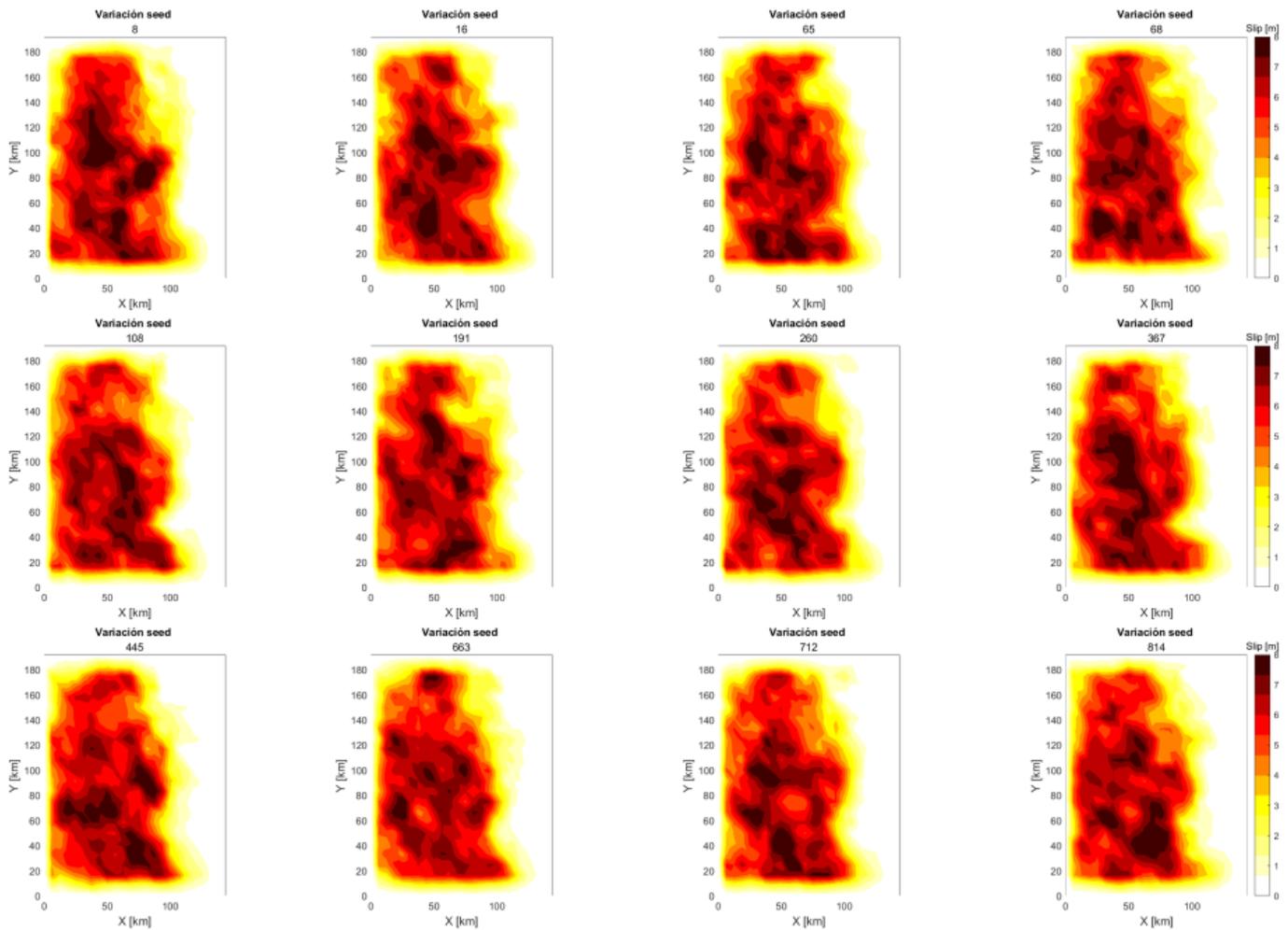


Figura 45: Distribuciones de deslizamiento seleccionadas para ver la variabilidad de los patrones que entrega el modelo en base al mapa de acoplamiento de Metois.

## ■ Moreno

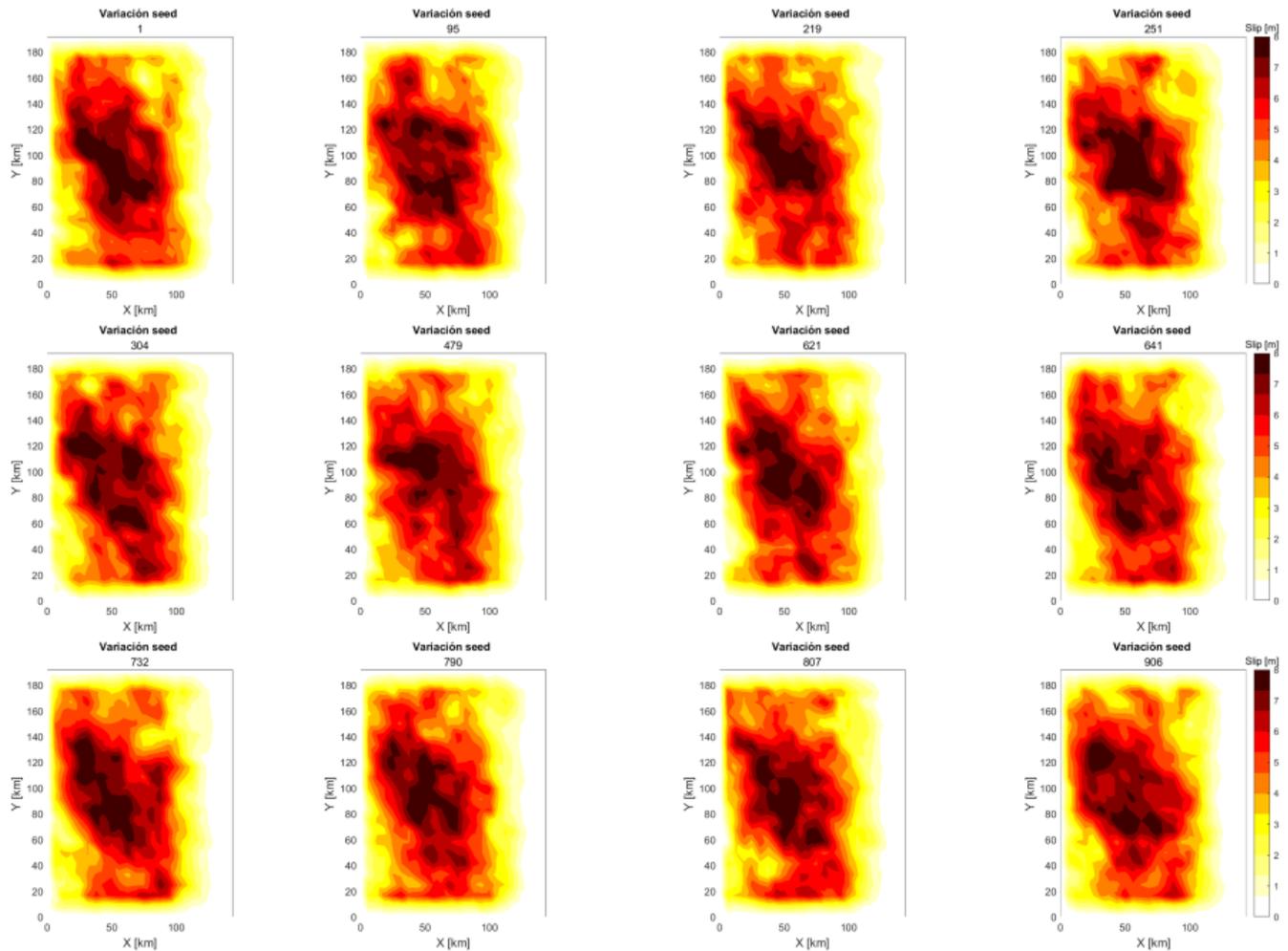


Figura 46: Distribuciones de deslizamiento seleccionadas para ver la variabilidad de los patrones que entrega el modelo en base al mapa de acoplamiento de Moreno.

- Modelación de forma de onda de tsunami para cinco distribuciones de deslizamiento basadas en el acoplamiento de Metois.

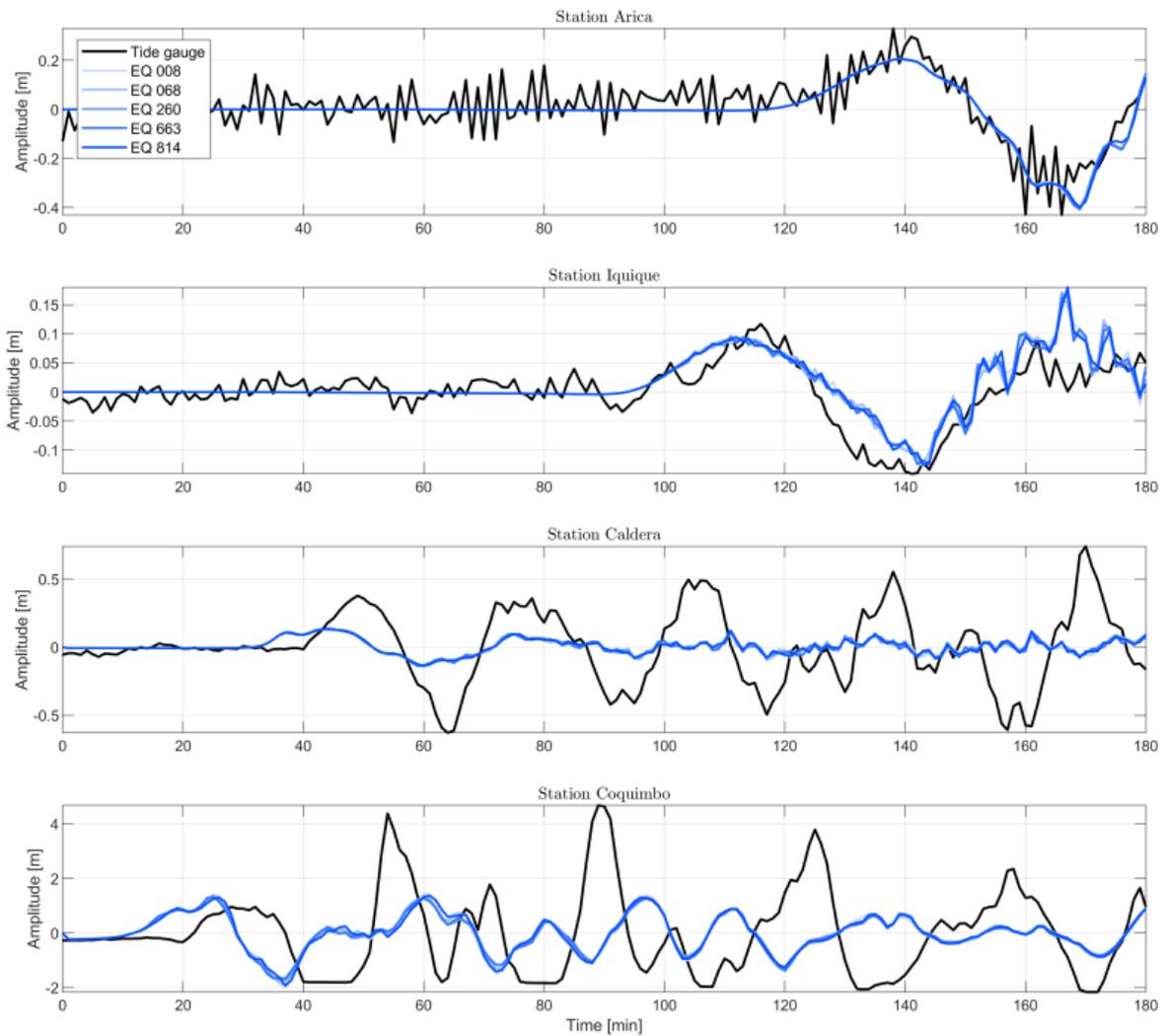


Figura 47: Tsunami modelado con fuente la distribución estocástica basada en el mapa de acoplamiento de Metois.

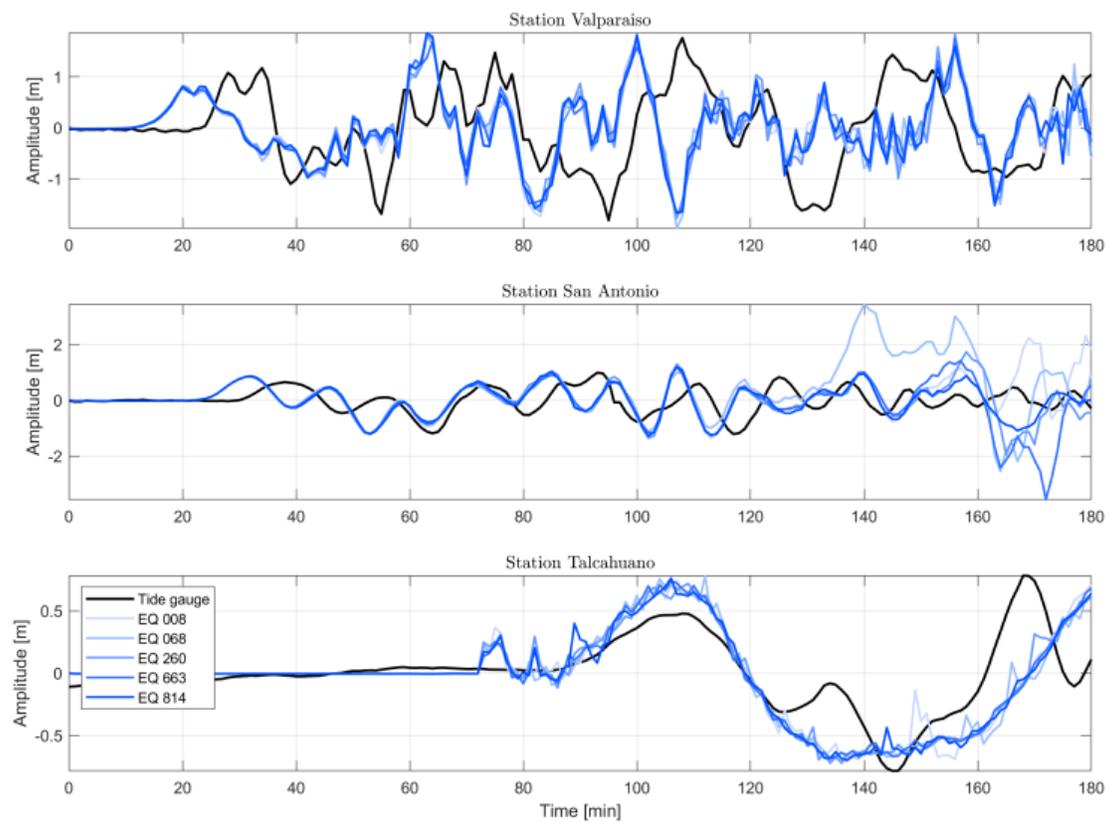


Figura 48: Estaciones utilizadas para la obtención de datos del nivel del mar con fuente basada en el modelo de acoplamiento de Metois.

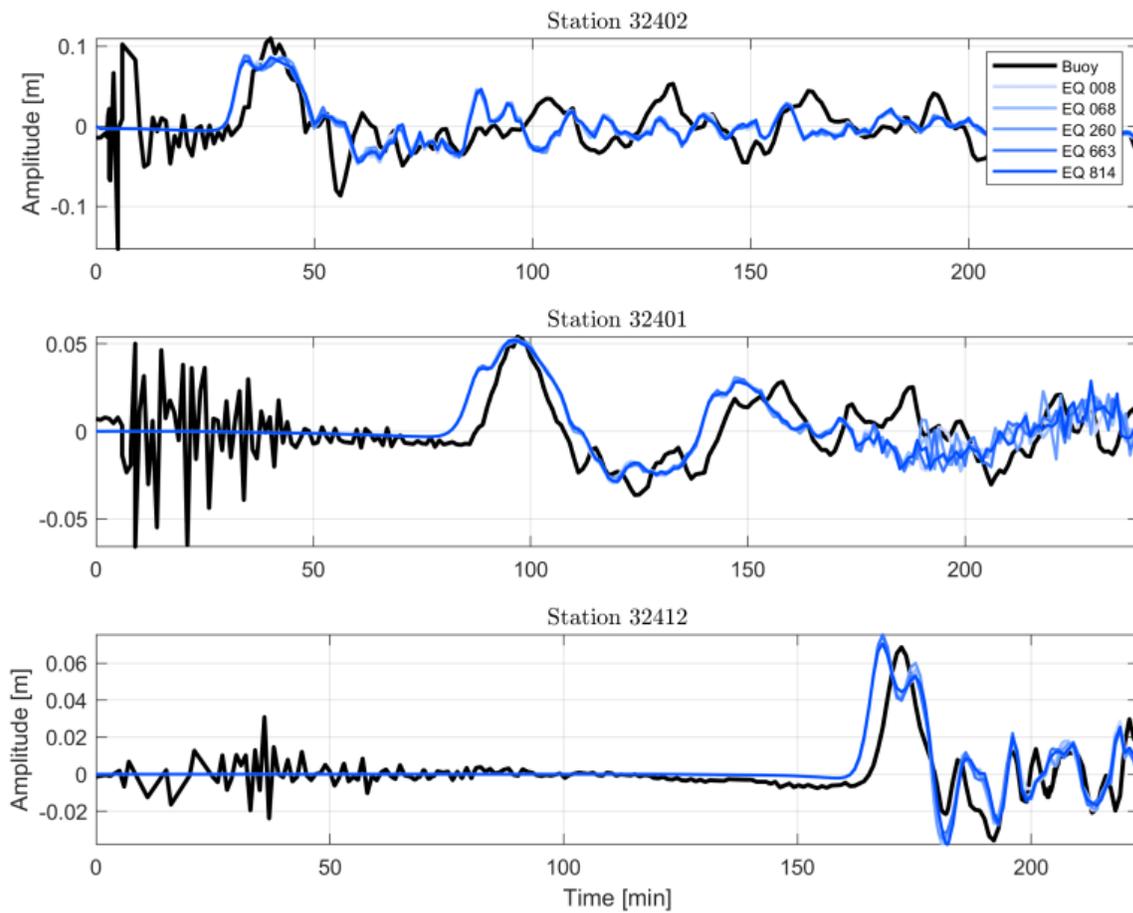


Figura 49: Boyas utilizadas para la obtención de datos del nivel del mar con acoplamiento de Metois.

- Modelación de forma de onda de tsunami para cinco distribuciones de deslizamiento basadas en el acoplamiento de Moreno.

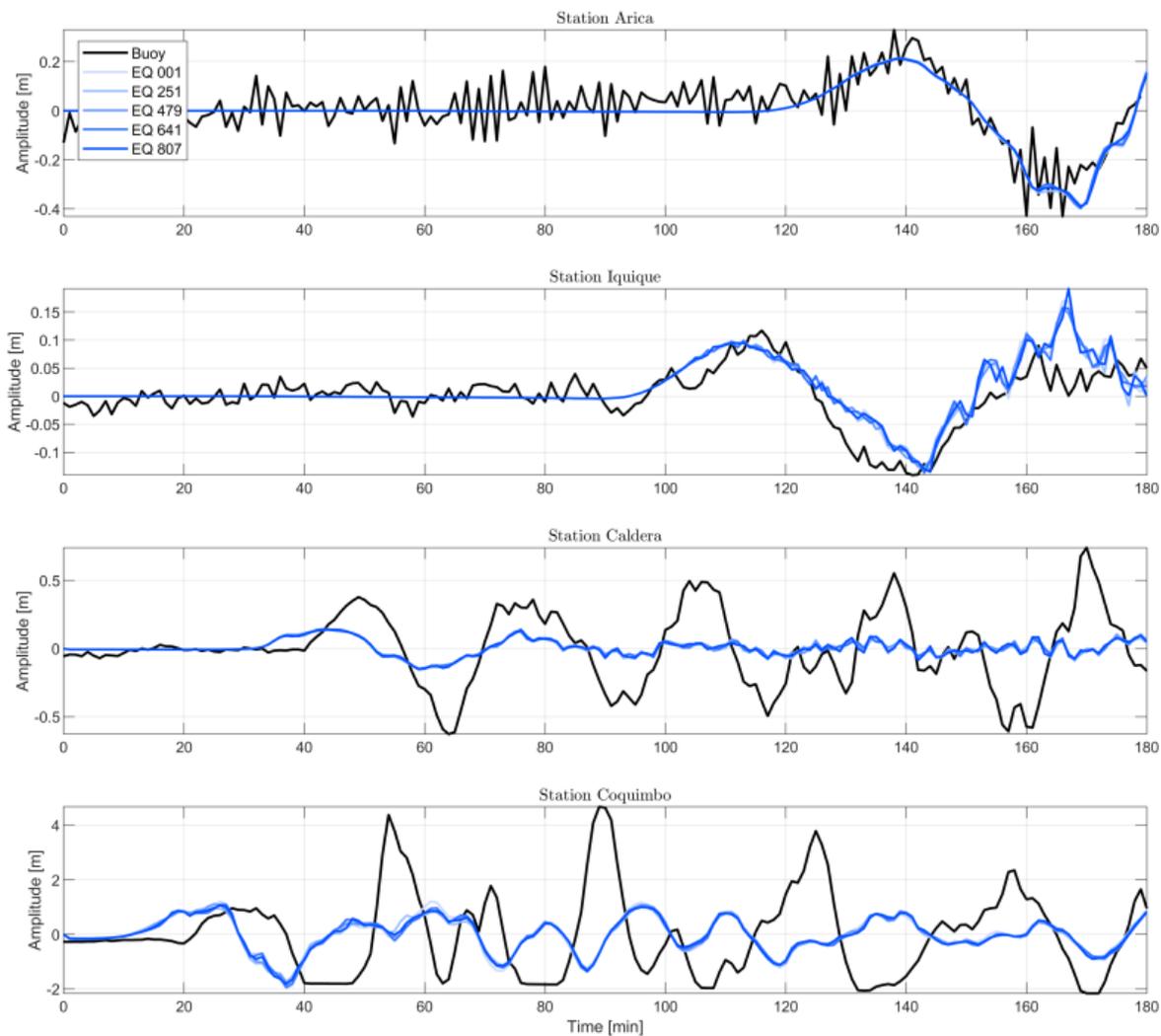


Figura 50: Tsunami modelado con fuente la distribución estocástica basada en el mapa de acoplamiento de Moreno.

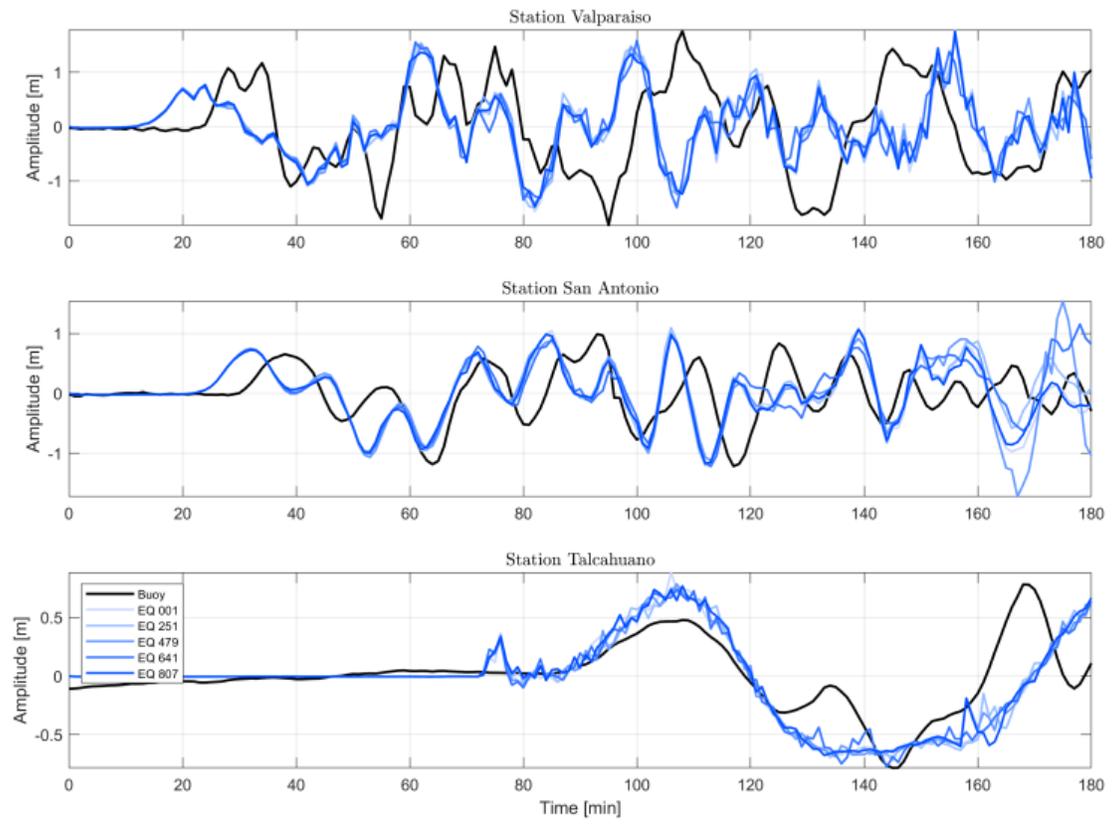


Figura 51: Estaciones utilizadas para la obtención de datos del nivel del mar con fuente basada en el modelo de acoplamiento de Moreno.

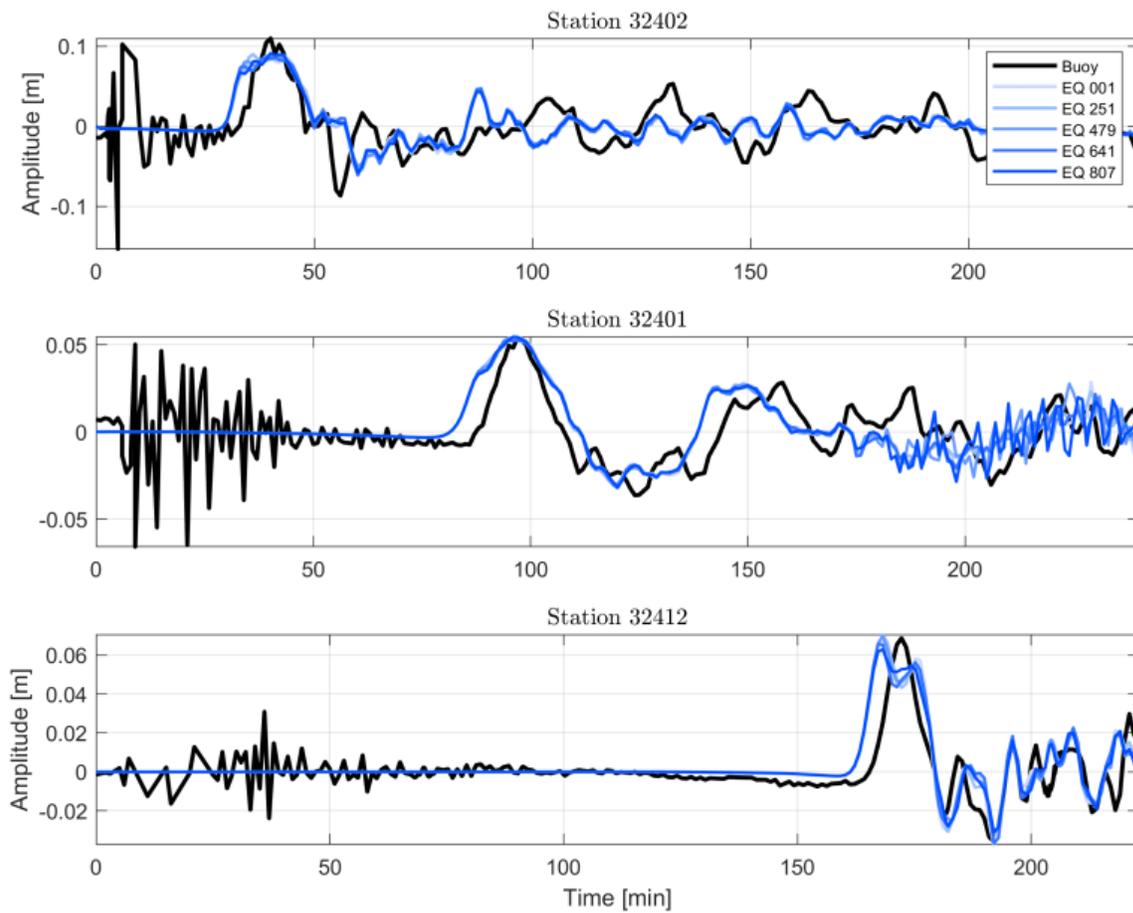


Figura 52: Boyas utilizadas para la obtención de datos del nivel del mar con acoplamiento de Moreno.

Espectros en los números de onda de las distribuciones de deslizamiento seleccionadas para la modelación de tsunami (figura 53).

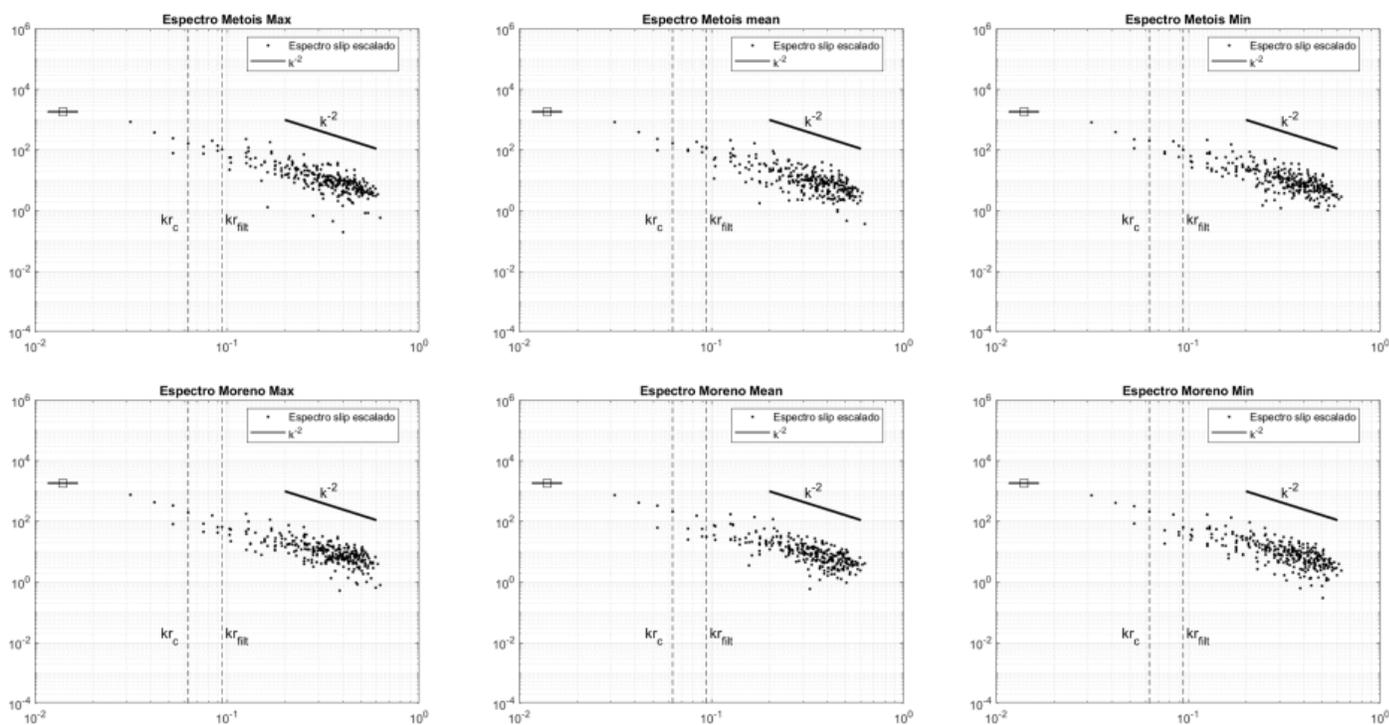


Figura 53: Espectro de fallas con la línea que marca la línea de decaimiento  $k^{-2}$  en el dominio de Fourier.