



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

**INVERSIÓN DEL DESPLAZAMIENTO COSÍSMICO DEL
TERREMOTO DE IQUIQUE M_w 8.2 DEL 2014 USANDO
DATOS DE TSUNAMI Y ESTUDIO DE LA AMENAZA
TSUNAMIGÉNICA EN EL NORTE DE CHILE**

TESIS PARA OPTAR AL GRADO DE MAGÍSTER EN CIENCIAS, MENCIÓN GEOFÍSICA

SEBASTIÁN FRANCISCO ARRIOLA SANTIBÁÑEZ

PROFESOR GUÍA:
JAVIER RUIZ PAREDES

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:
FRANCISCO ORTEGA CULACIATI
SERGIO BARRIENTOS PARRA

SANTIAGO DE CHILE
2017

RESUMEN DE LA MEMORIA PARA OPTAR AL
TÍTULO DE: Magíster en Ciencias, Mención Geofísica
POR: Sebastián Francisco Arriola Santibáñez
FECHA: 08/06/2017
PROFESOR GUÍA: Javier Ruiz Paredes

Inversión del desplazamiento cosísmico del terremoto de Iquique M_w 8.2 del 2014 usando datos de tsunami y estudio de la amenaza tsunamigénica en el norte de Chile

Para poder estudiar el tsunami provocado por el terremoto de Iquique magnitud M_w 8.2 del 2014 y validar el uso del modelo numérico de propagación de tsunamis NEOWAVE, se definieron modelos de fuente sísmica con distribución de desplazamiento elíptica en un plano de falla rectangular que simulan el terremoto mencionado, preservando el momento sísmico y geometría acorde con la subducción. La deformación vertical del fondo oceánico de cada modelo se usa como condición inicial en NEOWAVE, que modela la propagación no-hidrostática lineal del tsunami y simula la altura del mar en las posiciones geográficas de tres boyas DART y diez mareógrafos en zonas costeras. Los registros de las trece estaciones se comparan con los resultados obtenidos de la simulación numérica, lo que permite validar el uso de una propagación no-hidrostática lineal con NEOWAVE en la zona de estudio.

Luego, se implementó un algoritmo de inversión para obtener un modelo de distribución de desplazamiento cosísmico. Se definió un plano de falla rectangular consistente con la geometría de la subducción en el norte de Chile, el cual fue discretizado en subfallas rectangulares a las cuales se le asignó un desplazamiento uniforme unitario para poder simular la propagación del tsunami de cada subfalla y así calcular las funciones de Green. Estas funciones de Green y los registros de las boyas DART se usan para plantear un sistema matricial lineal que se invierte mediante un criterio de ajuste por mínimos cuadrados no negativos. Incluyendo un término de suavizamiento en la inversión, la distribución de desplazamiento cosísmico invertido concuerda con otros modelos publicados.

Finalmente, se generaron escenarios de propagación de tsunami para la zona norte de Chile donde aún existe déficit de deslizamiento que podría generar terremotos tsunamigénicos. En dicha zona se definen seis superficies posibles de ruptura con distribución de deslizamiento estocástica y geometría acorde con la subducción. Para cada segmento se generaron varios modelos de desplazamiento, y con ellos se simularon las amplitudes de *run-up* a lo largo de la costa. Los resultados muestran que la inundación promedio podría ser del orden de un par de metros en localidades costeras, llegando a alcanzar valores máximos de ~ 10 m.

Agradecimientos

Agradezco al Dr. Jaime Campos Muñoz, a la Comisión Nacional de Investigación Científica y Tecnológica, y al FONDECYT con número de proyecto 1130636 por el subsidio para tesis otorgado que sirvió como apoyo para financiar este proyecto de tesis.

Agradezco también al Programa de Riesgo Sísmico por la inclusión de parte de este trabajo realizado en su línea de investigación, y por el apoyo económico entregado.

También quiero dar mis más sinceros agradecimientos a mi profesor guía, Dr. Javier Ruiz Paredes, por su gran ayuda, apoyo, consejos, y sobre todo por su comprensión y su infinita paciencia, por sus grandes aportes y contribuciones a este trabajo de tesis y por ser el mejor profesor guía de la historia.

A mis amigos, por estar siempre ahí en las buenas y en las malas, por otorgarme el apoyo y la ayuda así como la distracción necesaria cuando el trabajo se volvía abrumador.

A mis profesores del Departamento de Geofísica de la Universidad de Chile, por la formación académica entregada.

Y finalmente a mi familia, por ser la mejor familia que alguien podría tener, por ser mi motor, por siempre haberme brindado apoyo y ánimo, por haber tenido paciencia en los malos y difíciles momentos, y por haber estado ahí para compartir la felicidad de los buenos momentos. Porque ni aunque hubiese podido habría escogido una mejor. Y agradezco especialmente a Juan y Joaquín, por ser parte de mi vida, por ser lo mejor de mi vida, por ser la luz, por darme la fuerza necesaria para no decaer, para continuar y después de mucho, concluir con este proyecto.

Tabla de contenido

Resumen	i
<i>Agradecimientos</i>	ii
Tabla de contenido	iii
Índice de Tablas	v
Índice de Figuras	x
1. Introducción	1
1.1. El terremoto de Iquique M_w 8.2 del 2014	1
1.2. Objetivos de la tesis	6
1.2.1. Objetivos principales	6
1.2.2. Objetivos específicos	6
1.2.3. Estructura de la tesis	7
2. Base de datos de tsunamis	9
2.1. Registros de tsunami y procesamiento de datos	9
3. Modelos directos de fuente sísmica para la propagación de tsunamis	18
3.1. El modelo NEOWAVE	18
3.2. Cálculo de la deformación	20
3.3. Modelos de fuente finita	23
4. Inversión del deslizamiento cosísmico usando datos de tsunami	29
4.1. Introducción al proceso de inversión	29
4.2. Formulación y fundamentos del método	29
4.3. Teoría Shallow-Water o de agua poco profunda	35
4.4. Sistema matricial para la inversión	39
4.5. Selección de los datos a invertir	41

4.6. Elección del factor regularizador α	44
4.7. Resultado final de la inversión y discusión	47
5. Escenarios de tsunami para el norte de Chile	52
5.1. Introducción	52
5.2. Modelos de fuente sísmica para escenarios de tsunami	55
5.3. Generación de una distribución heterogénea de deslizamiento	60
5.4. Magnitud de momento sísmico para los segmentos de falla	63
5.5. Escenarios de tsunami para el norte de Chile	70
5.5.1. Evento magnitud M_w 8.9 en el segmento completo	70
5.5.2. Evento magnitud M_w 8.7 en la parte centro-norte del segmento	71
5.5.3. Evento magnitud M_w 8.7 en la parte centro-sur del segmento	73
5.5.4. Evento magnitud M_w 8.5 en el segmento norte	74
5.5.5. Evento magnitud M_w 8.5 en el segmento central	75
5.5.6. Evento magnitud M_w 8.5 en el segmento sur	76
6. Conclusiones	78
6.1. Perspectivas y desarrollos futuros	79
Bibliografía	81

Índice de Tablas

2.1. Nombre y localización de las estaciones utilizadas para el estudio del tsunami asociado al terremoto de Iquique M_w 8.2	11
4.1. Modelo 1D de estructura de velocidades usado para el norte de Chile (Delouis et al., 2007)	32

Índice de Figuras

1.1. Sismicidad reportada por el CSN durante el mes de Enero del 2014.	2
1.2. Sismicidad reportada por el CSN durante el mes de Febrero (izquierda) y Marzo (derecha) del 2014.	3
1.3. Sismicidad reportada por el CSN durante el mes de Abril (izquierda) y Mayo (derecha) del 2014.	4
1.4. Comportamiento en latitud como función de los días previos y posteriores al terremoto principal de Iquique.	4
1.5. Terremoto de Iquique 2014 y sismicidad posterior. Extraído de la página web del USGS (Hayes, 2014)	5
2.1. Esquema de funcionamiento de una boya DART, obtenido de la WEB del N.D.B.C. http://www.ndbc.noaa.gov/	10
2.2. Ubicación de las 13 estaciones utilizadas para el estudio del tsunami.	11
2.3. Registro en bruto obtenido a partir del mareógrafo ubicado en la localidad de Antofagasta. La variación de altura corresponde a la medición por sobre el nivel medio del mar para cada estación.	12
2.4. Registros de la estación Antofagasta procesados con un filtro paso-alto para remover el efecto de la marea. Notar que los efectos de mareas ya no están presentes.	13
2.5. Registro en bruto de la estación DART32401. Las amplitudes corresponden al espesor de la columna de agua bajo la boya y sobre el sensor.	14
2.6. Registro de la estación DART32401 procesados con un filtro paso-alto. Notar que los efectos de las mareas ya no están presentes.	15
2.7. Registros procesados de los 10 mareógrafos. El tiempo 0 corresponde al instante de inicio del terremoto de Iquique.	16
2.8. Registros procesados de las 3 boyas DART. El tiempo 0 corresponde al instante de inicio del terremoto de Iquique.	17

3.1. Deformación horizontal (flechas) y vertical uz generadas por una fuente puntual de rumbo 90° , manteo 90° , deslizamiento 0° , momento sísmico escalar $M_o=4,0 \cdot 10^{19}[N \cdot m]$, $M_w=6,6$, y profundidad de $10[km]$ que ocurre dentro de un semi-espacio que se comporta como un sólido de Poisson con densidad $\rho=3,0[gr/cc]$ y velocidad de onda P, $V_p=6,8[km/s]$	21
3.2. Deformación horizontal (flechas) y vertical uz dentro de un sistema de coordenadas geográficas generada por una falla rectangular de $40[km] \cdot 20[km]$ de área y rumbo 350° , manteo 20° , deslizamiento 90° , cuya distribución de deslizamiento es elíptica con momento sísmico escalar $M_o=2,25 \cdot 10^{20}[N \cdot m]$, y profundidad de $15[km]$ que ocurre dentro de un semi-espacio con densidad $\rho=3,12[gr/cc]$ velocidad de onda P $V_p=7,0[km/s]$ y velocidad de onda S, $V_s=3,98[km/s]$	22
3.3. Región sobre la cual se ubicarán los distintos modelos de desplazamiento elípticos para calcular la deformación en superficie. La estrella representa el epicentro del terremoto de Iquique	23
3.4. Ejemplo de una elipse con rotación dentro de un plano cartesiano.	25
3.5. Distintos modelos de fuente sísmica con distribución elíptica de deslizamiento (izquierda) y las deformaciones calculadas en la superficie del semiespacio (derecha). Las asperezas están centradas en el hipocentro (arriba), al sureste del mismo (centro), y al noreste (abajo).	26
3.6. Comparación entre registros de mareógrafos (líneas azules) y los obtenidos con el modelo directo (líneas rojas) para un modelo de fuente elíptica ubicada al sureste del epicentro.	27
3.7. Comparación entre registros de las 3 boyas DART (líneas azules) y los obtenidos con el modelo formard (líneas rojas) para un modelo de fuente elíptica al sureste del epicentro.	28
4.1. Modelo del plano de falla rectangular discretizado que se usará para la inversión. La estrella representa el epicentro del terremoto de Iquique magnitud M_w 8.2	30
4.2. Modelos de distribución de desplazamiento cosísmicos obtenidos como resultado de inversiones para el terremoto del 1 de Abril de 2014 obtenidos por diversos autores. La estrella representa la ubicación del hipocentro y los autores están detallados en la parte superior izquierda.	31
4.3. Ejemplo de deformación vertical generada por una de las subfallas.	33
4.4. Registros sintéticos de la elevación del agua calculados numéricamente en los 10 mareógrafos generados por una de las subfallas.	34
4.5. Registros sintéticos de la elevación del agua calculados en las 3 boyas DART generados por una de las subfallas.	35

4.6. Esquema de la elevación de la superficie libre η y del fondo marino η_B junto con el espesor de la columna de agua.	37
4.7. Gráfico para la función $y = \tanh(x)$ (línea continua) y los errores asociados cuando esta función se aproxima a x y a 1 (líneas segmentadas). También se muestra la escala para D/λ , donde D es la profundidad del agua y λ es la longitud de onda del tsunami (Satake, 1987).	38
4.8. Sistema matricial para llevar a cabo la inversión de deslizamiento.	40
4.9. Datos del tsunami del 15 de Noviembre de 2006, en Islas Kuriles, Boya DART 21414. Los círculos y asteriscos representan al registro, donde los primeros corresponden a la primera ola completa u ola líder, y los segundos al resto del registro. La línea continua es el ajuste obtenido por Percival con su modelo. Tomado de Percival et al. (2011).	42
4.10. Registros de boyas DART para el tsunami asociado al terremoto de Iquique, 2014. El tiempo de origen corresponde al inicio del evento.	43
4.11. Registros de boyas DART a utilizar en la inversión. La línea roja indica el final de la serie de tiempo a utilizarse.	43
4.12. Distintas inversiones y solución de la distribución de desplazamiento cosísmico usando datos de tsunamis obtenidas para distintos valores del parámetro α	44
4.13. Ejemplo de curva L (izquierda) y su correspondiente curvatura (derecha) como función del parámetro λ de regularización. Tomado de Hansen (2011).	46
4.14. Curva L para la inversión de deslizamiento cosísmico del evento de Iquique, 1 de abril de 2014. La estrella destaca el punto de esquina y el valor correspondiente de α	46
4.15. Resultado final de la inversión, utilizando los registros de las 3 boyas DART a invertir y el valor de α de 0.00286.	47
4.16. Ajuste de las formas de onda en todas las estaciones y mapa de la deformación vertical asociada al modelo obtenido de la inversión. Las líneas azules corresponden a los registros y las rojas al ajuste del modelo obtenido en la inversión.	48
4.17. Posición de estaciones cercanas al plano de falla discreto usado para la inversión.	49
4.18. Comparación de formas de onda obtenidas por el sistema matricial lineal (línea continua de color rojo) y las obtenidas al utilizar el modelo de fuente producto de la inversión con el programa NEOWAVE, incluyendo no linealidad y dispersión (línea punteada negra).	50
5.1. Mapa del norte de Chile y sur de Perú mostrando los largos de ruptura estimados y años de ocurrencia de mega-terremotos de subducción tanto reportados históricamente como instrumentalmente registrados (Ruiz et al. 2015).	53

5.2. Isosistas VIII de la escala Mercalli Modificada indicando zonas afectadas por el mega-terremoto de 1877. Algunas localidades importantes se muestran como referencia. Extraído de Comte & Pardo (1991).	54
5.3. a) Geometría adoptada en este trabajo para el contacto sismogénico del segmento total que cubre la llamada laguna sísmica del norte de Chile. b), c), d) y e) Comparación de la geometría de la superficie de ruptura en profundidad con la geometría del contacto definido por el modelo <i>Slab</i> 1.0 del USGS (Hayes et al. 2012) para cuatro perfiles ubicados en la región de laguna sísmica. . . .	57
5.4. Superficie de falla formada por los segmentos centro y sur de la superficie definida inicialmente.	58
5.5. Superficie de falla formada por los segmentos centro y norte de la superficie definida inicialmente.	58
5.6. Superficie de falla formada por el segmento norte de la superficie definida inicialmente.	59
5.7. Superficie de falla formada por el segmento central de la superficie definida inicialmente.	59
5.8. Superficie de falla formada por el segmento sur de la superficie definida inicialmente.	60
5.9. Ejemplo de deslizamiento estático estocástico. Extraído de Andrews (1980). .	61
5.10. Realización numérica para una distribución estocástica k^{-2} de un terremoto magnitud M_w 9.0. Arriba se tiene la distribución espacial de deslizamiento, y abajo la amplitud del espectro de Fourier 2D como función del número de onda radial. Extraído de Ruiz et al. (2015).	62
5.11. Ejemplo de distribución espacial de deslizamiento estocástica con decaimiento espectral k^{-2} para el segmento norte.	64
5.12. Ejemplo de distribución espacial de deslizamiento estocástica con decaimiento espectral k^{-2} para el segmento centro.	65
5.13. Ejemplo de distribución espacial de deslizamiento estocástica con decaimiento espectral k^{-2} para el segmento sur.	66
5.14. Ejemplo de distribución espacial de deslizamiento estocástica con decaimiento espectral k^{-2} para la combinación de los segmentos centro y norte.	67
5.15. Ejemplo de distribución espacial de deslizamiento estocástica con decaimiento espectral k^{-2} para la combinación de los segmentos centro y sur.	68
5.16. Ejemplo de distribución espacial de deslizamiento estocástica con decaimiento espectral k^{-2} para la región de laguna sísmica completa.	69

5.17. a) Mapa que muestra el dominio de cálculo y las estaciones en donde se calcula la elevación del agua. b) Distribución del <i>run-up</i> promedio obtenido a lo largo de la costa modeladas para un evento de magnitud M_w 8.9 en el norte de Chile.	71
5.18. a) Mapa que muestra el dominio de cálculo y las estaciones en donde se calcula la elevación del agua. b) Distribución del <i>run-up</i> promedio obtenido a lo largo de la costa modeladas para un evento de magnitud M_w 8.7 en la parte centro-norte del segmento completo.	72
5.19. a) Mapa que muestra el dominio de cálculo y las estaciones en donde se calcula la elevación del agua. b) Distribución del <i>run-up</i> promedio obtenido a lo largo de la costa modeladas para un evento de magnitud M_w 8.7 en la parte centro-sur del segmento completo.	73
5.20. a) Mapa que muestra el dominio de cálculo y las estaciones en donde se calcula la elevación del agua. b) Distribución del <i>run-up</i> promedio obtenido a lo largo de la costa modeladas para un evento de magnitud M_w 8.5 en la parte norte del segmento completo.	74
5.21. a) Mapa que muestra el dominio de cálculo y las estaciones en donde se calcula la elevación del agua. b) Distribución del <i>run-up</i> promedio obtenido a lo largo de la costa modeladas para un evento de magnitud M_w 8.5 en la parte central del segmento completo.	75
5.22. a) Mapa que muestra el dominio de cálculo y las estaciones en donde se calcula la elevación del agua. b) Distribución del <i>run-up</i> promedio obtenido a lo largo de la costa modeladas para un evento de magnitud M_w 8.5 en la parte sur del segmento completo.	76

Capítulo 1

Introducción

1.1. El terremoto de Iquique M_w 8.2 del 2014

El primero de Abril del 2014, a las 20:48 hora local del territorio continental chileno, ocurrió un evento sísmico, conocido como “El Terremoto de Iquique”, de magnitud M_w 8.2 (e.g. Hayes et al., 2014; Ruiz et al., 2014). Dicho evento afectó a las regiones de Arica y Parinacota, Tarapacá y Antofagasta, además del sur de Perú. La zona de ruptura se encuentra ubicada en las cercanías de Iquique, región donde la placa de Nazca subducta a una tasa de 63 mm/año bajo la placa Sudamericana (Stein et al., 1986). Este evento ocurrió dentro de un segmento que no había sufrido rupturas desde el gran terremoto del 9 de Mayo de 1877, de magnitud estimada M_w 8.7-8.9 (Comte & Pardo, 1991). Recientes estudios basados en mediciones geodésicas indicarían que la mayor parte del contacto sismogénico de subducción donde ocurrió la ruptura del terremoto de 1877, desde los 19°S a los 23°S, tiene un alto coeficiente de acoplamiento sísmico, y existirían de 6 a 9 metros de déficit de deslizamiento acumulado desde ese año (Lay et al., 2014).

Según el Centro Sismológico Nacional de la Universidad de Chile (CSN), el sismo del 1 de Abril del 2014 tuvo una magnitud M_w de 8.2, cuyo foco se ubicó a 38.9 km de profundidad, y con epicentro en los 19.572°S y 70.908°O, a 83 km al noroeste de la ciudad de Iquique. La ruptura tuvo una duración aproximada de dos minutos. Dadas las características del terremoto de Iquique y el hecho de que no rompió el segmento total de la llamada laguna sísmica del norte de Chile, aún existe una amplia zona en el norte de Chile donde eventualmente podrían ocurrir eventos sísmicos de magnitud de momento mayor a 8.5 (Schurr et al., 2014).

La actividad sísmica previa al terremoto de Iquique comenzó en la región entre los 19.5°S y 21°S, el día 4 de enero del 2014, con un evento interplaca de magnitud M_l 5.3 ubicado en los 20.687°S, 70.795°O según lo reportado por el Centro Sismológico Nacional. El día 8 de enero

en las coordenadas 20.774°S , 70.678°O ocurrió un nuevo evento de magnitud M_w 5.8. Entre ambas fechas ocurrieron 5 eventos sensibles, de magnitudes M_l 4.1 el 5 de enero, M_l 4.9, M_l 4.6 y M_l 4.2 el día 6 de enero, y finalmente M_l 5.2 el día 7 de enero. El sistema automático de localizaciones *EarlyBird* operativo en el CSN identificó 30 eventos en una pequeña región de $15 \times 15 \text{ [km}^2\text{]}$ entre el 4 y el 24 de enero de 2014. El día 12 de enero un pequeño conjunto de 6 sismos se identificó en torno a los 19.7°S , 71.0°O , siendo uno solo de ellos sensible, con magnitud M_l 3.9. La figura 1.1 muestra la sismicidad localizada por el CSN en la región

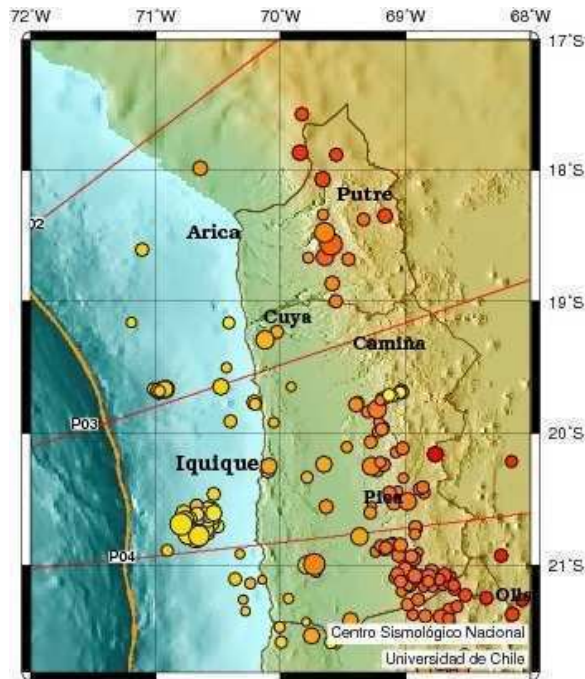


Figura 1.1: Sismicidad reportada por el CSN durante el mes de Enero del 2014.

La sismicidad del mes de febrero reportada por el CSN se muestra en la figura 1.2 (izquierda). Para dicho mes se localizaron 16 eventos con magnitud M_l entre 2.4 y 4.0, se detectó en torno a la región de los 19.4°S , 71.0°O . Posteriormente, una nueva seguidilla de 11 eventos con magnitud M_l entre 2.6 y 4.6 ocurrió el día 15 de Marzo. El 16 de marzo ocurrió el primer gran precursor de magnitud M_w 6.7 a 20.6 km de profundidad, cuyo epicentro se localizó en los 19.965°S , 70.814°O . Este evento gatilló una persistente actividad sísmica precursora que lentamente migró hacia el norte a una tasa de aproximadamente 5 km/día (Yagi et al., 2014) y se mantuvo hasta el día 1 de Abril, en donde ocurre el terremoto de Iquique magnitud M_w 8.2. Posterior al evento magnitud M_w 6.7 del 16 de marzo, según los registros del CSN ocurrieron otros 9 eventos en la zona ese mismo día, 116 eventos el día 17 de marzo, 66 eventos el 18, 32 eventos el 19, 23 eventos el 20, 14 eventos el 21, y 46 eventos el 22 de marzo incluido un precursor de magnitud M_w 6.3, ubicado aproximadamente a 30 km al norte del

precursor del 16 de Marzo. Con este precursor volvió a aumentar la actividad sísmica en su región circundante, con 52 eventos en la región el día 23 de marzo, 79 eventos el 24, 50 eventos el 25, 32 eventos el 26, 24 eventos el 27, 12 eventos el 28, 22 eventos el 29, 7 eventos el 30, y finalmente 11 eventos el día 31 de Marzo. La distribución de sismicidad del mes de marzo se muestra en la figura 1.2 (derecha).

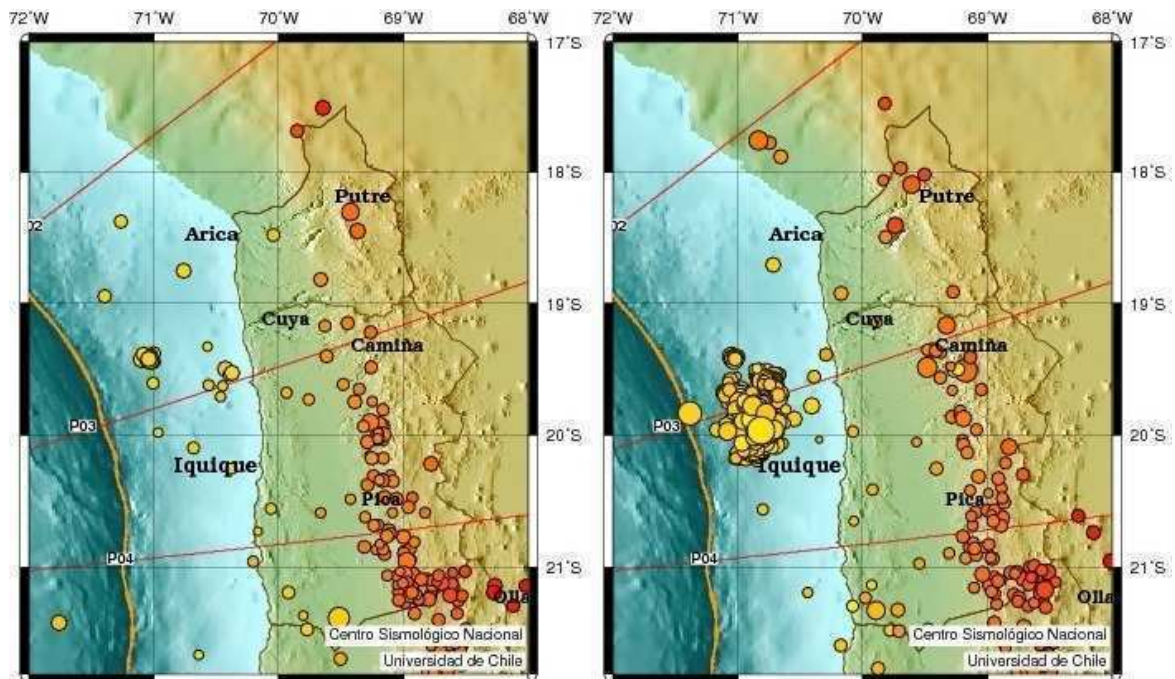


Figura 1.2: Sismicidad reportada por el CSN durante el mes de Febrero (izquierda) y Marzo (derecha) del 2014.

EL terremoto de Iquique del 1 de Abril del 2014 cuyo epicentro se ubicó en 19.57°S , 70.91°O comenzó con una pequeña sacudida en el límite norte de la región activada por los eventos precursoros del mes de marzo. El máximo de liberación de energía ocurrió aproximadamente 30 segundos después de la nucleación inicial. En contraposición a la sismicidad precursora que migró hacia el norte, la ruptura del evento principal así como sus réplicas se propagaron hacia el sur del epicentro. En menos de 3 minutos después del evento principal, ocurrió una gran réplica de magnitud M_w 7.5 aproximadamente 60 km al sur. Ese mismo día hubieron 5 grandes réplicas de magnitudes M_w 7.5, M_w 6.6, M_w 5.2, M_w 7.0 y M_w 6.6. El día siguiente fue de gran actividad en cuanto a réplicas, siendo 160 las reportadas por el CSN. El día 3 de Abril nuevamente hubo un gran número de réplicas, 165 según el CSN, estando dentro de ellas la mayor de todas las réplicas registradas, con magnitud M_w 7.6 frente a las costas de Iquique a una profundidad de 26 km.

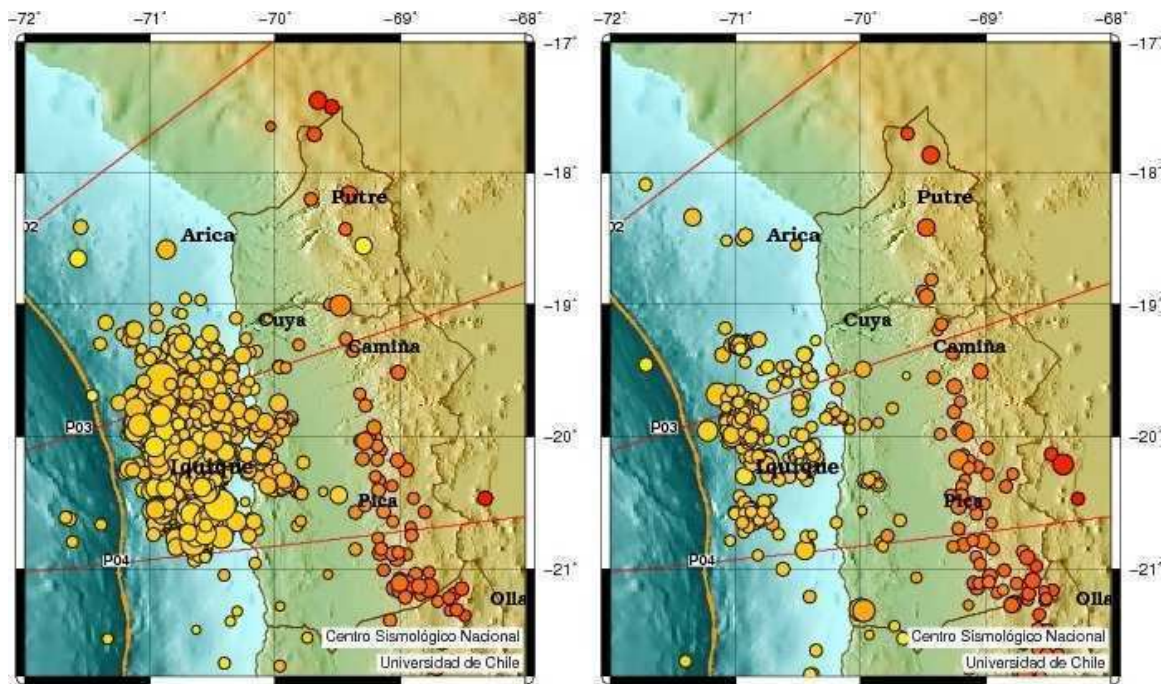


Figura 1.3: Sismicidad reportada por el CSN durante el mes de Abril (izquierda) y Mayo (derecha) del 2014.

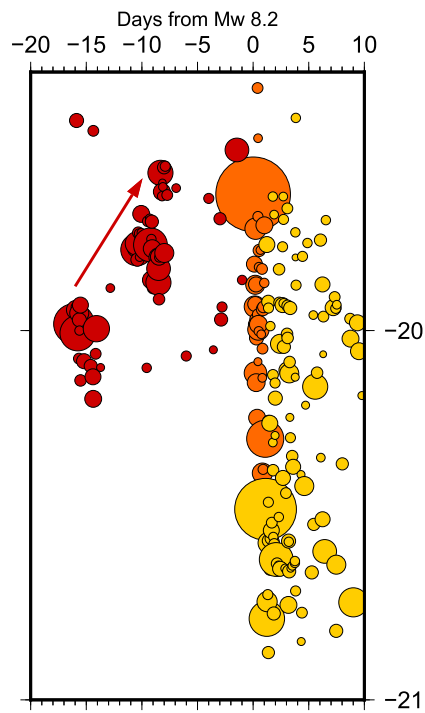


Figura 1.4: Comportamiento en latitud como función de los días previos y posteriores al terremoto principal de Iquique.

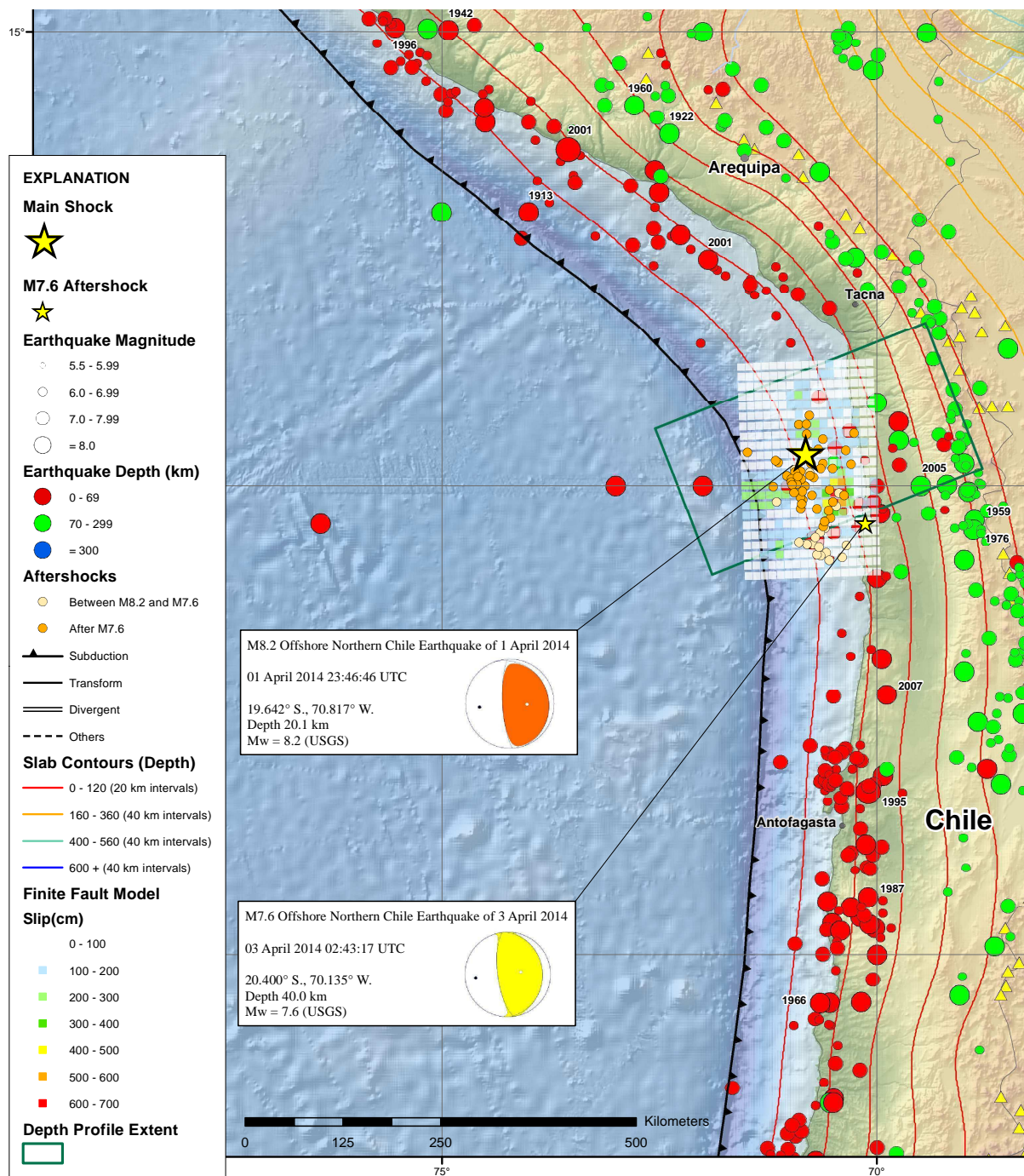


Figura 1.5: Terremoto de Iquique 2014 y sismicidad posterior. Extraído de la página web del USGS (Hayes, 2014)

El terremoto de Iquique también generó un tsunami de carácter moderado, que fue registrado por mareógrafos ubicados frente a distintas localidades de la costa chilena, así como por boyas DART (*Deep ocean Assessment and Reporting of Tsunamis*) ubicadas en el océano, costa afuera. Las observaciones del tsunami, en conjunto con modelos de simulación

numérica, se pueden utilizar para obtener estimaciones de parámetros asociados a la ruptura de un terremoto, por ejemplo, la distribución de deslizamiento co-sísmico a una cierta escala espacial (e.g. Satake, 1987). La correcta estimación de dichos parámetros permite definir un marco de estudio para zonas colindantes, y extender el análisis y estudio de la amenaza tsunamigénica en zonas que eventualmente podrían albergar un gran terremoto, así como un futuro tsunami. Esto último se puede realizar modelando posibles escenarios de ruptura de terremotos hipotéticos en la zona norte que estén basados en modelos de fuente extendida con distribución heterogénea de deslizamiento y posteriormente simulando la generación y propagación del tsunami asociado.

1.2. Objetivos de la tesis

1.2.1. Objetivos principales

- Generar modelos de fuente finita para el terremoto de Iquique del 2014 con el fin de explicar los mareogramas observados y los registros de boyas DART a través de registros sintéticos calculados numéricamente, utilizando un modelo de propagación no-hidrostática lineal, con el programa computacional NEOWAVE.
- Implementar un método de inversión de deslizamiento co-sísmico que utilice registros de tsunami para obtener un modelo de fuente finita de terremotos tsunamigénicos en Chile.
- A partir de modelos físicos de ruptura de terremotos generar posibles escenarios de tsunami para las zonas que tendrían déficit de deslizamiento y que eventualmente podrían producir un terremoto en el norte de Chile.

1.2.2. Objetivos específicos

- Implementar computacionalmente las fórmulas de Okada (Okada, 1985, 1992) para determinar la deformación del fondo marino producida por eventos sísmicos, caracterizados por modelos de falla puntual y fuente finita.
- Utilizar el código numérico de simulación NEOWAVE (Yamazaki et al., 2010) para generar modelos con propagación no-hidrostática lineal de tsunami para el terremoto de Iquique 2014 tomando como referencia modelos de fuentes finitas publicados, esto para poder estudiar la capacidad que tiene este modelo a la hora de explicar y ajustar los

datos registrados, y analizar la sensibilidad de mareogramas debido a distintas fuentes tsunamigénicas.

- Para el tsunami del terremoto de Iquique de 2014, comparar los resultados de mareogramas sintéticos obtenidos de los modelos de simulación directa con los registros de mareogramas y boyas DART, con tal de tener una primera estimación de los parámetros de falla y distribución de desplazamiento cosísmico.
- Desarrollar e implementar computacionalmente una metodología de inversión del desplazamiento cosísmico para una fuente finita a partir de los registros de mareogramas y de boyas DART, usando un criterio de ajuste por “mínimos cuadrados no negativos” (Lawson & Hanson, 1974), para obtener un modelo de fuente finita para el terremoto de Iquique 2014.
- Generar, a través de recopilación bibliográfica y considerando la geometría de la subducción en el norte de Chile, modelos posibles de ruptura de terremotos de magnitud M_w mayor a 8.5 basados en una fuente finita con distribución heterogénea de deslizamiento para las zonas que aún poseen un déficit de éste, para luego simular la propagación del tsunami asociado a cada modelo de ruptura. Con esto, se busca obtener posibles escenarios de amenaza tsunamigénica para distintas localidades y estimar valores de run-up a lo largo de la costa chilena.

1.2.3. Estructura de la tesis

El presente trabajo se divide en 5 secciones, las cuales se detallan a continuación.

Primero, se hace una introducción de los datos utilizados en el presente trabajo, cómo se obtienen en bruto y cómo se procesan con tal de poder utilizarlos.

Luego, se describe una primera aproximación al modelo de fuente del terremoto de Iquique y la generación de modelos sintéticos, a través de los llamados modelos de simulación directa. Se dan también detalles del programa computacional NEOWAVE, que es el que se utiliza para generar los modelos de propagación no-hidrostática lineal de tsunamis.

A continuación, se desarrolla un método de inversión de deslizamiento co-sísmico usando datos de tsunami, en particular registros de boyas DART y mareógrafos. Se describe brevemente la teoría de propagación de tsunamis y se introduce además una condición de suavizamiento para el deslizamiento con tal de estabilizar la solución de inversión.

Posteriormente, se generan distintos escenarios de tsunami para eventuales eventos sísmicos en el norte de Chile, definiendo superficies de falla acordes a la geometría compleja de la subducción en la región y generando distribuciones de deslizamiento cosísmicas estocásticas consistentes con la teoría clásica de terremotos.

Finalmente, se presentan las conclusiones generales, destacando los resultados relevantes de cada uno de los capítulos, y además planteando ideas para un eventual trabajo a futuro.

Capítulo 2

Base de datos de tsunamis

2.1. Registros de tsunami y procesamiento de datos

El desarrollo de este trabajo de tesis se articula a partir de la recolección de registros del tsunami asociado con el terremoto de Iquique del 1 de Abril del 2014, los cuales se dividen en dos grupos principales.

El primer grupo corresponde a las series de tiempo registradas por tres Boyas DART (*Deep-ocean Assessment and Reporting of Tsunamis*) ubicadas en el océano pacífico y siendo las más cercanas a la zona de ruptura en el norte de Chile. El N.D.B.C. (por su sigla en inglés, *National Data Buoy Center*) identifica cada una de las boyas instaladas en la red mundial con un número asociado a cada estación. Las incluidas en este estudio corresponden a las estaciones 32401, 32402 y 32412 (denominadas estaciones Dart32401, Dart32402 y Dart32412 en este estudio). Entre otras informaciones, en la página web del N.D.B.C. (<http://www.ndbc.noaa.gov/>) se informa la ubicación geográfica de cada estación, es decir, su latitud, longitud, la profundidad promedio de la columna de agua bajo la estación, y la profundidad de la columna de agua en el tiempo, medida cada 1 minuto.

La figura 2.1 muestra un esquema de como opera una boya DART junto con el sistema completo que compone la estación de registro en el océano. El sensor registrador de presión se instala en el piso oceánico y es capaz de detectar oscilaciones del nivel del mar de hasta 1 cm de altura. Este sensor envía los datos que registra a la boya instalada en la superficie del mar, la cual recibe la señal y la retransmite en tiempo real mediante el sistema satelital GOES (*Geostationary Operational Environmental Satellite*).

El segundo grupo de registros está relacionado con los mareógrafos ubicados en distintas localidades de la costa chilena, diez de esos mareógrafos permiten obtener mareogramas que

consisten en la altura del mar medida cada 1 minuto en las costas frente a Antofagasta, Arica, Iquique, Mejillones, Paposo, Patache, Pisagua, Taltal y Tocopilla. Los datos se obtienen de la página web de la Comisión Oceanográfica Intergubernamental (I.O.C. de su sigla en inglés Intergovernmental Oceanographic Commission) <http://www.ioc-sealevelmonitoring.org/> que junto a los datos ya mencionados y como en el caso anterior, informa además la posición geográfica de cada uno de los mareógrafos.

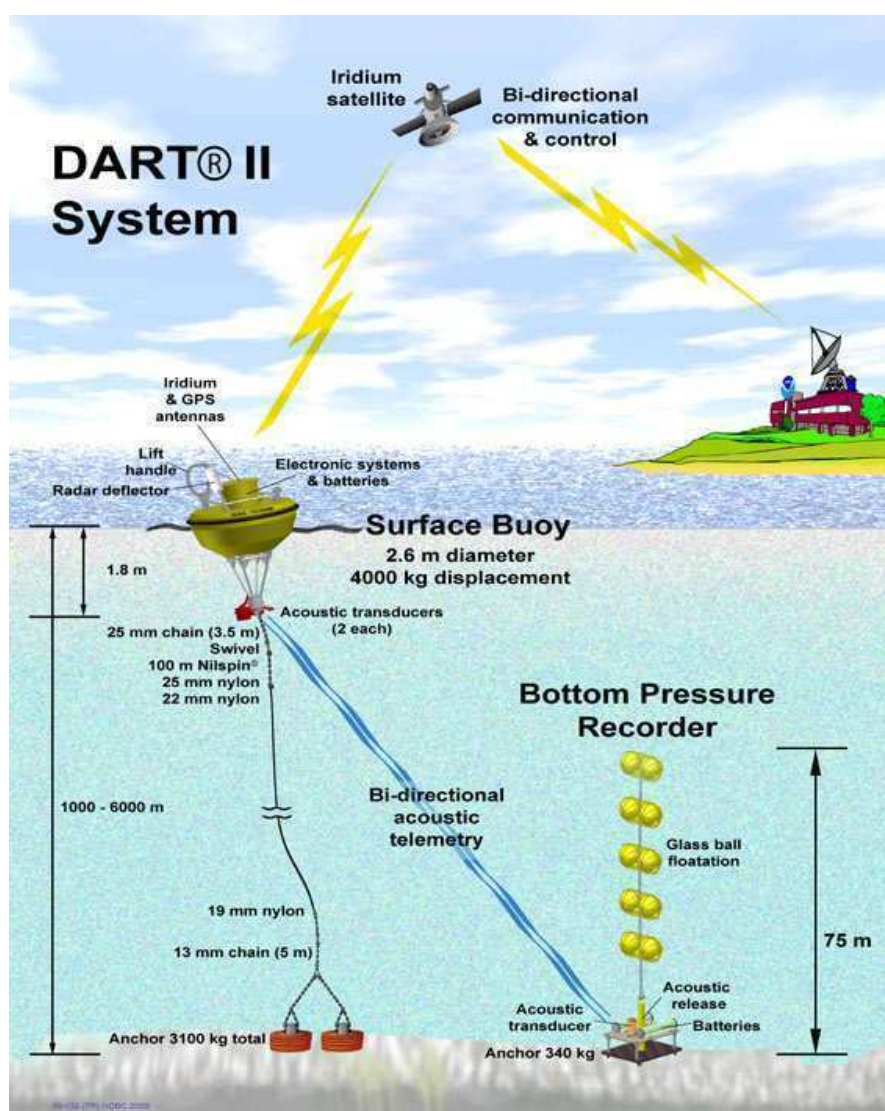


Figura 2.1: Esquema de funcionamiento de una boya DART, obtenido de la WEB del N.D.B.C. <http://www.ndbc.noaa.gov/>.

En la tabla 2.1 se muestra una lista de las estaciones utilizadas en este trabajo y la distribución espacial de las estaciones se presenta en la figura 2.2:

Nombre	Lat (°S)	Lon (°W)
Dart32401	20.473	73.429
Dart32402	26.743	73.983
Dart32412	17.980	86.330
Antofagasta	23.653	70.404
Arica	18.475	70.323
Chanaral	26.351	70.633
Iquique	20.204	70.147
Mejillones	23.097	70.450
Paposo	25.008	70.468
Patache	20.803	70.198
Pisagua	19.596	70.215
Taltal	25.408	70.491
Tocopilla	22.093	70.211

Tabla 2.1: Nombre y localización de las estaciones utilizadas para el estudio del tsunami asociado al terremoto de Iquique M_w 8.2

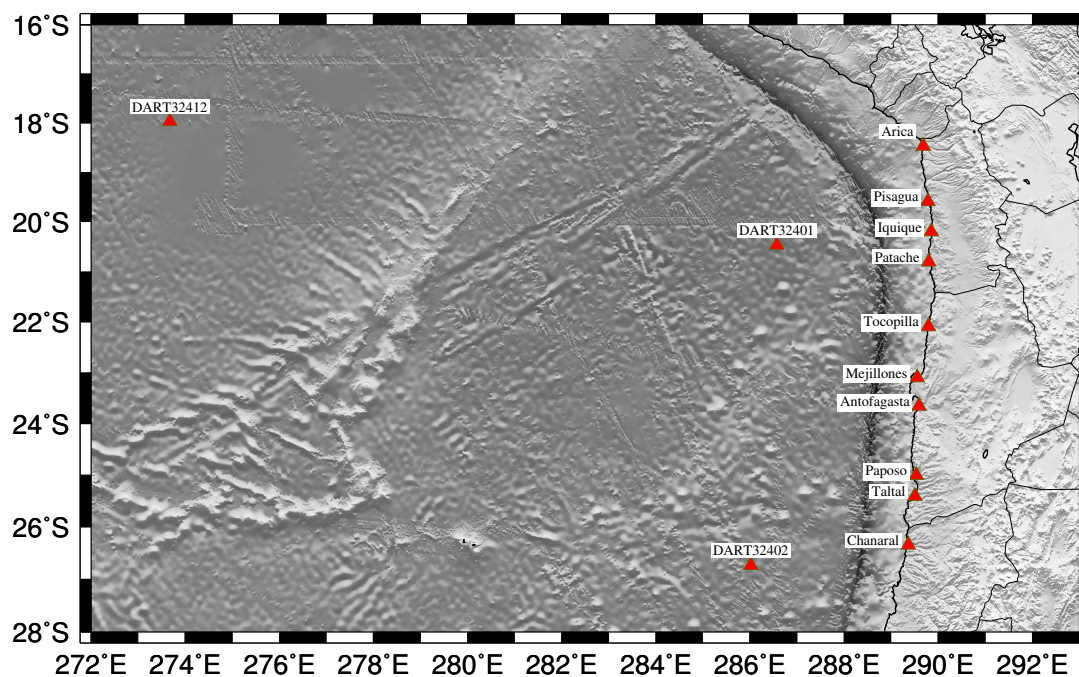


Figura 2.2: Ubicación de las 13 estaciones utilizadas para el estudio del tsunami.

Dado que las páginas web del N.D.B.C. y del I.O.C. entregan registros del espesor de la columna de agua en cada boya DART y mareógrafo, es necesario, primero que todo,

procesar dichas series de tiempo con tal de obtener los registros de tsunami corregidos o “limpios”. Cualquier instrumento ubicado en el océano que guarde registro del espesor de la columna de agua bajo él, grabará, junto a cualquier otro fenómeno de origen atmosférico, por ejemplo el cambio periódico en el nivel del mar producido principalmente por la fuerza de atracción gravitatoria que ejercen el Sol y la Luna sobre la Tierra, conocida como marea.

Dichas mareas, dado su carácter periódico, evidencian momentos del día en que el agua alcanza su máxima altura dentro del ciclo, conocido como pleamar, y momentos en que alcanza su menor altura, conocidos como bajamar. Ambos eventos, claramente identificables en la figura 2.3, están separados por aproximadamente 6 horas, y deben ser removidos de los datos para poder estudiar la variación del mar debido únicamente al tsunami.

Registro estación Antofagasta

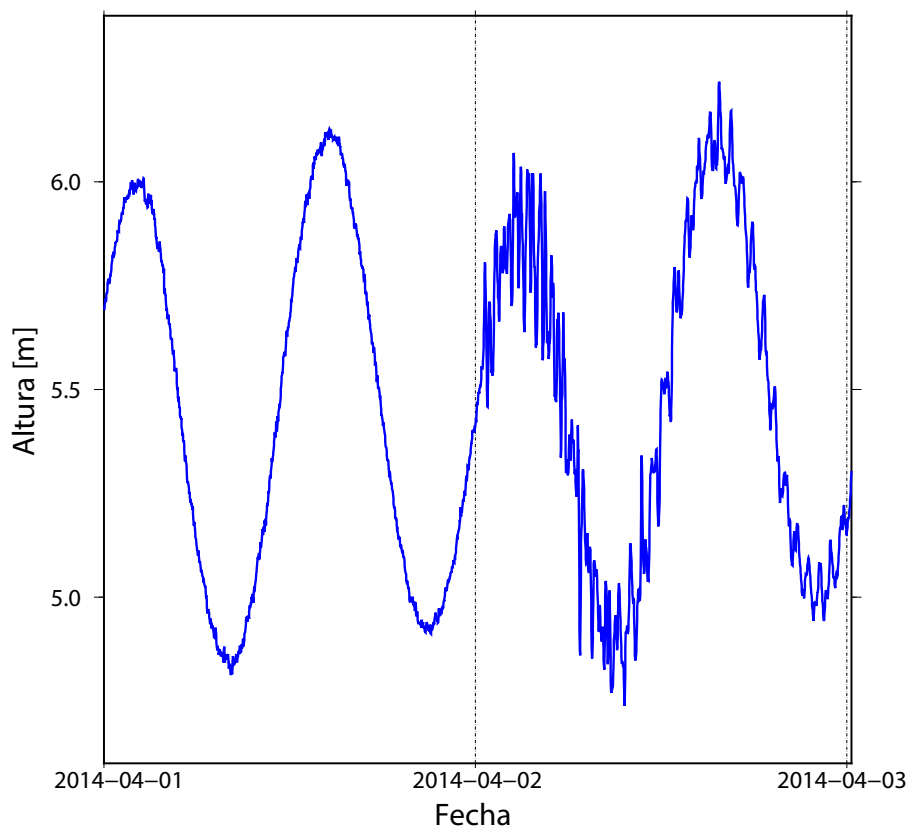


Figura 2.3: Registro en bruto obtenido a partir del mareógrafo ubicado en la localidad de Antofagasta. La variación de altura corresponde a la medición por sobre el nivel medio del mar para cada estación.

Para poder llevar a cabo la remoción de las mareas de los registros, se pueden realizar distintos procedimientos. Dado que se conoce de forma casi exacta el periodo de variación de

las mareas, que poseen una frecuencia baja, se puede emplear un filtro paso-alto, y obtener así las variaciones al nivel del mar de alta frecuencia asociadas al tsunami. También se puede hacer un análisis armónico, donde mediante un ajuste por mínimos cuadrados a distintas ondas con distintos periodos, se obtiene la variabilidad de la serie de tiempo asociada a las mareas. Esto se sustrae de la serie original consiguiéndose así remover las variaciones debido a las mareas. Ambos procedimientos entregan resultados idénticos para todas las estaciones, obteniéndose gráficos como el mostrado en la figura 2.4, el cual corresponde al mareograma obtenido en la estación de Antofagasta en donde se han removido las longitudes de onda larga debido a las mareas.

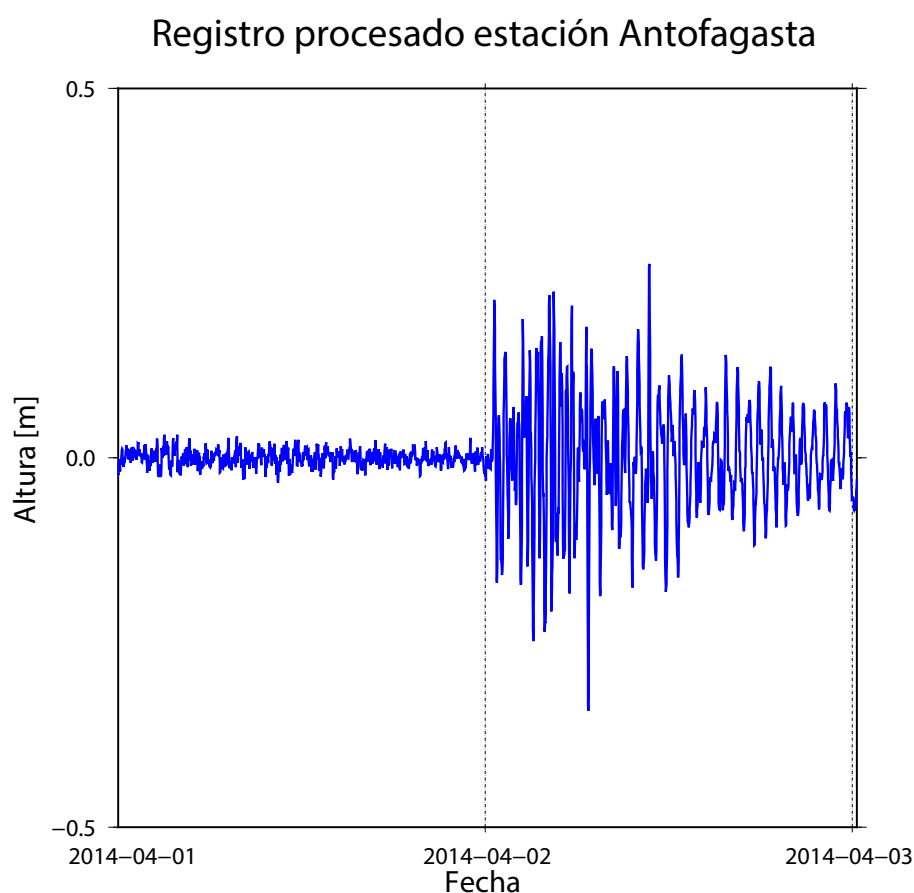


Figura 2.4: Registros de la estación Antofagasta procesados con un filtro paso-alto para remover el efecto de la marea. Notar que los efectos de mareas ya no están presentes.

En la figura 2.4 se ve claramente que toda la variación de baja frecuencia, es decir, las oscilaciones de periodo largo, ya no están presentes, y sólo se aprecian las variaciones de alta frecuencia debido a factores externos ajenos a los efectos gravitacionales de los cuerpos celestes del sistema solar.

En la figura 2.3 se puede observar también una variación de alta frecuencia y pequeña amplitud al comienzo de la señal, debido al ruido registrado por el instrumento en el mareógrafo de Antofagasta, y posteriormente se observan formas de onda con una alta frecuencia y mayor amplitud, debido al tsunami generado por el terremoto de Iquique, ocurrido a las 23:46:47 (UTC) del 1 de Abril del 2014 (Hayes et al., 2014).

En el caso de los registros de las boyas DART, a través del sitio web del N.D.B.C. se obtienen series de tiempo en las cuales el instrumento registra el espesor total de la columna de agua sobre el sensor, siendo las amplitudes del orden de los 5000 m, que corresponde al nivel medio del mar en donde está ubicada la boya DART. A pesar de esto, se puede observar claramente, al igual que en los registros de los mareógrafos, las oscilaciones de baja frecuencia debido a las mareas (Figura 2.5).

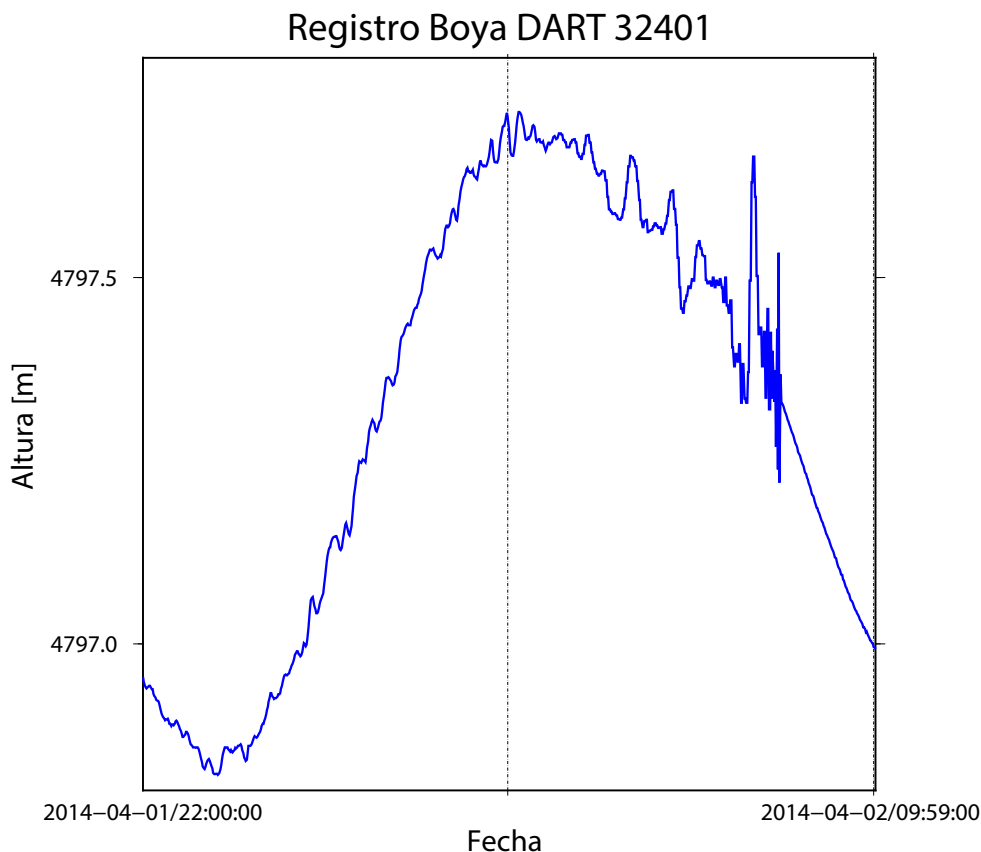


Figura 2.5: Registro en bruto de la estación DART32401. Las amplitudes corresponden al espesor de la columna de agua bajo la boya y sobre el sensor.

Una vez que los registros de las boyas se han procesado, de la misma forma que en el caso de los mareógrafos, se remueve el efecto de las mareas y las oscilaciones de baja frecuencia,

quedando así sólo la variación de alta frecuencia debido a la propagación de las olas de tsunami. La figura 2.6 muestra dicho resultado después de procesar el registro original para el caso de la boya DART 32401.

Al igual que para la estación de Antofagasta, en la boya DART32401 existe ruido de alta frecuencia al inicio de la señal, con una amplitud del orden de pocos milímetros. Esto se puede observar en los registros tanto de mareógrafos como de boyas DART, así como en las mediciones de prácticamente cualquier instrumento geofísico. Para este caso particular, el ruido está relacionado con el lugar donde se ubica la estación y con factores externos, por ejemplo atmosféricos, que se consideran despreciables.

Registro procesado Boya DART 32401

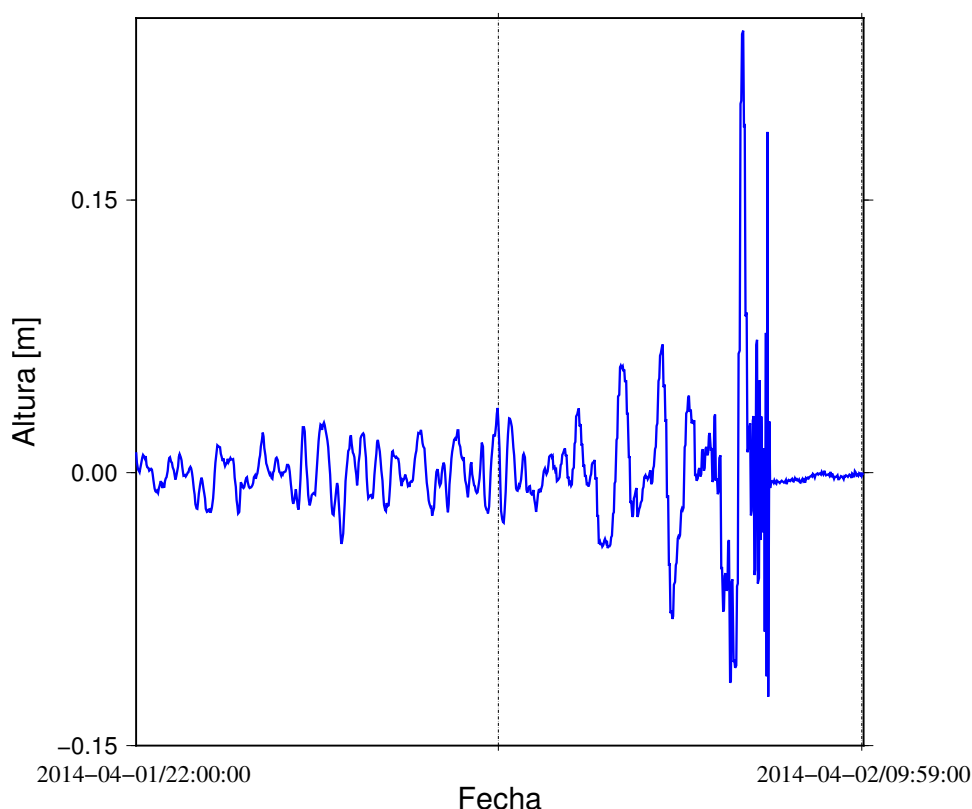


Figura 2.6: Registro de la estación DART32401 procesados con un filtro paso-alto. Notar que los efectos de las mareas ya no están presentes.

Finalmente, se presenta el resultado final de todas las formas de onda una vez que han sido procesadas y se encuentran disponibles para su posterior utilización y análisis. La figura 2.7 muestra los mareogramas corregidos para los mareógrafos ubicados a lo largo de las costas del norte de Chile, y la figura 2.8 muestra los registros procesados para las boyas DART.

Registros procesados de Mareógrafos

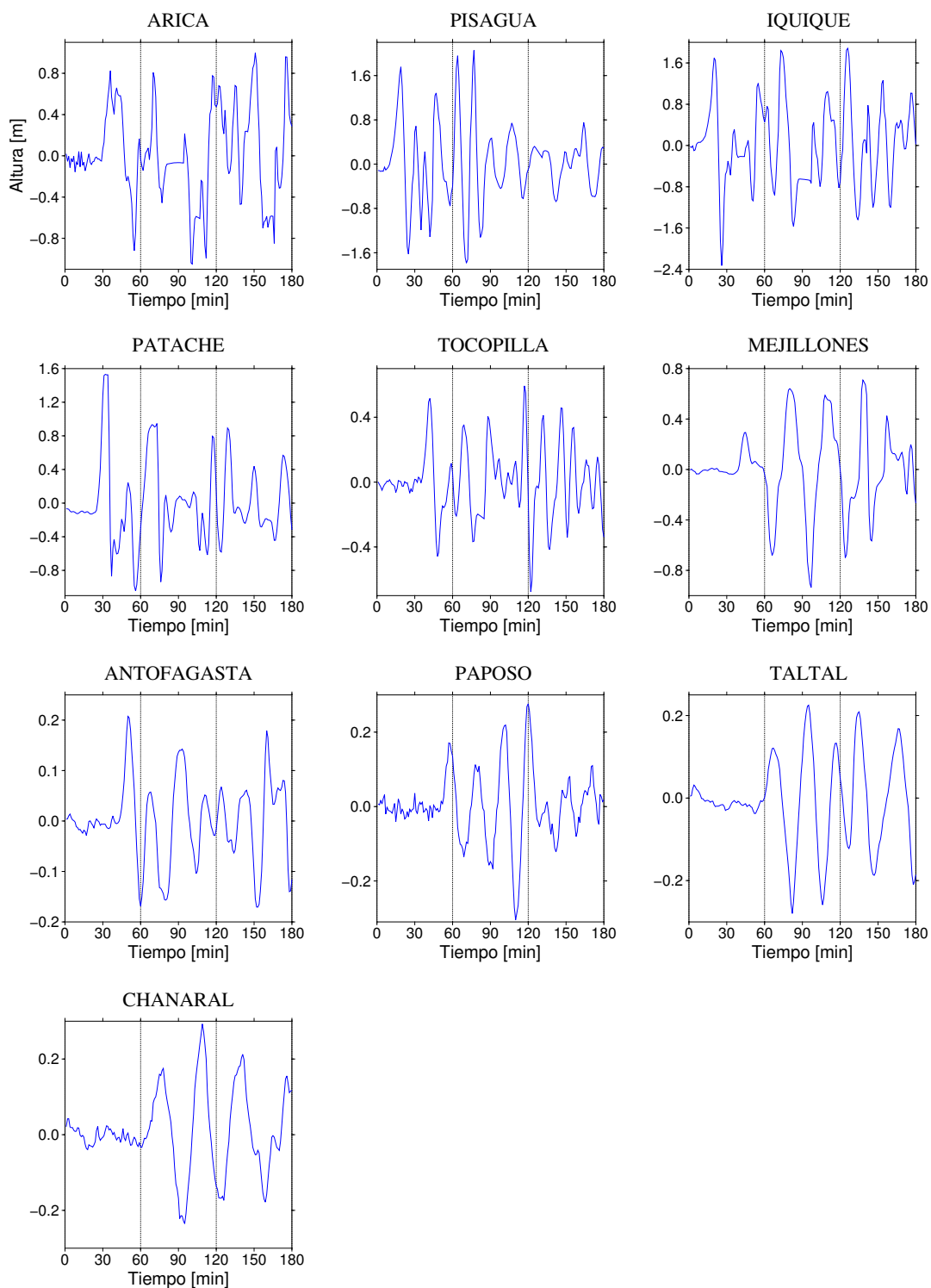


Figura 2.7: Registros procesados de los 10 mareógrafos. El tiempo 0 corresponde al instante de inicio del terremoto de Iquique.

Registros procesados de boyas DART

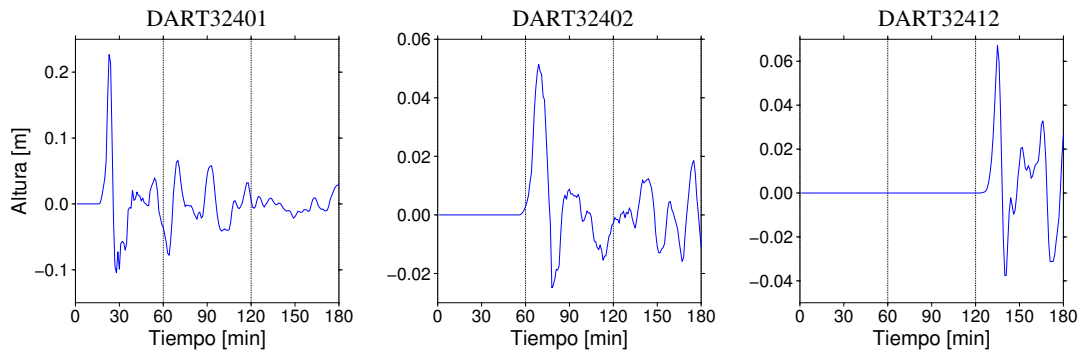


Figura 2.8: Registros procesados de las 3 boyas DART. El tiempo 0 corresponde al instante de inicio del terremoto de Iquique.

Capítulo 3

Modelos directos de fuente sísmica para la propagación de tsunamis

En este capítulo se estudiará el uso de modelos de simulación numérica para la fuente sísmica y tsunamis asociados. Usando modelos de fuente finita simples de terremotos, con distribución de deslizamiento elíptica, se busca ajustar las formas de onda registradas por boyas DART y mareógrafos debido al tsunami generado por el terremoto de Iquique del 1 de Abril de 2014. Dicho procedimiento permite validar el uso del modelo de simulación numérica de tsunamis con propagación no-hidrostática lineal y su posterior utilización para hacer una inversión del desplazamiento cosísmico y generar escenarios de amenaza tsunamigénica.

3.1. El modelo NEOWAVE

Para el estudio de tsunamis se ha vuelto muy importante la simulación numérica, pues permite estudiar terremotos tsunamigénicos pasados y además hacer estudios de amenaza tsunamigénica en alguna zona de estudio (Yamazaki et al., 2008). Actualmente existen diversos modelos numéricos utilizados para esto, entre ellos se encuentran COMCOT (Cornell Multi-grid Coupled Tsunami Model) desarrollado por Liu, Woo & Cho (1998), MOST (Method Of Splitting Tsunami) utilizado por el NOAA y desarrollado por Titov & Synolakis (1997), y TTT (Tsunami Travel Times) diseñado por Paul Wessel (2009).

Existe también el modelo numérico NEOWAVE, sigla que proviene de su nombre en inglés: *Non-hydrostatic Evolution of Ocean Wave*. NEOWAVE, que fue desarrollado por Dr. Yoshiki Yamazaki (Yamazaki et al., 2008), consiste básicamente en un código computacional que resultó de su tesis doctoral en la Universidad de Hawaii, cuyos algoritmos están escritos en lenguaje de programación FORTRAN, y permite llevar a cabo la resolución numérica mediante diferencias finitas con grillas anidadas de las ecuaciones de ondas en agua poco

profunda.

El programa computacional desarrollado por el Dr. Yamazaki resuelve numéricamente las ecuaciones de Navier-Stokes y la ecuación de continuidad, las que incluyen propiedades del fluido como su viscosidad, dispersión, presión hidrostática y no-hidrostática, resonancia en las bahías, efectos de linealidad y no-linealidad y conservación de flujos a través de las grillas. Este programa, al resolver el sistema de ecuaciones mencionado anteriormente, es extremadamente complejo y no-lineal. La resolución numérica está basada en el método de diferencias finitas y puede llevar consigo tiempos de cálculo muy altos, del orden de varias horas para simular unos pocos minutos de propagación de un tsunami. Dicho tiempo de cálculo está sujeto a varios factores, como por ejemplo la resolución de la grilla para la región de cálculo, el volumen de datos a registrar y por supuesto de la capacidad de procesamiento del computador utilizado.

El modelo NEOWAVE ha sido validado con experimentos de laboratorio y a través de modelación de tsunamis generados por eventos sísmicos (Yamazaki et al., 2009; Yamazaki et al., 2011) como el terremoto del Maule del 27 de Febrero del 2010 magnitud M_w 8.8 (Duputel et al., 2012) o el terremoto de Tohoku M_w 9.1 (Duputel et al., 2012) ocurrido en Japón el 2011 usando modelos de fuente finita y considerando distribuciones heterogéneas de deslizamiento. Ahora, en el presente capítulo, se desea validar su uso para eventos sísmicos en el norte de Chile.

NEOWAVE, para ser ejecutado correctamente y obtener resultados adecuados, requiere de una serie de archivos y parámetros de entrada, entre los que se encuentran la batimetría, la posición geográfica de los puntos en los cuales se desea simular las series de tiempo de elevación del agua, y una condición inicial para la generación del tsunami. La batimetría utilizada es de 30" de arco de resolución, extraída de la página web del *General Bathymetric Chart of the Oceans*, GEBCO, y la región de cálculo comprende la zona del territorio continental y marítimo chileno que incluye todas las estaciones con mareógrafos desde Arica a Chañaral y las 3 boyas DART. Esta batimetría posee puntos cada un kilómetro aproximadamente, lo que permite ver efectos globales de tsunamis. Es la mejor batimetría abierta disponible y como una primera aproximación entrega buenos resultados. Para el caso de las estaciones, se utilizan las posiciones geográficas entregadas por las páginas web del N.D.B.C. y I.O.C. y se ubican sobre la grilla batimétrica. Finalmente, como condición inicial, se utiliza la deformación vertical del fondo marino producto del evento sísmico.

3.2. Cálculo de la deformación

El cálculo de la deformación del fondo oceánico es un ítem particularmente importante para generar las simulaciones de tsunami, pues constituye la condición inicial que da origen a la propagación de las olas. Dicha condición inicial se refiere a la variación en metros del fondo marino producto de un evento sísmico.

Kajiura (1970) hizo una discusión sobre el intercambio de energía entre el fondo oceánico y el agua, en el contexto de la aproximación de onda larga, y mostró que si la deformación se completa dentro de un margen de varios minutos, el proceso de deformación del fondo marino puede ser tratado como un cambio abrupto para efectos de la generación del tsunami. Puesto que el tiempo de la fuente para terremotos de nuestro interés es menor a un par de minutos, se considera que la superficie del agua se alza exactamente lo mismo que lo que se deforma el fondo marino, y puede considerarse una condición inicial para la propagación del tsunami.

Para cuantificar la deformación y poder replicarla en forma de una condición inicial, se utilizan las fórmulas de Okada (Okada 1985, 1992) que permiten calcular la deformación para cualquier punto dentro de un semiespacio a partir de una falla puntual o finita rectangular con dislocación uniforme generada dentro del mismo medio a partir de parámetros como su rumbo, manteo, deslizamiento, parámetros de Lamè, tamaño, profundidad y ubicación geográfica.

La deformación se calcula para todos los puntos sobre la grilla batimétrica y para cada una de las subfallas dentro de un modelo de fuente finita, por lo que en el proceso de implementación se desarrolla un programa computacional escrito en lenguaje C usando conceptos de *threading* que permite paralelizar y optimizar el tiempo de cálculo. Dado que se trabaja con grillas que abarcan extensas regiones geográficas y se usan modelos de fuente finita en donde la fuente posee un gran número de elementos discretos, el *threading* resulta particularmente útil pues en computadores *multicore* se puede distribuir el cálculo de la deformación en distintos procesadores de tal forma que el tiempo de cálculo para la condición inicial se reduce considerablemente.

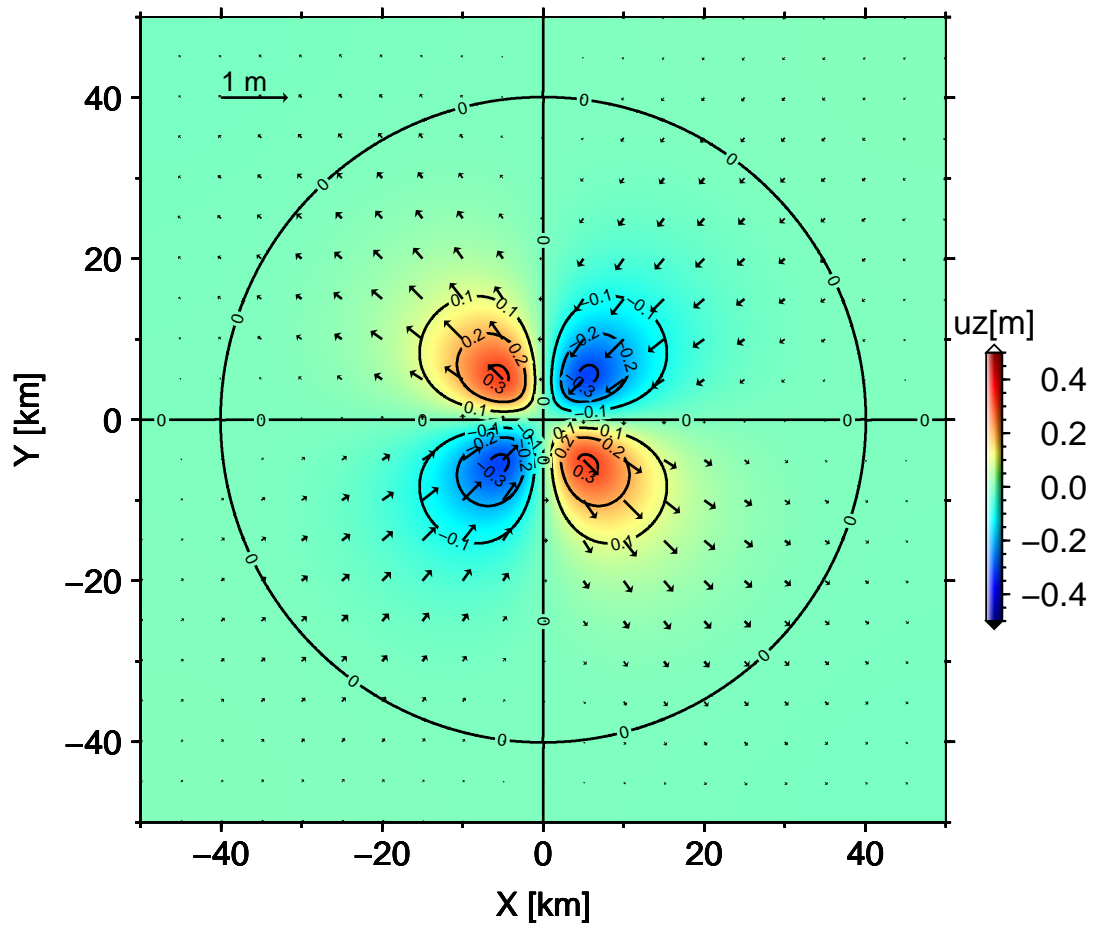


Figura 3.1: Deformación horizontal (flechas) y vertical uz generadas por una fuente puntual de rumbo 90° , manteo 90° , deslizamiento 0° , momento sísmico escalar $M_o=4,0 \cdot 10^{19}[N \cdot m]$, $M_w=6,6$, y profundidad de $10[km]$ que ocurre dentro de un semi-espacio que se comporta como un sólido de Poisson con densidad $\rho=3,0[gr/cc]$ y velocidad de onda P, $V_p=6,8[km/s]$.

El ejemplo de la figura 3.1 muestra un dominio de cálculo en coordenadas cartesianas, pues de esta forma se encuentran definidas las fórmulas de Okada para el caso de una falla puntual y también rectangular. Para poder llevar los cálculos a un dominio de coordenadas geográficas, se utiliza un sistema de transformación de coordenadas que se implementa dentro de la misma rutina en lenguaje C que hace el cálculo de las deformaciones. Un ejemplo de dicho cálculo se observa en la figura 3.2, que muestra la deformación calculada en la superficie debido a una fuente finita con distribución heterogénea de deslizamiento cosísmico.

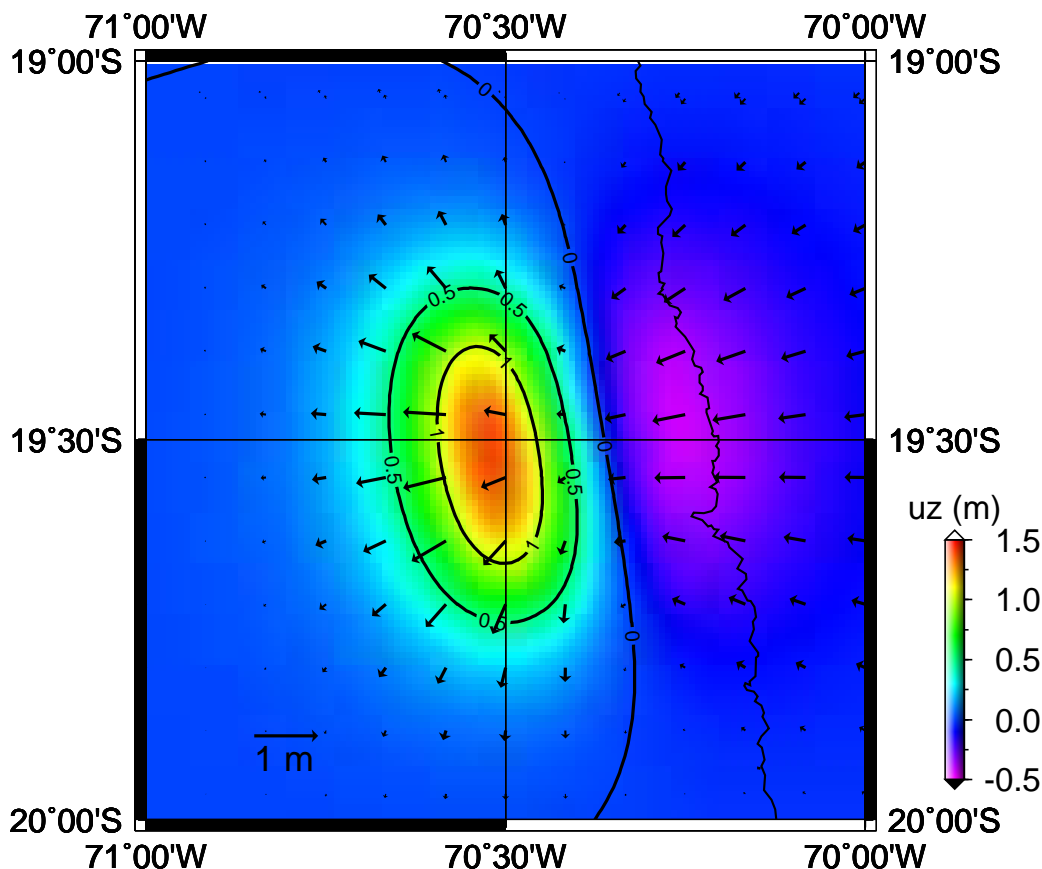


Figura 3.2: Deformación horizontal (flechas) y vertical uz dentro de un sistema de coordenadas geográficas generada por una falla rectangular de $40[km] \cdot 20[km]$ de área y rumbo 350° , manteo 20° , deslizamiento 90° , cuya distribución de deslizamiento es elíptica con momento sísmico escalar $M_o=2,25 \cdot 10^{20}[N \cdot m]$, y profundidad de $15[km]$ que ocurre dentro de un semi-espacio con densidad $\rho=3,12[gr/cc]$ velocidad de onda P $V_p=7,0[km/s]$ y velocidad de onda S, $V_s=3,98[km/s]$.

Teniendo los algoritmos para calcular la deformación implementados y testeados, se procede a generar los modelos de fuente finita para finalmente obtener los modelos directos para calcular la deformación y propagar el tsunami asociado. Cada subfalla de la fuente finita genera una determinada deformación en el fondo oceánico, por lo que para obtener la deformación total producto de todas las subfallas se aplica el principio de superposición, sumando la contribución de todas las subfallas en un punto de cálculo.

3.3. Modelos de fuente finita

Los modelos de fuente finita son el primer paso para validar el uso de NEOWAVE en la generación y propagación no-hidrostática lineal de tsunamis para eventos sísmicos ocurridos en el norte de Chile. Para este caso particular, se usarán modelos de desplazamiento con distribución elíptica para intentar ajustar las observaciones del tsunami producto del terremoto de Iquique del 1 de Abril del 2014 magnitud M_w 8.2. La geometría y el tamaño del plano de ruptura utilizado en este estudio están basados en modelos de fuente ya publicados (Yagi et al., 2014; An et al., 2014). Así, como punto de partida, se define una región rectangular en superficie, de $200 \times 160 [km^2]$, que determina los límites en donde se podría ubicar la ruptura del evento principal del primero de Abril, y en dicha región se ubican las asperezas elípticas sobre un plano de ruptura rectangular que posteriormente se utilizarán para generar los modelos directos para calcular la deformación y generar el tsunami. Cada distribución de desplazamiento preserva el momento sísmico del terremoto de Iquique.

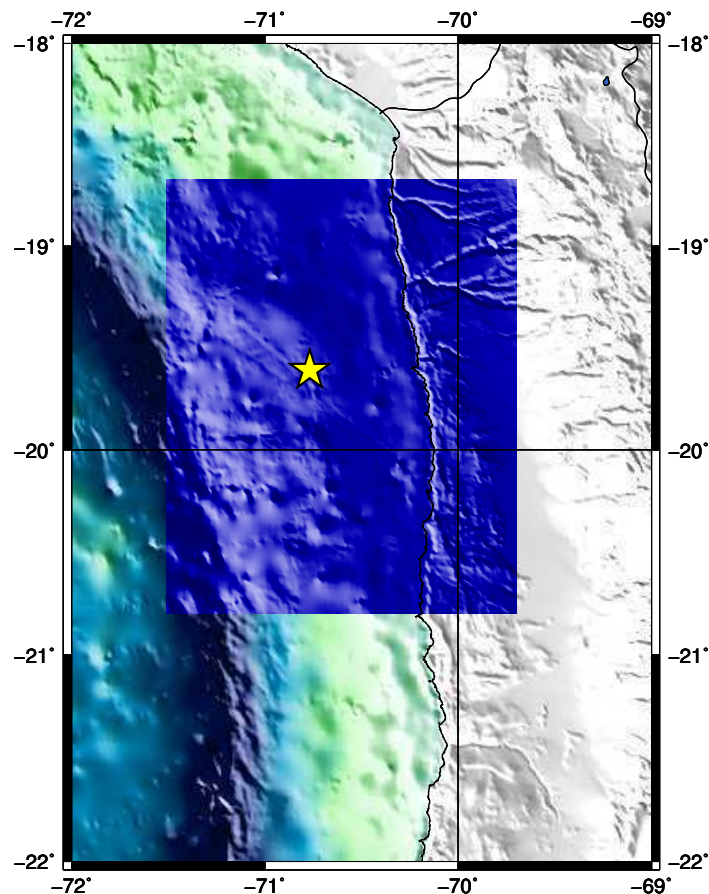


Figura 3.3: Región sobre la cual se ubicarán los distintos modelos de desplazamiento elípticos para calcular la deformación en superficie. La estrella representa el epicentro del terremoto de Iquique

Para ubicar los planos de ruptura y las respectivas asperezas dentro de la región destacada en la figura 3.3 y posteriormente calcular la deformación de la superficie se usan variados criterios, con tal de obtener un conjunto de modelos directos de la fuente del terremoto y la propagación del tsunami generado, para poder generar los mareogramas sintéticos y compararlos con los observados. Por ejemplo, se ubica una aspereza centrada en el hipocentro, otra al sureste del epicentro como muestran los resultados de algunas inversiones, y también una hacia el oeste y el noreste.

Para generar la distribución de deslizamiento discreta con forma elíptica se utiliza una ecuación basándose en los trabajos de Burridge & Willis (1969) y Dahlen (1974) que permite obtener la amplitud del deslizamiento en cada punto de una determinada región:

$$\Delta u(x, y) = K \sqrt{1 - \frac{x^2}{a^2} - \frac{y^2}{b^2}}$$

donde a y b corresponden a los semi-ejes mayor y menor de la elipse deseada. Gracias a esta ecuación, se puede obtener una distribución de deslizamiento heterogénea que parte con un valor máximo en el centro y decae hacia los extremos para cada par ordenado x, y . Para puntos fuera de la elipse descrita por la ecuación

$$\frac{x^2}{a^2} + \frac{y^2}{b^2} = 1$$

el valor de deslizamiento es igual a 0. El parámetro K es función de las propiedades físicas tanto del medio como de la ruptura, y en la práctica corresponde a una constante de normalización que permite obtener los valores reales de deslizamiento que son capaces de preservar el momento sísmico escalar y por lo tanto la magnitud M_w del evento que se desea modelar.

Como se mencionó anteriormente, sobre la región azul demarcada en la figura 3.3 se distribuyen distintos planos de falla, cada uno de ellos con una respectiva aspereza elíptica que preserva el momento sísmico del terremoto de Iquique. Para las superficies de falla se utilizan parámetros consistentes con la geometría de la subducción en el norte de Chile, lo que se describe con un rumbo de 350° , 18° de manto y 90° de deslizamiento, es decir, falla inversa pura. Se estudian también variaciones de pequeños grados en cada uno de estos parámetros, pero no se observan diferencias significativas. Dentro de los planos de falla, las asperezas elípticas se ubican de forma tal que coincidan con puntos particulares de interés, como por ejemplo el hipocentro del terremoto de Iquique, o el lugar donde ocurre el valor máximo de deslizamiento según algunos modelos de inversión publicados (e.g. An et al.,

2014; Yagi et al., 2014, Ruiz et al., 2014). Acorde a las mismas referenciadas destacadas anteriormente, se fijan los valores para los semi-ejes mayor y menor de las elipses.

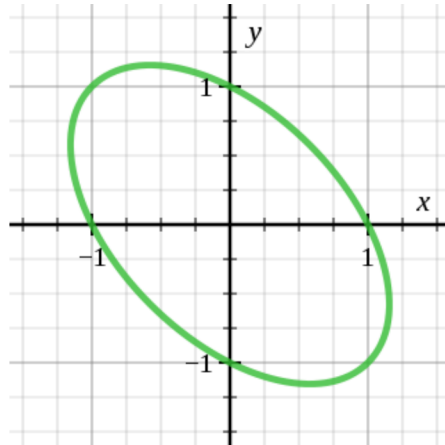


Figura 3.4: Ejemplo de una elipse con rotación dentro de un plano cartesiano.

Para dar mayor variabilidad a los resultados y abarcar más casos de estudio, se implementa también una rutina que permite obtener modelos de deslizamiento con distribución elíptica rotada.

Para el cálculo de la deformación, se asigna un valor de rigidez promedio para el medio de 55 [GPa], consistente con el modelo de velocidades para el norte de Chile utilizado por Delouis et al. (2007). Los planos de ruptura se discretizan en subfallas de 10×10 [km²] en donde se distribuyen las distribuciones de deslizamiento y se impone la condición de preservar el momento sísmico escalar de tal forma que la magnitud de momento sísmico sea de 8.2.

De entre todos los modelos generados se escogen tres ejemplos para mostrar la distribución de deslizamiento, su deformación asociada (figura 3.4) y además, para el modelo del centro, los ajustes logrados en las formas de onda para cada una de las 13 estaciones utilizadas (figuras 3.5 y 3.6). Cuando se comparan las formas de onda simuladas versus las observadas se puede ver en los gráficos que para modelos de deslizamientos con parámetros tan simplificados como estos, se logra un muy buen ajuste en algunas estaciones, y por lo tanto podemos validar el uso de NEOWAVE con un modelo de propagación no-hidrostática lineal para eventos sísmicos en el norte de Chile e implementar un algoritmo de inversión para el desplazamiento cosísmico usando los registros de tsunami.

Modelos de fuente y sus deformaciones asociadas

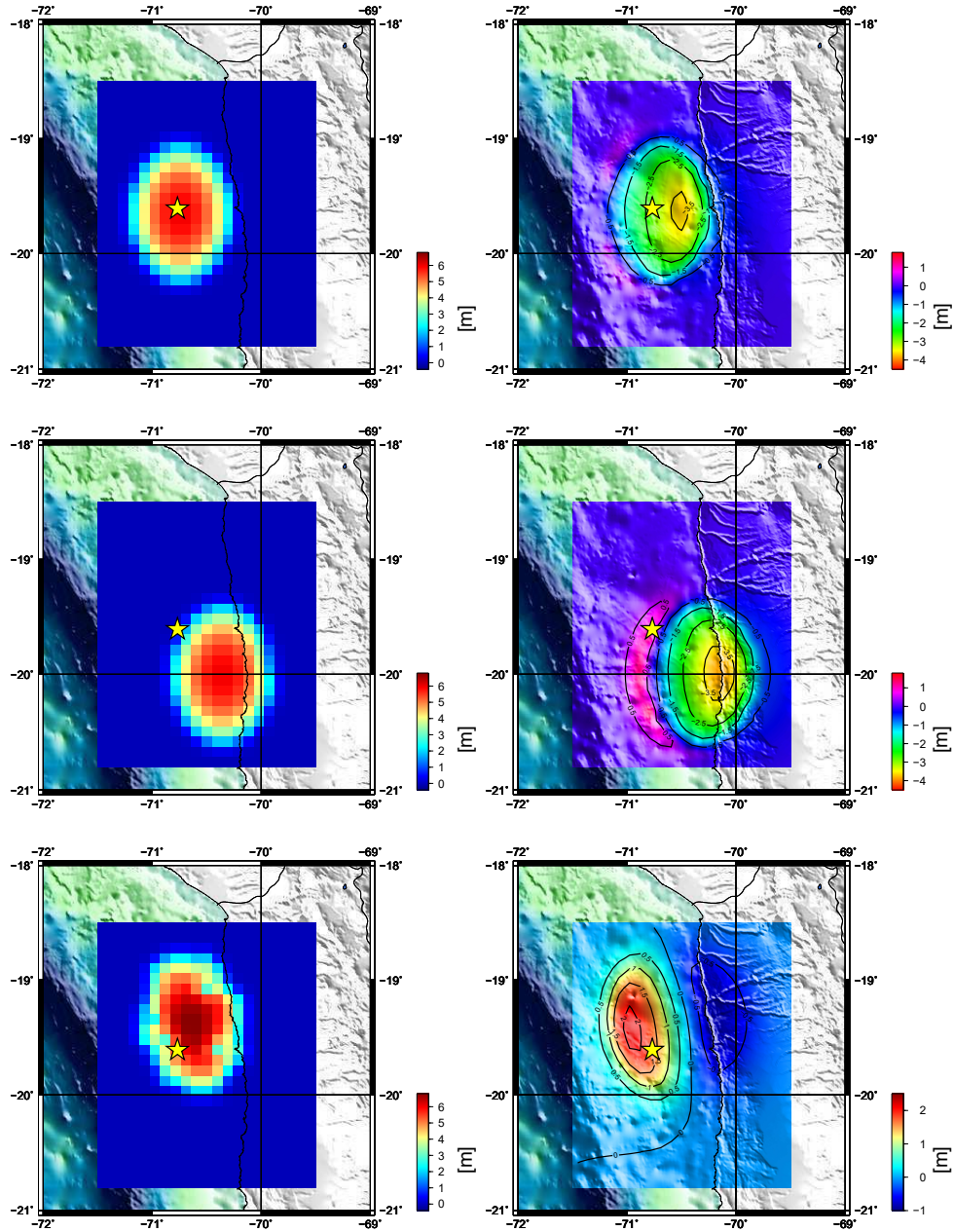


Figura 3.5: Distintos modelos de fuente sísmica con distribución elíptica de deslizamiento (izquierda) y las deformaciones calculadas en la superficie del semiespacio (derecha). Las asperezas están centradas en el hipocentro (arriba), al sureste del mismo (centro), y al noreste (abajo).

Comparacion registros mareografos con modelo forward

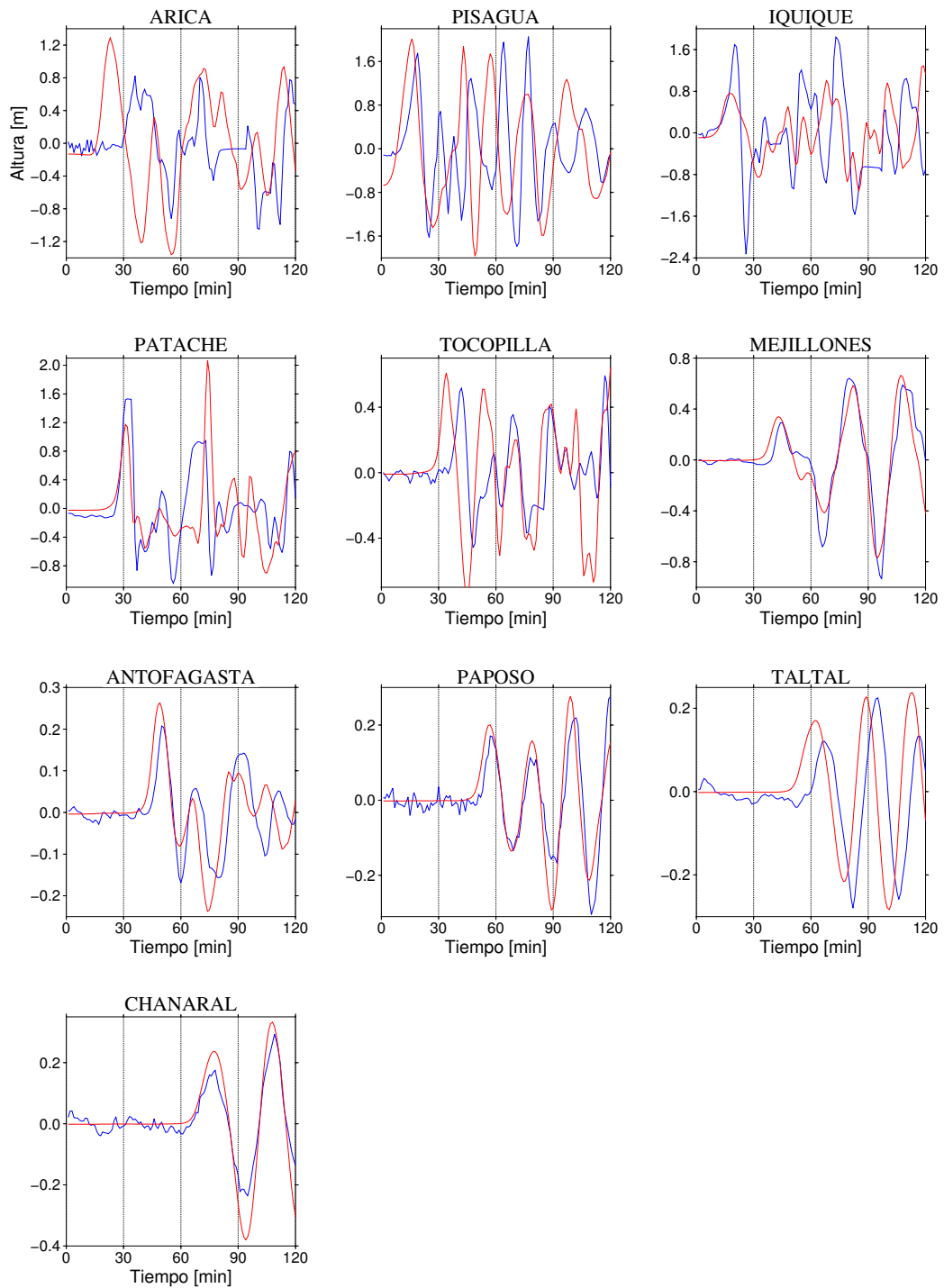


Figura 3.6: Comparación entre registros de mareógrafos (líneas azules) y los obtenidos con el modelo directo (líneas rojas) para un modelo de fuente elíptica ubicada al sureste del epicentro.

Analizando el ajuste de las formas de onda se puede decir que a pesar de contar con un modelo de fuente muy simplificado, las formas de onda simuladas y observadas son del mismo orden en términos de su amplitud, y la diferencia entre ellas podría mejorarse con un modelo de fuente más complejo. Los desajustes de fase indican que la posición del valor máximo de deslizamiento está en un lugar incorrecto y que tal vez el modelo de fuente podría presentar más de una aspereza. Si las olas llegan antes de lo esperado, deberíamos ubicar el valor máximo de deslizamiento más cerca de una respectiva estación, en caso contrario debería alejarse. Los diferencias en términos de amplitud en los mareogramas nos permiten determinar si el valor máximo de amplitud debe aumentar o si debe re-distribuirse en la región de falla.

Comparacion registros boyas DART con modelo forward

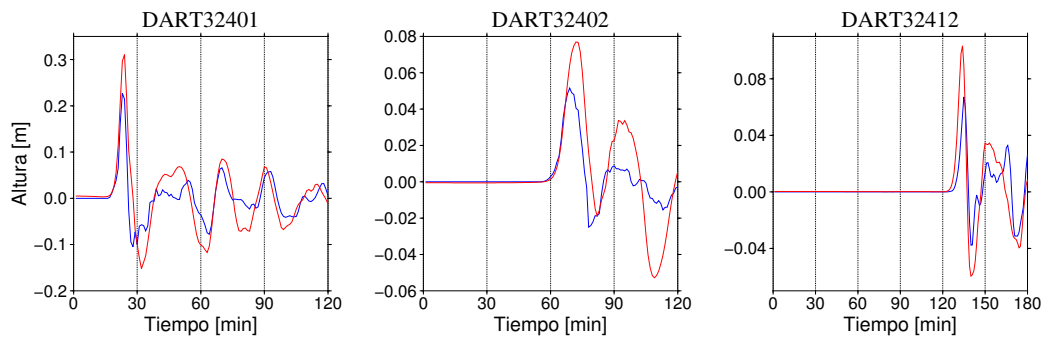


Figura 3.7: Comparación entre registros de las 3 boyas DART (líneas azules) y los obtenidos con el modelo forward (líneas rojas) para un modelo de fuente elíptica al sureste del epicentro.

Capítulo 4

Inversión del deslizamiento cosísmico usando datos de tsunami

4.1. Introducción al proceso de inversión

En estudios de la fuente de terremotos un proceso de inversión consiste básicamente en obtener un modelo de fuente sísmica a través de un proceso de ajuste entre los registros observados y simulados, bajo ciertos supuestos y consideraciones. Puesto que las formas de onda de tsunamis generados por terremotos grandes pueden ser muy sensibles a la distribución de deslizamiento en un plano de falla, son ampliamente usadas para estimar modelos de fuente para terremotos tsunamigénicos en zonas de subducción (e.g. Satake 1987; Percival et al., 2011). Si la distribución de deslizamiento en un plano de falla no es uniforme, la deformación de la corteza resultante también será heterogénea.

Para implementar y llevar a cabo el proceso de inversión, este trabajo se basa esencialmente en una publicación de Satake (1987), titulada “Inversion of tsunami waveforms for the estimation of a fault heterogeneity: Method and numerical experiments”, en donde el autor propone el planteamiento de un sistema matricial lineal que puede ser invertido para obtener una distribución de deslizamiento sobre un plano de falla discretizado.

4.2. Formulación y fundamentos del método

En el método de inversión propuesto por Satake (1987), primero que todo se define un plano de falla para el evento sísmico a estudiar. Dicho plano se genera basándose en parámetros de falla acordes a la zona de estudio (e.g. geometría, mecanismo de fallamiento). Para

el caso particular del evento de Iquique del 1 de Abril de 2014, se utiliza un plano de falla de dimensiones rectangulares de 220×160 [km^2], con un rumbo de 350° consistente con el ángulo de convergencia entre placas en la zona, un manteo de 18° acorde al ángulo promedio en que subducta la placa, y un ángulo de deslizamiento de 90° , que corresponde a una falla inversa pura. Esto lo asumimos pues distintas inversiones muestran que el ángulo de deslizamiento varía poco en torno a los 90° , y eso se traduce en que la contribución del movimiento horizontal a la condición inicial es despreciable comparada con la del movimiento vertical.

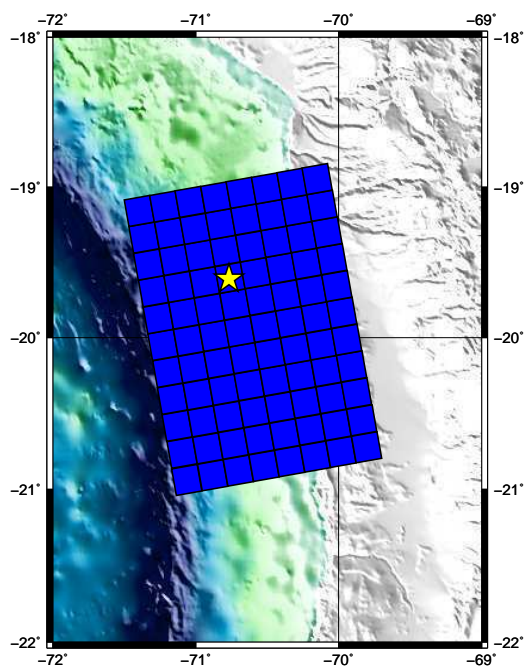


Figura 4.1: Modelo del plano de falla rectangular discretizado que se usará para la inversión. La estrella representa el epicentro del terremoto de Iquique magnitud M_w 8.2

Como se muestra en la figura 4.1, el plano de falla es dividido en una serie de subfallas, cada una de ellas cuadrada de dimensiones 20×20 [km^2]. Esto significa que, teniendo en cuenta el tamaño total de la falla rectangular, este modelo de fuente cuenta con 88 subfallas, 11 a lo largo del rumbo y 8 a lo largo del manteo. Haciendo uso de los principios de superposición y linealidad, cada una de estas subfallas se trata de forma independiente como si fuera un evento sísmico tsunamigénico particular; la condición inicial para la propagación del tsunami asociado a cada uno de estos pequeños eventos será la deformación calculada en el fondo oceánico. Con esto se obtienen formas de onda sintéticas en todas las estaciones de registro, para cada una de las subfallas. Con tal de que estas formas de onda calculadas correspondan a las funciones de Green, se impone un deslizamiento unitario y uniforme, es decir, de amplitud igual a 1 m, en cada subfalla.

Cabe también mencionar que el plano de falla para este estudio se ubica y orienta de la forma mostrada en la figura 4.1 y abarca la zona de ruptura principal en torno al epicentro y además es consistente con la geometría del plano de ruptura para distintos modelos de distribución de deslizamiento obtenidos como resultados de inversiones, usando datos tanto de tsunami como de ondas sísmicas (e.g. Yagi et al., 2014). En general, los investigadores coinciden con una mayor concentración de deslizamiento ubicada al sureste del epicentro, tal como muestran los distintos modelos de deslizamiento cosísmico publicados por distintos grupos y presentados en la figura 4.2.

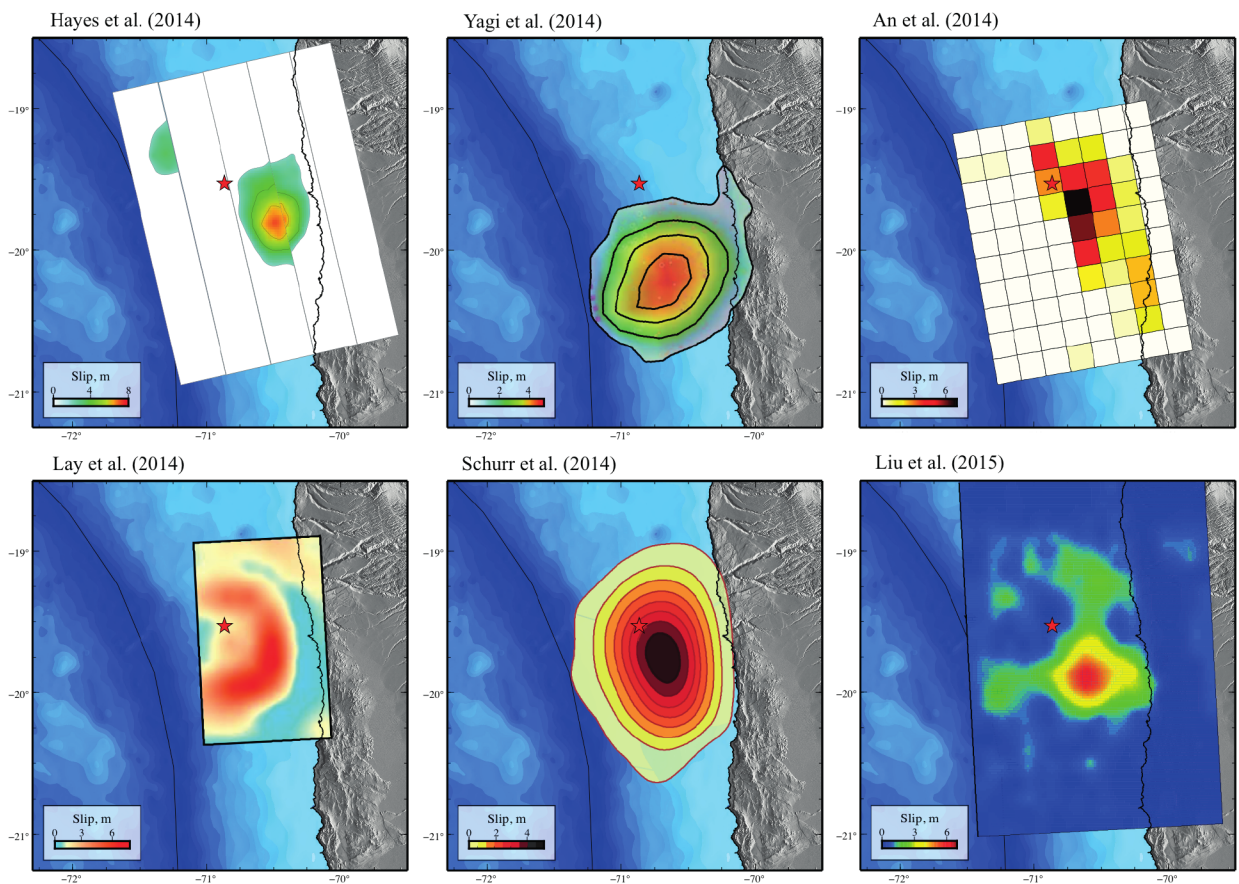


Figura 4.2: Modelos de distribución de desplazamiento cosísmicos obtenidos como resultado de inversiones para el terremoto del 1 de Abril de 2014 obtenidos por diversos autores. La estrella representa la ubicación del hipocentro y los autores están detallados en la parte superior izquierda.

La condición inicial para la propagación del tsunami es la deformación vertical del fondo oceánico y se calcula utilizando las fórmulas de Okada, en donde además de los parámetros ya mencionados se usa un valor de rigidez $\mu=55$ GPa, acorde al modelo de velocidades utilizado

por Delouis (2007), el cual se detalla en la tabla 4.1.

Espesor (km)	V_p (km/s)	V_s (km/s)	ρ (gr/cm ³)
5.00	5.80	3.49	2.65
5.00	6.10	3.68	2.70
10.00	6.60	3.98	2.90
20.00	7.10	4.28	3.10
30.00	7.50	4.52	3.20
150.00	8.00	4.82	3.30

Tabla 4.1: Modelo 1D de estructura de velocidades usado para el norte de Chile (Delouis et al., 2007)

Este modelo de velocidades 1D es consistente con estudios de propagación de ondas sísmicas en el norte de Chile, muestra valores para la velocidad de propagación de las ondas P y S así como un valor de densidad de la roca suponiendo que la litósfera está compuesta por un modelo de capas estratificadas. A partir de estos valores, se calcula un valor de μ y λ para cada una de las capas, usando las ecuaciones de velocidad de onda sísmica,

$$V_p = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}} \quad (4.1)$$

$$V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad (4.2)$$

luego, tomando cada uno de esos valores de rigidez por capa se hace un promedio ponderado por los respectivos espesores, se obtiene un valor promedio para usar en un semi-espacio equivalente.

Teniendo todos los parámetros del problema bien definidos, se procede a calcular numéricamente las formas de onda o funciones de Green de tsunami basados en la teoría "*shallow-water*" o de agua poco profunda lineal. Posteriormente, las formas de onda observadas en cada estación se expresan como una superposición de las formas de onda calculadas para cada una de las subfallas.

A modo de ejemplo, la figura 4.3 muestra la deformación vertical asociada a una subfalla con deslizamiento uniforme unitario, la cual se usa como condición inicial para propagar el tsunami. Las amplitudes de la elevación de la superficie del océano debido al tsunami se grafican en las figuras 4.4 y 4.5 para el caso de los mareógrafos y de las boyas DART respectivamente.

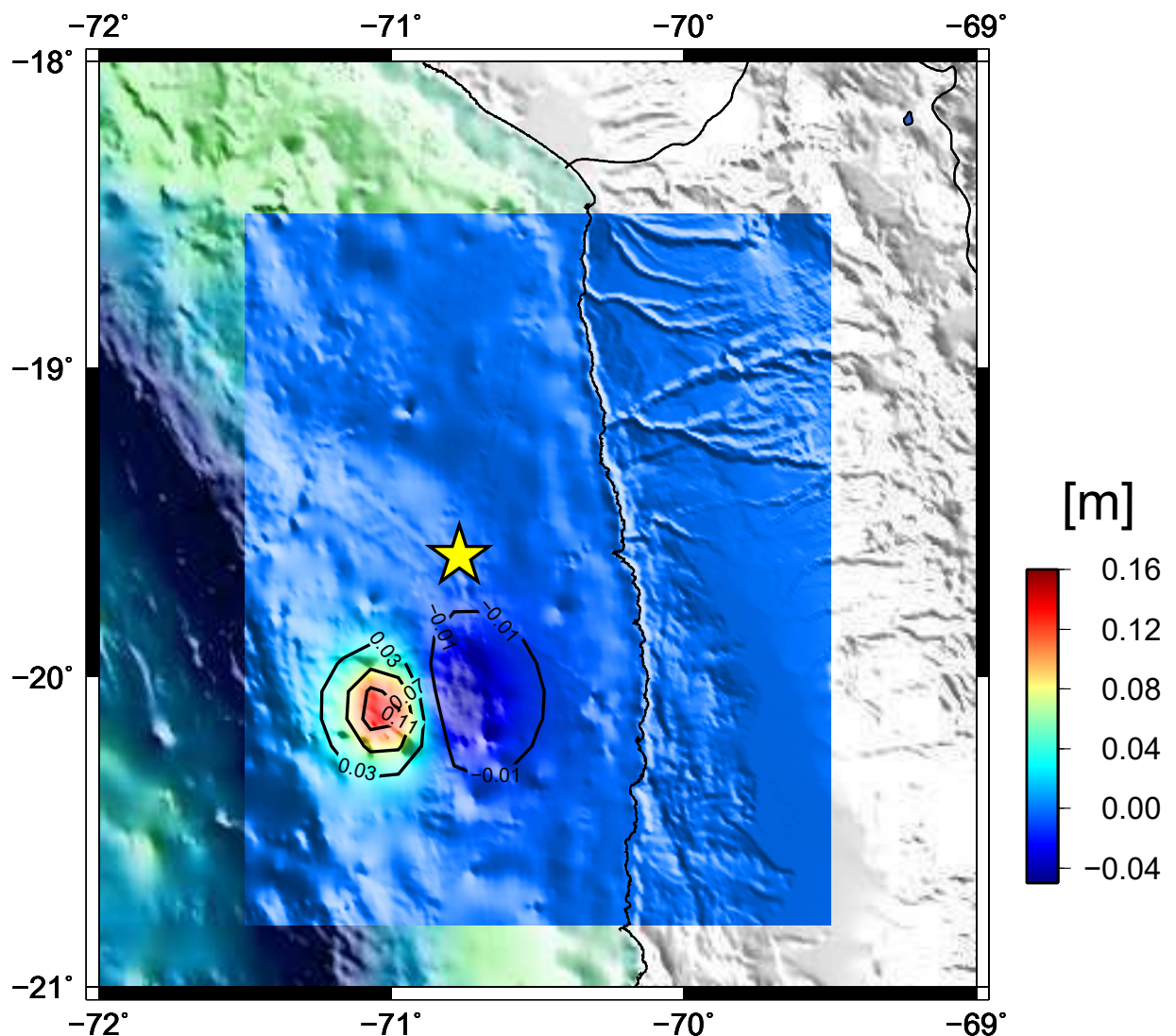


Figura 4.3: Ejemplo de deformación vertical generada por una de las subfallas.

Registros sintéticos en Mareografos

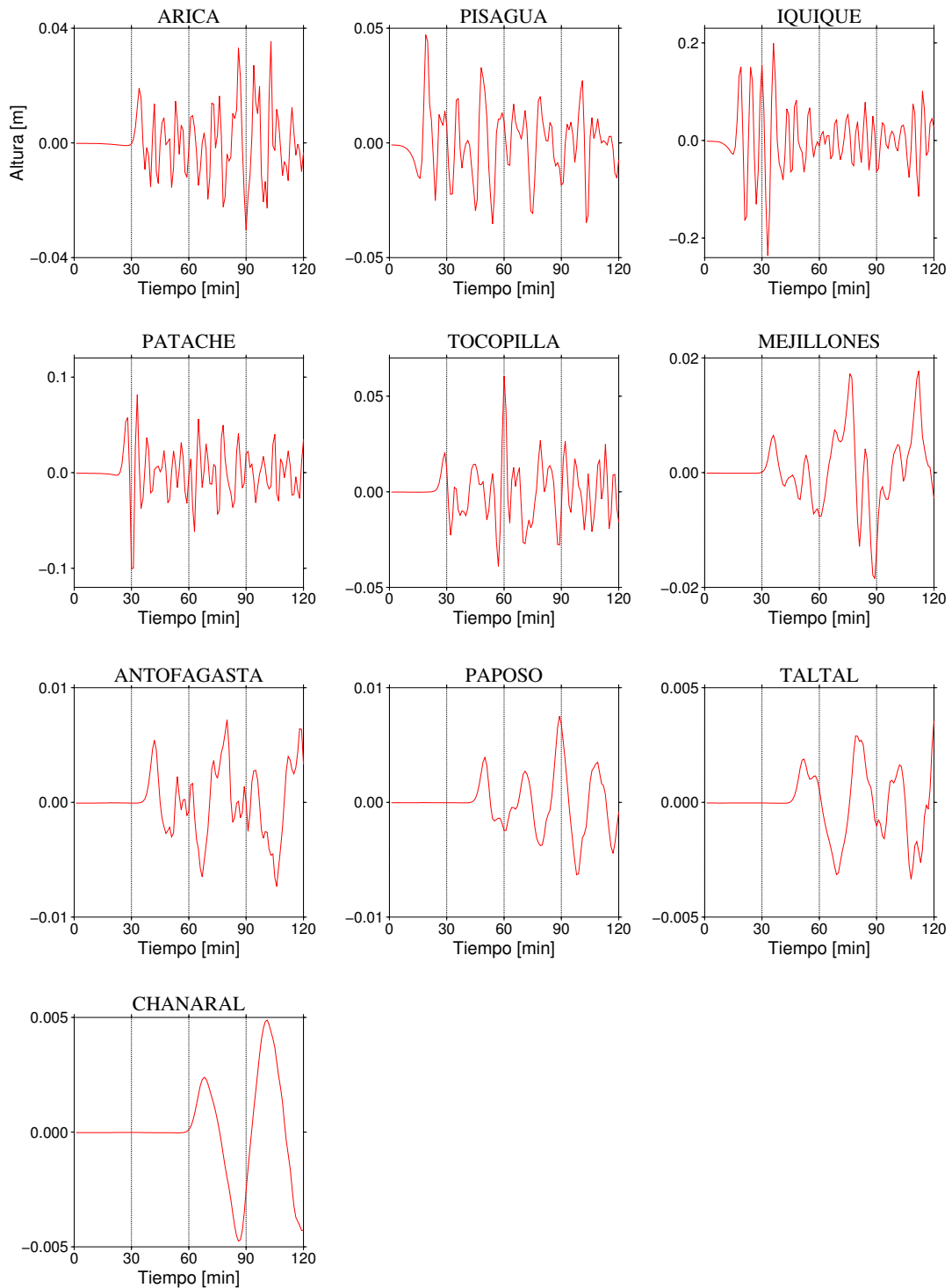


Figura 4.4: Registros sintéticos de la elevación del agua calculados numéricamente en los 10 mareógrafos generados por una de las subfallas.

Registros sintéticos en boyas DART

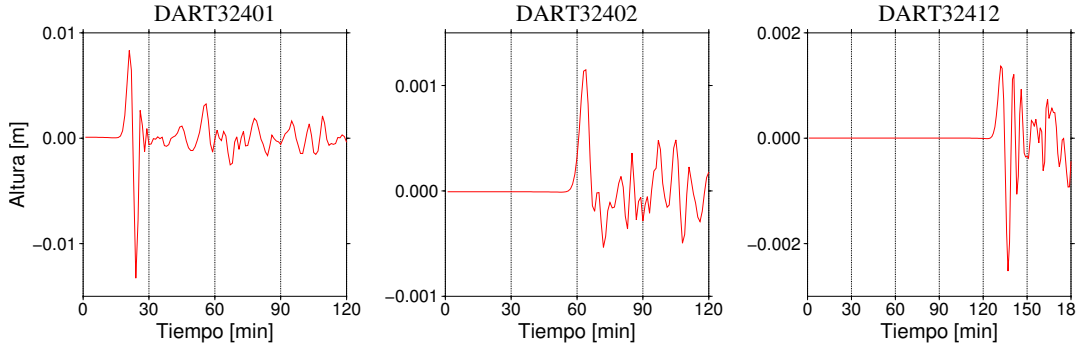


Figura 4.5: Registros sintéticos de la elevación del agua calculados en las 3 boyas DART generados por una de las subfallas.

4.3. Teoría Shallow-Water o de agua poco profunda

La teoría *shallow-water wave equation* corresponde a un sistema de ecuaciones hiperbólicas en derivadas parciales provenientes de las ecuaciones de conservación de masa y conservación de momentum lineal (ecuaciones de Navier-Stokes) para fluidos, las cuales se mantienen válidas incluso cuando los supuestos de aguas poco profundas (*shallow-water*) se violan, como por ejemplo a través de un salto hidráulico. Para el caso particular del estudio de tsunamis locales, despreciamos los efectos de la fuerza de Coriolis, fricción y viscosidad, obteniendo el siguiente sistema de ecuaciones:

$$\frac{\partial H}{\partial t} + \frac{\partial(Hu)}{\partial x} + \frac{\partial(Hv)}{\partial y} = 0 \quad (4.3)$$

$$\frac{\partial(Hu)}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(Hu^2 + \frac{1}{2}gH^2 \right) + \frac{\partial(Huv)}{\partial y} = 0 \quad (4.4)$$

$$\frac{\partial(Hv)}{\partial t} + \frac{\partial(Huv)}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial y} \left(Hv^2 + \frac{1}{2}gH^2 \right) = 0 \quad (4.5)$$

donde H es la altura total de la columna del fluido, u es la velocidad en la dirección x o velocidad zonal, v es la velocidad en la dirección y o velocidad meridional y g es la aceleración de gravedad. Tanto H como u y v son dependientes de (x, y, t) . Los términos cuadráticos en u y v , que representan el efecto de advección, en la práctica pueden ser despreciados puesto que

son pequeños en comparación a los otros términos. Esto se conoce como balance geostrófico. En el caso particular de este estudio, cuando la amplitud de un tsunami es pequeña comparada con la profundidad del agua, el término advectivo puede ser despreciado por lo que la ecuación de movimiento se simplifica. Luego, expandiendo las derivadas parciales y utilizando la regla del producto se obtiene:

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + g \frac{\partial \eta}{\partial x} = 0 \quad (4.6)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + g \frac{\partial \eta}{\partial y} = 0 \quad (4.7)$$

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(u(\eta + h) \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(v(\eta + h) \right) = 0 \quad (4.8)$$

Donde en este nuevo sistema aparece la variable η , que es la función que describe la variación de la elevación del agua con respecto a su nivel inicial, y h , que representa la batimetría. Estas variables están esquematizadas en la figura 4.6, en donde η_B representa el cambio en la elevación del fondo marino debido al proceso de deformación, producto de un terremoto por ejemplo.

Dado que la batimetría es un parámetro relativamente bien conocido, los efectos de propagación pueden ser evaluados de forma más precisa que con ondas sísmicas en términos de cálculo numérico. Las formas de onda de tsunami se han calculado numéricamente usando una batimetría real obtenida del sitio web de GEBCO.

Las magnitudes de los terremotos que se busca estudiar en este trabajo son superiores a 7, pues para estos eventos se obtienen registros claros de tsunamis. Para ejemplificar: el largo de falla para terremotos de magnitud 8 es típicamente de 150 km o más, por lo tanto, la longitud de onda del tsunami generado por dichos terremotos es generalmente mucho mayor que la profundidad del agua, que en promedio en el mundo y mar abierto es del orden de los 5 kilómetros, por lo que la teoría shallow-water, para longitudes de onda larga, es apropiada para calcular la propagación del tsunami. La velocidad de propagación de un tsunami depende sólo de la profundidad del agua siempre y cuando se considere como un fenómeno lineal con longitud de onda larga, y esta linealidad se mantiene excepto para las regiones poco profundas cercanas a la costa. La inversión es mucho más simple para problemas lineales debido al principio de superposición, y es

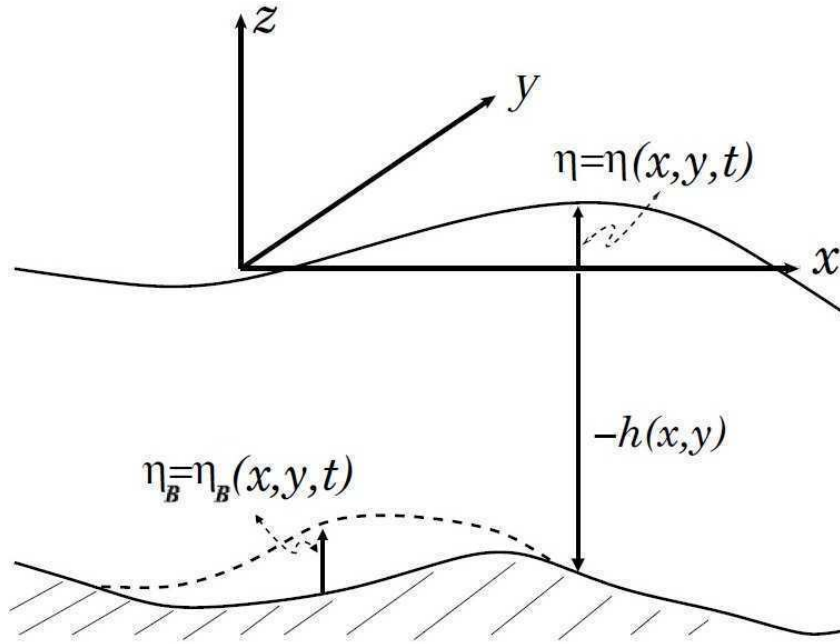


Figura 4.6: Esquema de la elevación de la superficie libre η y del fondo marino η_B junto con el espesor de la columna de agua.

en este principio en el cual se basa Satake (1987) para proponer el sistema matricial a invertir.

La velocidad de fase c de una pequeña amplitud o de una onda de gravedad lineal está dada por (e.g., Lamb, 1932),

$$c = \sqrt{g/k \cdot \tanh(kD)} = \sqrt{g\lambda/2\pi \cdot \tanh(2\pi D/\lambda)} \quad (4.9)$$

donde g es la aceleración de gravedad, k es el número de onda, D es la profundidad del agua, y λ es la longitud de onda.

Si la profundidad del agua es baja, o $2\pi D/\lambda$ es pequeño, la función $y = \tanh(x)$ es cercana a $y = x$. En este caso, la velocidad se asemeja a \sqrt{gD} , que corresponde a una aproximación de onda larga. Es claro que la velocidad depende únicamente de la profundidad del agua y la aceleración de gravedad, que se asume constante. Esta aproximación es válida para valores pequeños de D/λ . Por otro lado, la función $\tanh(x)$ se vuelve casi unitaria si D/λ es mayor que 0.3. En este caso, la velocidad de fase está dada por $\sqrt{g\lambda/2\pi}$ que corresponde a una aproximación de onda corta. Ya que esta onda muestra un carácter dispersivo, su análisis debe ser totalmente diferente. Haciendo un ensayo numérico, se puede ver que si $D/\lambda = 0,1$ el error asociado con la aproximación de onda larga es menor a 0.07 % y menor a 0.01 % si $D/\lambda = 0,05$. Esto significa que cuando la longitud de onda del tsunami es al menos 10 veces la profundidad del agua, el error es del 7 %, y cuando la razón es de 20, el

error es menor al 1 %. Lo descrito anteriormente se representa de forma gráfica en la figura 4.7.

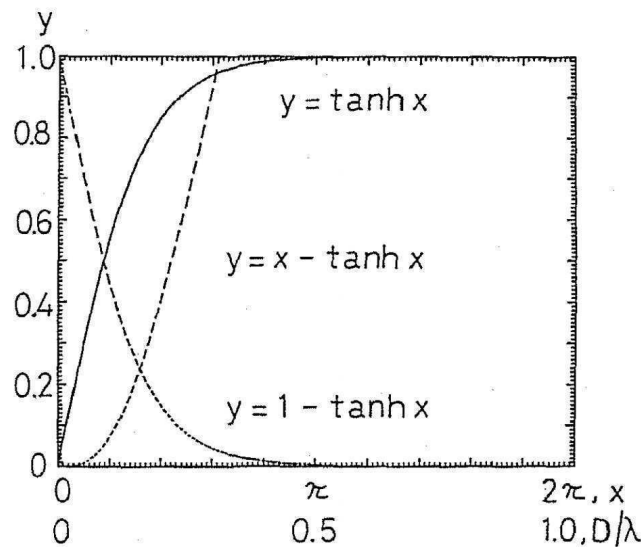


Figura 4.7: Gráfico para la función $y = \tanh(x)$ (línea continua) y los errores asociados cuando esta función se aproxima a x y a 1 (líneas segmentadas). También se muestra la escala para D/λ , donde D es la profundidad del agua y λ es la longitud de onda del tsunami (Satake, 1987).

Las dimensiones de las fallas para los terremotos de nuestro interés son de varias decenas e incluso centenas de kilómetros, y la profundidad del océano en el entorno de la fuente sísmica es como máximo unos pocos kilómetros. Por lo tanto, según el gráfico, la aproximación de onda larga es válida en el presente estudio y el error asociado es mucho menor al 10 %, lo cual se considera despreciable. Sin embargo, debe tenerse en cuenta que los tsunamis generados por pequeños terremotos en océanos poco profundos deben ser tratados como ondas cortas.

Con esto, es claro que la teoría "*shallow-water*" o de agua poco profunda limita el tipo de distribución de deslizamiento que puede ser usada para generar el tsunami a aquella que no genera cambios con longitud de onda corta en la batimetría. Para esto se deben utilizar tamaños grandes para las dimensiones de las subfallas en comparación a la discretización de la batimetría.

En su trabajo, Satake (1987) muestra a través de ensayos numéricos que el tamaño de cada subfalla debe ser al menos 8 veces el sampleo de la grilla de batimetría, para evitar efectos de aliasing y dispersión numérica, es decir, artefactos numéricos en las formas de onda obtenidas.

Alford et al. (1974) estudió la dispersión numérica y mostró que la velocidad de fase en cálculo numérico, c_p , está dada por

$$c_p = c \cdot G/p\pi \cdot \sin^{-1}(p \cdot \sin \pi/G) \quad (4.10)$$

donde G es el número de grillas en una longitud de onda, p es un parámetro determinado por el tamaño espacial de la grilla y el paso temporal de los cálculos. Para satisfacer una condición de estabilidad, p debe ser menor a $1/\sqrt{2}$, y el mayor valor posible se corresponde con un cálculo eficiente. Cuando una longitud de onda se divide en 8 grillas, el error relativo de c_p es menor al 2%. Imamura & Goto (1986) analizaron el error de truncamiento del método de diferencias finitas en tsunamis, combinando el aliasing y la dispersión numérica. Ellos mostraron que el error es mayor para componentes de longitud de onda más cortas. Dado que la batimetría utilizada en esta tesis tiene una resolución de 30 segundos de arco y el tamaño de las subfallas se escoge de 20×20 [km^2], el error es inferior al 1%. Con esto se espera obtener una buena resolución para el deslizamiento en el modelo de falla y con un número adecuado de subfallas que no haga poco razonable el tiempo total de cálculo.

Teniendo esta descripción del modelo, su validación y los parámetros bien definidos, se utilizan los algoritmos para calcular las funciones de Green del tsunami con propagación no-hidrostática lineal y llevarlas a un sistema matricial lineal para resolverlo mediante una inversión por mínimos cuadrados no negativos.

4.4. Sistema matricial para la inversión

Acorde al planteamiento propuesto por Satake (1987), y una vez obtenidas las formas de onda sintéticas de cada subfalla o sub-evento en todas las estaciones a utilizar, se llevan estas junto con los registros a un sistema matricial lineal que puede ser invertido para obtener una distribución de deslizamiento sobre un plano de falla discretizado.

El sistema matricial según notación indicial puede expresarse como,

$$A_{ij}(t) \cdot x_j = b_i(t) \quad (4.11)$$

donde $A_{ij}(t)$ es la función de Green en la i -ésima estación para la j -ésima subfalla, x_j es el deslizamiento en la j -ésima subfalla, y $b_i(t)$ es el registro en la i -ésima estación. Esta ecuación corresponde a un sistema de ecuaciones lineales simultáneas y la solución x_j puede ser invertida a través del método de mínimos cuadrados no negativos (Lawson & Hanson, 1974), esto para imponer la condición de positividad sobre el deslizamiento, pues

un deslizamiento negativo es inconsistente con el mecanismo asumido para el evento. La figura 4.8 esquematiza el orden del sistema matricial, y como se ordenan los m segmentos o subfallas versus la matriz con las funciones de Green respectivas y en el vector de datos.

$$\begin{array}{c}
 \left[\begin{array}{c}
 \text{formas de onda} \\
 \text{calculadas} \\
 \text{en la estación 1} \\
 \left. \begin{array}{c}
 A_{11}(t_1) \quad A_{12}(t_1) \quad \cdot \quad \cdot \quad A_{1m}(t_1) \\
 A_{11}(t_2) \quad A_{12}(t_2) \quad \cdot \quad \cdot \quad A_{1m}(t_2) \\
 \cdot \quad \cdot \quad \cdot \quad \cdot \quad \cdot \\
 \cdot \quad \cdot \quad \cdot \quad \cdot \quad \cdot \\
 \cdot \quad \cdot \quad \cdot \quad \cdot \quad \cdot \\
 \cdot \quad \cdot \quad \cdot \quad \cdot \quad \cdot \\
 \cdot \quad \cdot \quad \cdot \quad \cdot \quad \cdot
 \end{array} \right\} \\
 \text{formas de onda} \\
 \text{calculadas} \\
 \text{en la estación 2} \\
 \left. \begin{array}{c}
 A_{21}(t_1) \quad A_{22}(t_1) \quad \cdot \quad \cdot \quad A_{2m}(t_1) \\
 A_{21}(t_2) \quad A_{22}(t_2) \quad \cdot \quad \cdot \quad A_{2m}(t_2) \\
 \cdot \quad \cdot \quad \cdot \quad \cdot \quad \cdot \\
 \cdot \quad \cdot \quad \cdot \quad \cdot \quad \cdot \\
 \cdot \quad \cdot \quad \cdot \quad \cdot \quad \cdot \\
 \cdot \quad \cdot \quad \cdot \quad \cdot \quad \cdot \\
 \cdot \quad \cdot \quad \cdot \quad \cdot \quad \cdot
 \end{array} \right\} \\
 \text{formas de onda} \\
 \text{calculadas} \\
 \text{en la estación k} \\
 \left. \begin{array}{c}
 A_{k1}(t_1) \quad A_{k2}(t_1) \quad \cdot \quad \cdot \quad A_{km}(t_1) \\
 A_{k1}(t_2) \quad A_{k2}(t_2) \quad \cdot \quad \cdot \quad A_{km}(t_2) \\
 \cdot \quad \cdot \quad \cdot \quad \cdot \quad \cdot \\
 \cdot \quad \cdot \quad \cdot \quad \cdot \quad \cdot \\
 \cdot \quad \cdot \quad \cdot \quad \cdot \quad \cdot \\
 \cdot \quad \cdot \quad \cdot \quad \cdot \quad \cdot \\
 \cdot \quad \cdot \quad \cdot \quad \cdot \quad \cdot
 \end{array} \right\}
 \end{array} \right] \cdot \begin{array}{c}
 \left[\begin{array}{c}
 x_1 \\
 x_2 \\
 x_3 \\
 \cdot \\
 \cdot \\
 \cdot \\
 x_m
 \end{array} \right] \begin{array}{l}
 \text{deslizamiento segmento 1} \\
 \text{deslizamiento segmento 2} \\
 \\
 \\
 \\
 \text{deslizamiento segmento m}
 \end{array}
 \end{array} = \begin{array}{c}
 \left[\begin{array}{c}
 \text{formas de onda} \\
 \text{observadas} \\
 \text{en la estación 1} \\
 \left. \begin{array}{c}
 b_1(t_1) \\
 b_1(t_2) \\
 \cdot \\
 \cdot \\
 \cdot \\
 \cdot \\
 \cdot \\
 \cdot
 \end{array} \right\} \\
 \text{formas de onda} \\
 \text{observadas} \\
 \text{en la estación 2} \\
 \left. \begin{array}{c}
 b_2(t_1) \\
 b_2(t_2) \\
 \cdot \\
 \cdot \\
 \cdot \\
 \cdot \\
 \cdot \\
 \cdot
 \end{array} \right\} \\
 \text{formas de onda} \\
 \text{observadas} \\
 \text{en la estación k} \\
 \left. \begin{array}{c}
 b_k(t_1) \\
 b_k(t_2) \\
 \cdot \\
 \cdot \\
 \cdot \\
 \cdot \\
 \cdot \\
 \cdot
 \end{array} \right\}
 \end{array} \right]
 \end{array}$$

Figura 4.8: Sistema matricial para llevar a cabo la inversión de deslizamiento.

A este planteamiento se le introduce una variante adicional, que corresponde a un factor regularizador sobre la inversión. En este caso particular es una restricción de suavizamiento similar a la descrita por Baba (2003) que permite evitar inestabilidades, además de grandes y rápidas fluctuaciones poco realistas en la distribución de deslizamiento, y espectros de la deformación vertical del fondo marino con grandes amplitudes en longitudes de onda corta. La deformación vertical del fondo marino calculada para distribuciones de deslizamiento obtenidas a través de inversiones sin restricción de suavizamiento son inconsistentes con la teoría "shallow-water", es por esto que la introducción de una matriz de suavizamiento permitiría obtener resultados más fiables y realistas.

Acorde al trabajo de Baba (2003), se impone una restricción en la distribución espacial

de deslizamiento con la siguiente forma:

$$0 = x_{i-1,j} + x_{i+1,j} + x_{i,j-1} + x_{i,j+1} - 4x_{i,j} \quad (4.12)$$

donde $x_{i,j}$ es el deslizamiento en la ij -ésima subfalla, con i el índice según el rumbo y j según el manteo. Escrito en forma matricial,

$$0 = S x \quad (4.13)$$

donde S es una matriz que representa la restricción de suavizamiento y cuya forma depende del vector x . Esta nueva ecuación se puede introducir en la ecuación matricial anterior (ecuación 4.11), obteniéndose el nuevo sistema matricial a resolver,

$$\begin{pmatrix} d \\ 0 \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} A \\ \alpha S \end{pmatrix} x \quad (4.14)$$

donde α es el peso de la restricción de suavizamiento relativa a los datos observados. La correcta elección de este parámetro se discute posteriormente, ya que la solución obtenida ahora depende del valor de α escogido.

4.5. Selección de los datos a invertir

Puede parecer obvio que lo ideal es utilizar la mayor cantidad de datos posible para realizar la inversión, ya que la teoría estadística sugiere que cuando la cantidad de datos aumenta la variabilidad en los parámetros de ajuste tiende a disminuir, llevando a una mejor estimación. El caso es que, acorde a lo discutido por Percival et al. (2011), se utilizan sólo los registros de boyas DART para realizar la inversión, y existen al menos dos razones para trabajar con cantidades más pequeñas de datos en lugar del registro completo.

Lo primero es que, en el contexto de las alertas tempranas de tsunami a localidades costeras, los resultados se deben obtener rápidamente, sin desperdicio alguno de tiempo. Lo ideal es contar con un método capaz de usar únicamente datos registrados por boyas cercanas a la zona de ruptura. Si la ola arriba a una localidad y es registrada por un mareógrafo, significa que la inversión y por lo tanto la emisión de la alerta fue fallida. Por otro lado, la evidencia empírica muestra que los modelos de fuente y los registros de tsunami no se ajustan bien ni de la misma forma a través del tiempo. La calidad del ajuste se vuelve dependiente del tiempo, sugiriendo que debemos enfocarnos en segmentos particulares de los registros si queremos ajustar bien los datos con nuestro modelo.

Percival et al. (2011) describe el ajuste de las formas de onda registradas y del modelo con un factor llamado α . Su algoritmo de inversión estima α mediante un procedimiento de mínimos cuadrados, al igual que en este trabajo.

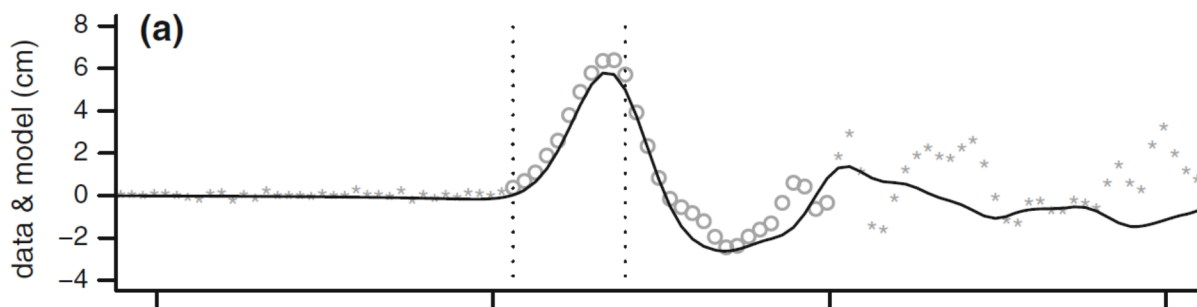


Figura 4.9: Datos del tsunami del 15 de Noviembre de 2006, en Islas Kuriles, Boya DART 21414. Los círculos y asteriscos representan al registro, donde los primeros corresponden a la primera ola completa u ola líder, y los segundos al resto del registro. La línea continua es el ajuste obtenido por Percival con su modelo. Tomado de Percival et al. (2011).

De acuerdo a Percival et al. (2011), a través de la observación de los registros en las boyas, se puede determinar el inicio del registro del evento propiamente tal, indicado en la figura 4.9 con una línea vertical segmentada en el lado izquierdo.

Los datos aumentan en amplitud monótonamente por un momento, y luego empiezan a decrecer. La línea segmentada de la derecha marca el tiempo justo después de la cresta de la primera ola del tsunami (es decir, justo después del punto llamado "*quarter-wave*", o cuarto de ola). Esta misma tendencia se observa en los 3 registros de boyas DART para el evento del 1 de Abril de 2014 en el norte de Chile mostrados en la figura 4.10.

Percival demostró que a medida que se agregan nuevos datos, o muestras de la elevación del agua, al algoritmo de inversión, los cambios en el valor del parámetro de ajuste α se vuelven cada vez menores, indicando que, a partir de cierto punto, añadir más datos (en este caso muestras de un mismo registro) no genera cambios en el valor del ajuste.

Registros boyas DART 1 de Abril de 2014

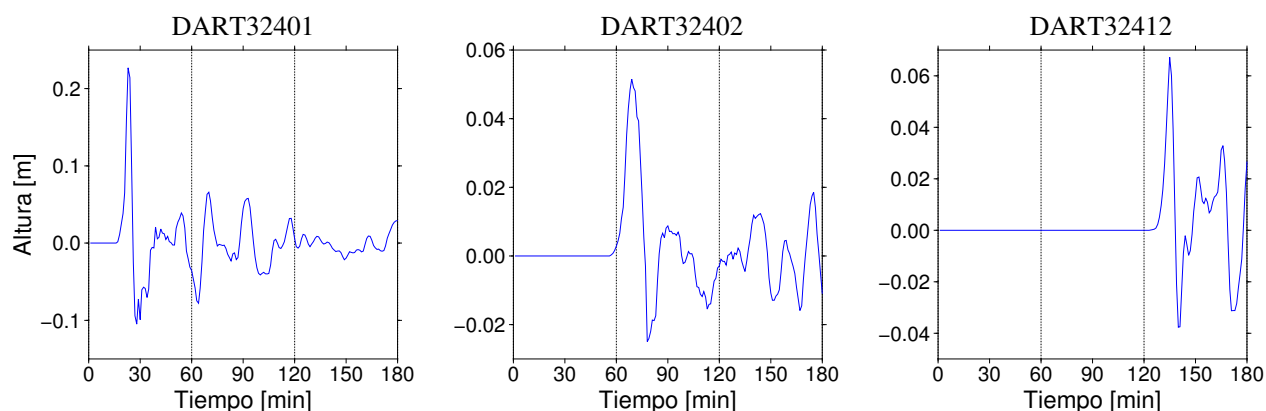


Figura 4.10: Registros de boyas DART para el tsunami asociado al terremoto de Iquique, 2014. El tiempo de origen corresponde al inicio del evento.

La forma óptima para realizar la inversión es incluir los datos de la forma de onda que se corresponden con la primera ola completa, determinada mediante un análisis visual de las formas de onda, como se denota con círculos en la figura 4.9. El uso de esta primera ola completa para la inversión permite obtener una estimación de la fuente que no difiere de lo obtenido al utilizar un mayor número de datos. Percival et al. (2011) incluso mostró que los datos y el modelo dejan de coincidir sustancialmente más allá de ese punto; es decir, el poder explicativo del modelo disminuye cuando se utiliza en la inversión más datos que la primera ola completa observada en la boya. Siguiendo lo propuesto por Percival et al. (2011), la figura 4.11 muestra la ventana de tiempo usada para cada uno de los registros de las boyas DART.

Registros de boyas DART a utilizarse en la inversión

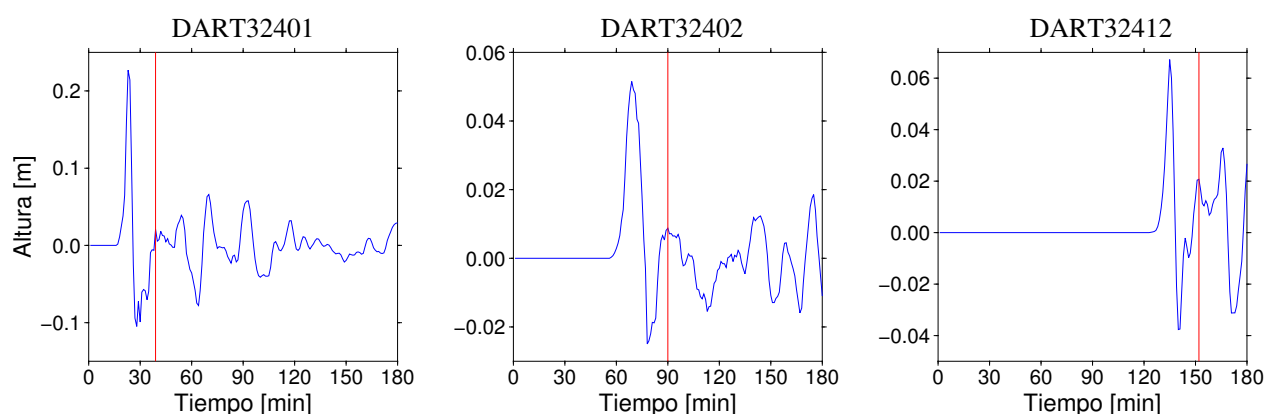


Figura 4.11: Registros de boyas DART a utilizar en la inversión. La línea roja indica el final de la serie de tiempo a utilizarse.

4.6. Elección del factor regularizador α

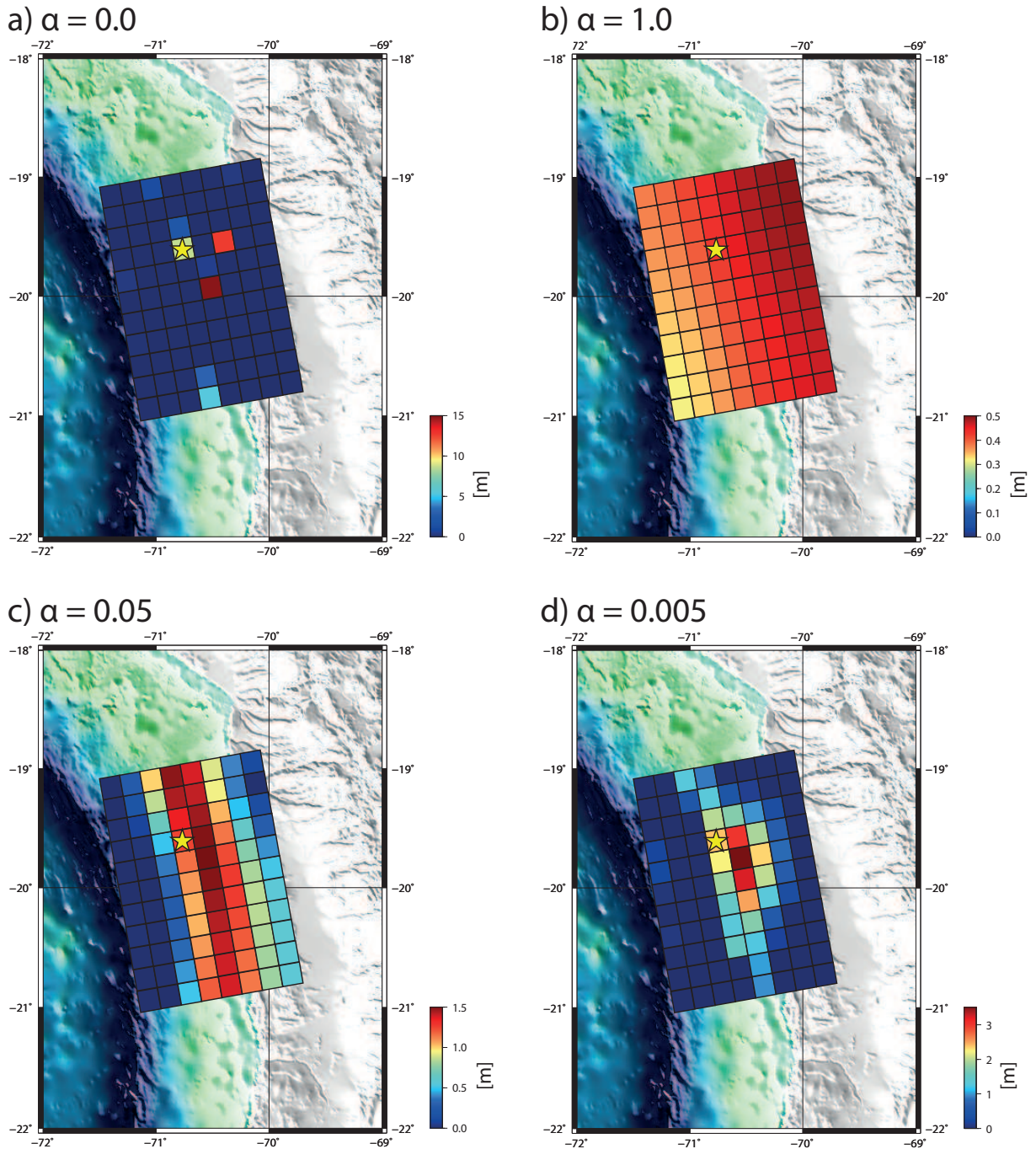


Figura 4.12: Distintas inversiones y solución de la distribución de desplazamiento cosísmico usando datos de tsunamis obtenidas para distintos valores del parámetro α .

Como se mencionó anteriormente, al incluir un término de regularización en la inversión, la elección del parámetro que controla el suavizamiento de la solución no es trivial. Así, tras implementar el sistema matricial con las funciones de Green calculadas, podemos ver que los resultados son muy sensibles al valor utilizado del parámetro α , que de cierto modo condiciona el peso del suavizamiento en la inversión. Como se aprecia en la figura 4.12, para un valor de $\alpha=0.0$, se tiene un modelo sin suavizar, en donde el deslizamiento se concentra prácticamente en un solo punto con una amplitud muy alta, y con una distribución espacial poco realista. Cuando se usa $\alpha=1.0$, se tiene un modelo con distribución de deslizamiento completamente suavizado. Los valores dentro de la región son muy similares en toda su extensión, representando un modelo poco realista. Se muestran además dos modelos adicionales, con valores de α de 0.05 y 0.005, en donde se puede ver el comportamiento de la distribución de deslizamiento al modificar el valor del parámetro en un orden de magnitud.

Es lógico preguntarse cuál es el valor correcto de α a utilizar, y bajo qué criterios se escoge. Algunos autores proponen criterios de elección un poco aleatorios y subjetivos; en este trabajo se busca una elección del parámetro más robusta, en donde se determine un único valor proveniente de un proceso formal y no de una elección subjetiva. En teoría de métodos inversos, existen muchos autores que proponen distintos criterios para la correcta elección de un factor de suavizamiento introducido como parte de un método de inversión, el problema para este caso particular es que muchos de ellos requieren de un número elevado de datos así como de estaciones de registro, contradictorio con este estudio, en el cual se utilizan los registros de sólo 3 boyas DART y con un número limitado de datos, pues la intención es obtener un resultado robusto en el menor tiempo posible.

En un trabajo del año 2001 titulado "The L-curve and its use in the numerical treatment of inverse problems", Hansen describe la "curva L", un gráfico en escala logarítmica tanto para el eje X como para el Y, en donde se muestra la norma de una solución regularizada versus la amplitud de su correspondiente norma residual. Hansen la describe como una herramienta gráfica muy conveniente para analizar la relación y compensación entre una solución regularizada y su ajuste con los datos a medida que un determinado parámetro de regularización varía (α en este caso). Resulta, por lo tanto, una gran ayuda para la correcta elección del parámetro.

El punto en donde se encuentra el α óptimo, denominado punto "esquina", es aquel en donde el gráfico de la curva L tiene su máxima curvatura (ver figura 4.13). La razón de esta elección es que la esquina teóricamente separa las partes planas y verticales de la curva donde la solución está dominada por errores de regularización y errores de perturbación,

respectivamente. Este método ha sido validado y aplicado satisfactoriamente en diversos problemas de inversión, incluidos particularmente problemas de geociencias.

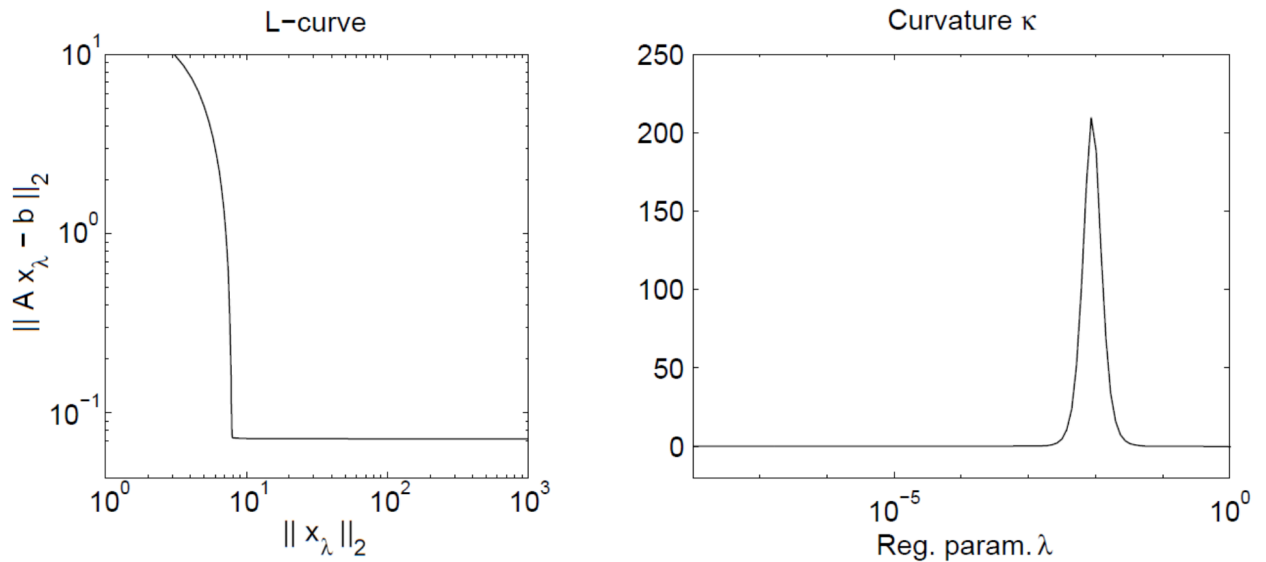


Figura 4.13: Ejemplo de curva L (izquierda) y su correspondiente curvatura (derecha) como función del parámetro λ de regularización. Tomado de Hansen (2011).

En este estudio se utiliza el criterio de la curva L para determinar el valor de α . El punto esquina se relaciona con un valor de $\alpha=0.00286$, valor que se utilizará para obtener el resultado final de la inversión. La figura 4.14 muestra la curva L obtenida para este estudio en donde se muestra el valor de α óptimo asociado al punto máximo de curvatura en la gráfica.

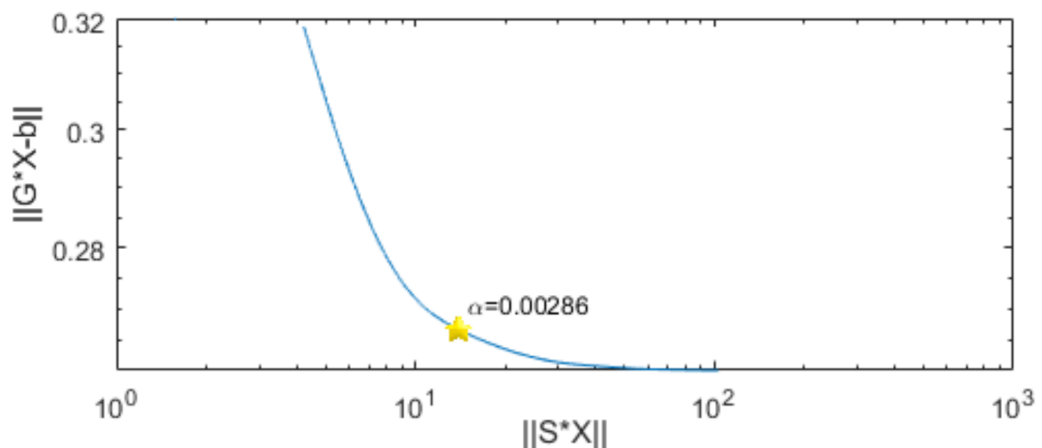


Figura 4.14: Curva L para la inversión de deslizamiento cosísmico del evento de Iquique, 1 de abril de 2014. La estrella destaca el punto de esquina y el valor correspondiente de α .

4.7. Resultado final de la inversión y discusión

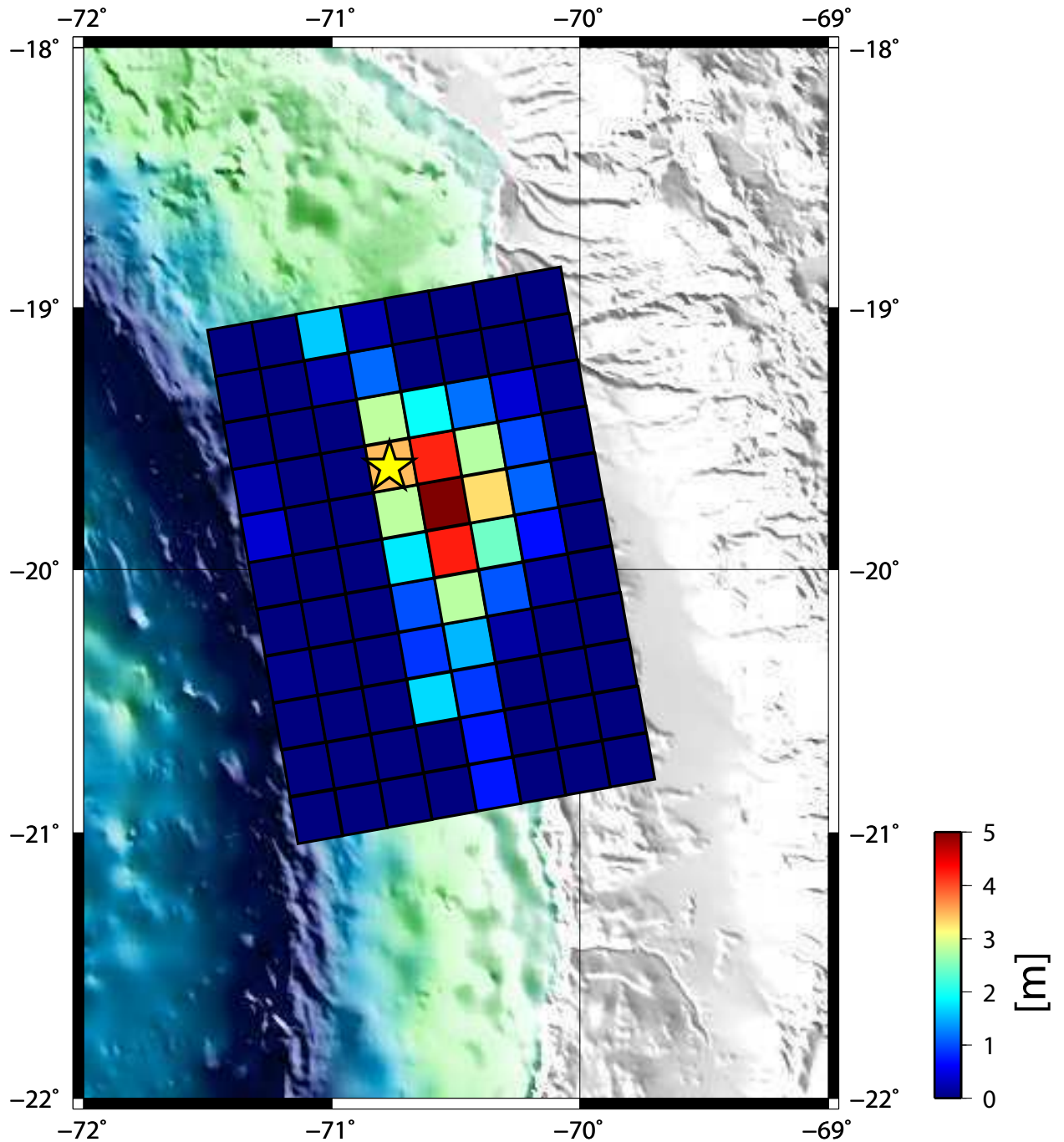


Figura 4.15: Resultado final de la inversión, utilizando los registros de las 3 boyas DART a invertir y el valor de α de 0.00286.

Usando el valor de α que se encontró y discutió en la sección anterior, se obtiene el modelo de fuente presentado en la figura 4.15 y su distribución de desplazamiento cosísmico.

Este modelo muestra consistencia con otros resultados de inversiones para el mismo evento, donde la mayor cantidad de deslizamiento se concentra al sureste del epicentro, con un valor máximo en torno a los 5 [m]. El deslizamiento decae en los alrededores del punto de mayor concentración de deslizamiento y tiene distribución preferentemente norte-sur. Se muestra también un gráfico de las formas de onda para visualizar el ajuste logrado en las boyas DART y los ajustes en los registros de mareógrafos usando el modelo encontrado, y un mapa de la deformación vertical de la corteza asociada, que se muestra en la figura 4.16.

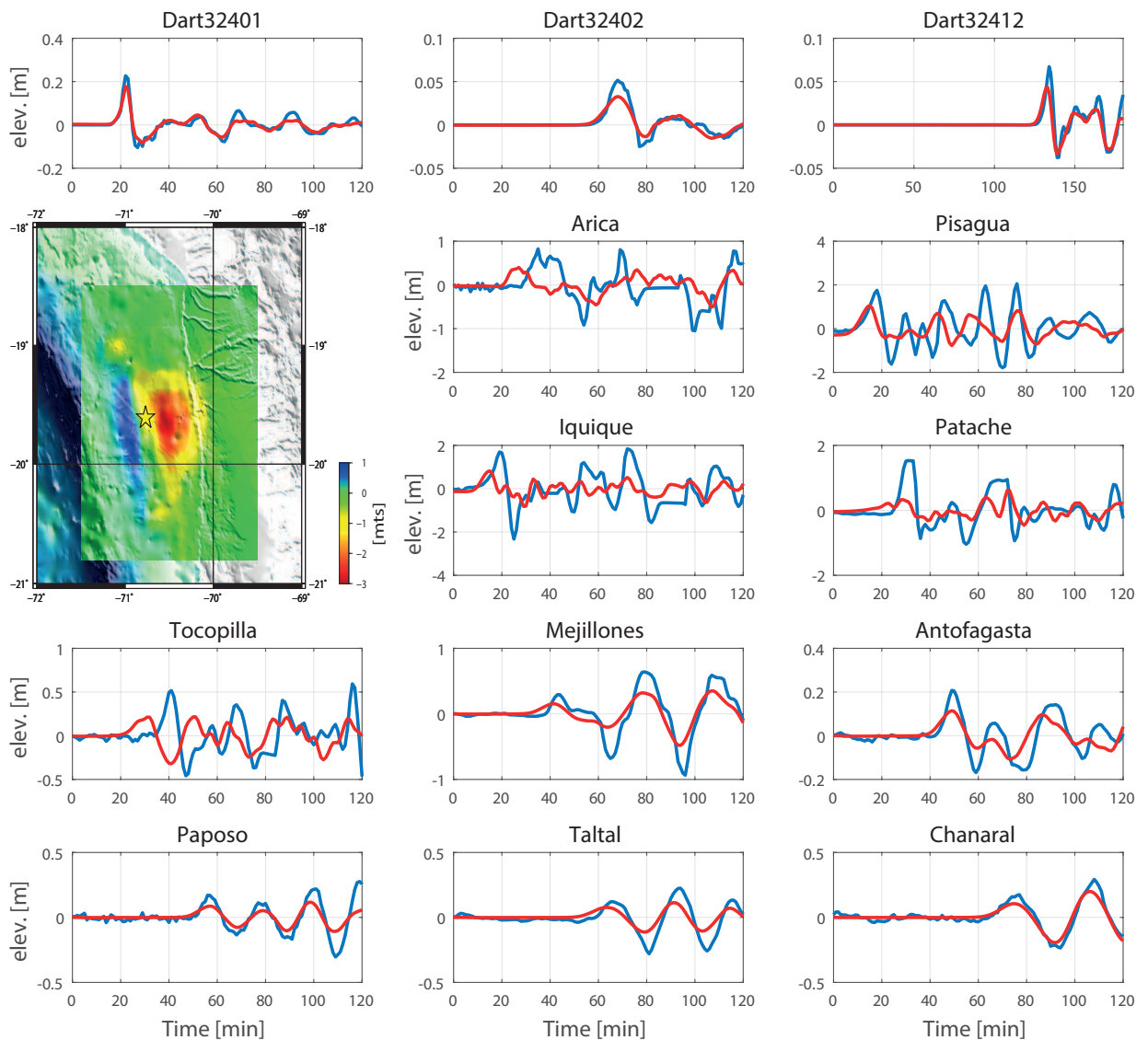


Figura 4.16: Ajuste de las formas de onda en todas las estaciones y mapa de la deformación vertical asociada al modelo obtenido de la inversión. Las líneas azules corresponden a los registros y las rojas al ajuste del modelo obtenido en la inversión.

Se puede ver que para las boyas DART, a pesar de que se usa sólo una pequeña fracción del registro para la inversión, se logra un muy buen ajuste para las 3 estaciones a lo largo de todo el registro. Para las estaciones de mareógrafos cercanas al epicentro y ubicadas cerca de la costa chilena el ajuste empeora, teniendo discordancias en una mayor cantidad de puntos, para ir mejorando y siendo cada vez mejor en la estaciones que se encuentran más al sur. La figura 4.17 muestra un mapa con las estaciones cercanas y el plano de falla utilizado, en donde se aprecia la ubicación de las estaciones en relación al plano de falla usado.

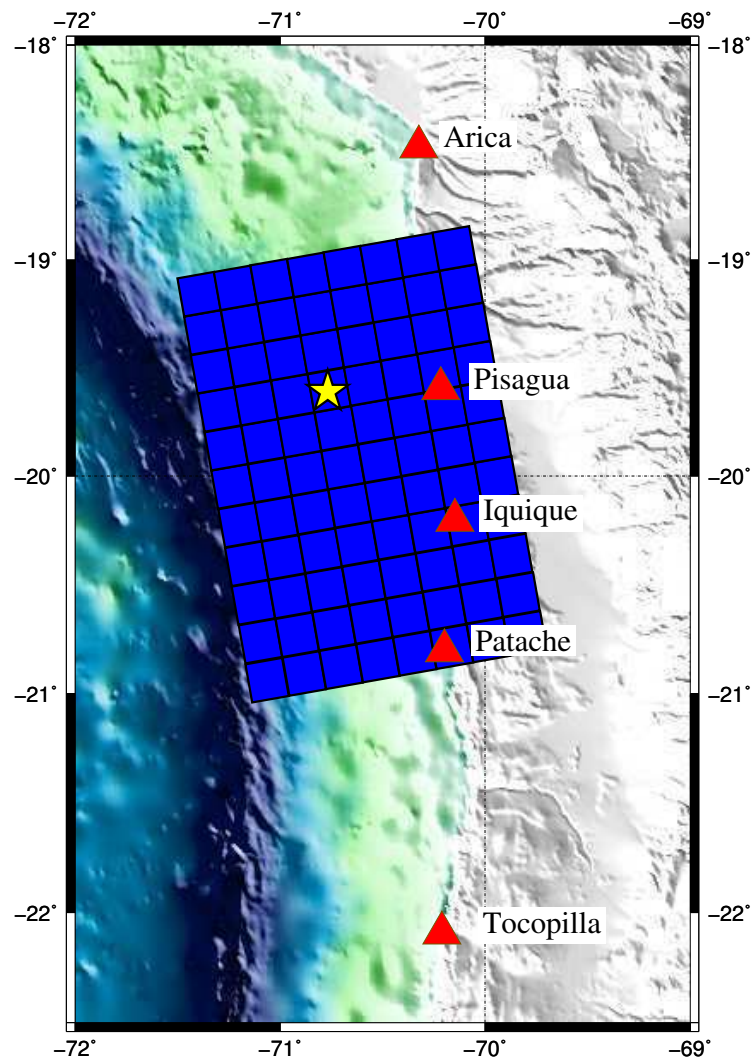


Figura 4.17: Posición de estaciones cercanas al plano de falla discreto usado para la inversión.

Se nota que las estaciones cercanas muestran un peor ajuste en comparación al ajuste en boyas DART. En general, existe coincidencia con fenómenos de alzamiento o subsidencia, pero la amplitud difiere y también el momento de ocurrencia de dichos fenómenos. Como se

discutió anteriormente, para las estaciones cercanas a la costa, la aproximación de onda larga tiene un mayor error, y por lo tanto los fenómenos de no linealidad prescindidos en la inversión tienen un mayor peso. Además, teniendo en cuenta que muchas de las estaciones se encuentran sobre el plano de falla utilizado, es decir, en general todas las mostradas en la figura 4.17 se encuentran muy cercanas a él, es posible que la suposición de la deformación ocurriendo en forma instantánea pierda validez para las formas de onda registradas, que podrían tener información superpuesta de distintos puntos dentro de la falla deformándose en instantes de tiempo cercanos, generando discordancia con lo que ocurriría si toda la deformación fuera conjunta en un solo instante de tiempo.

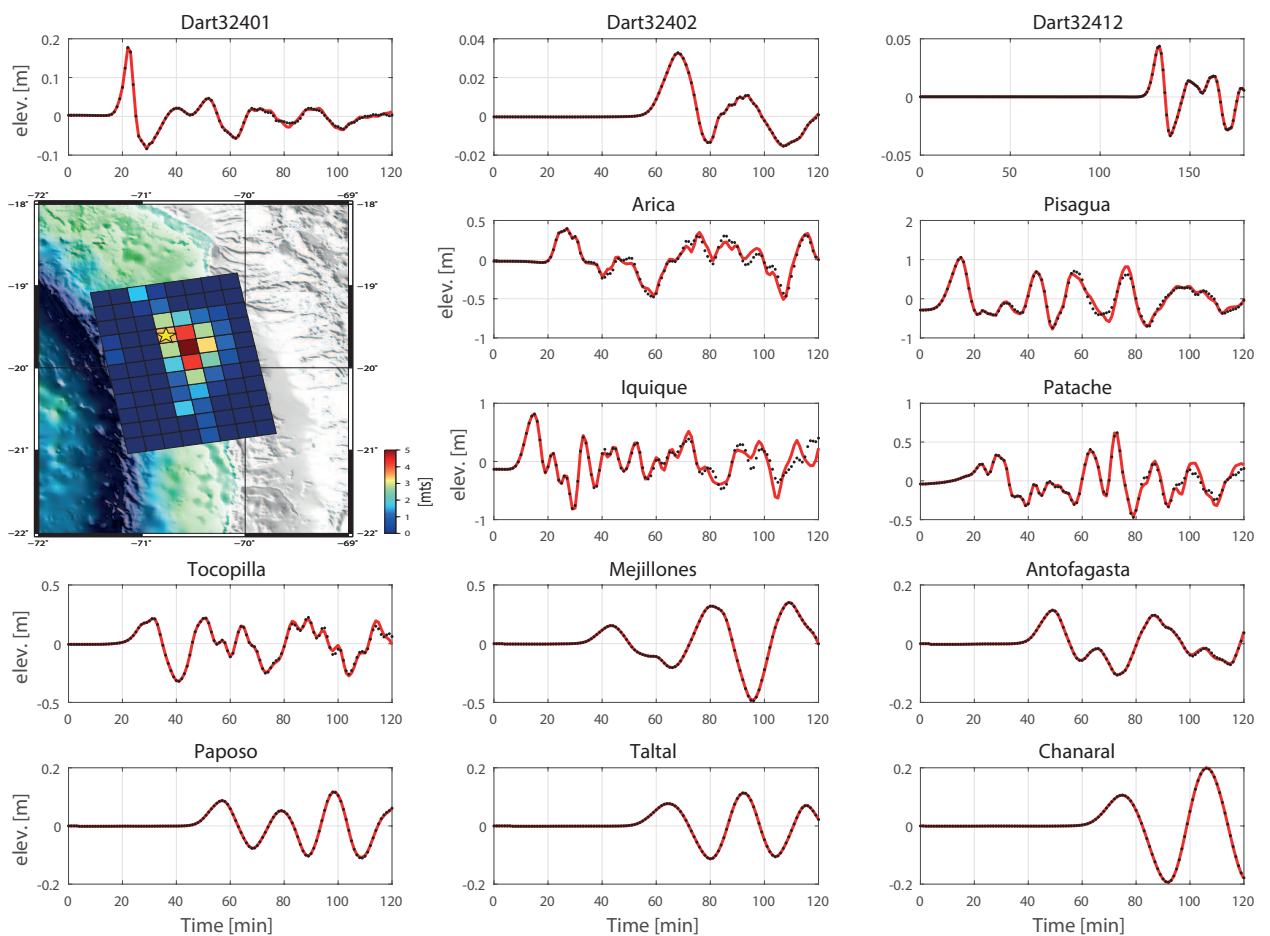


Figura 4.18: Comparación de formas de onda obtenidas por el sistema matricial lineal (línea continua de color rojo) y las obtenidas al utilizar el modelo de fuente producto de la inversión con el programa NEOWAVE, incluyendo no linealidad y dispersión (línea punteada negra).

Además, se ha comprobado que existen fenómenos de resonancia para tsunamis producto de la batimetría que generan que la amplitud de las olas se amplifique, y dado que algunas de

las estaciones están también sobre zonas que tienen una razonable amplitud de deformación podría estar ocurriendo dicho fenómeno. Además, en lugares cercanos a la costa, la resolución de la batimetría puede no ser representativa y esto puede generar errores en los modelos de propagación de tsunamis.

Otro tema importante a considerar con respecto a la resolución de la batimetría es un conflicto que ocurre entre los puntos de la grilla de GEBCO y la posición de los mareógrafos. Las coordenadas geográficas de las estaciones se obtienen de la web del I.O.C., y en varios casos, dichos puntos no correspondían a localizaciones en el mar dentro de la grilla de GEBCO. Esto significa que, dada su resolución, correspondían a puntos en tierra donde evidentemente no se puede registrar una variación del nivel del mar y no corresponden a puntos válidos al momento de hacer las modelaciones con NEOWAVE. Por consiguiente, fue necesario trasladar dichos puntos hacia al mar, lo que podría eventualmente añadir discordancias adicionales entre los datos sintéticos y los registros.

Finalmente, se muestra una comparación entre las formas de onda obtenidas usando el sistema matricial de la inversión con las funciones de Green calculadas y el modelo de fuente estimado para generar los registros sintéticos y las obtenidas usando el modelo de fuente con el programa NEOWAVE para el caso de una propagación no lineal y con dispersión (figura 4.18). Se puede ver que las líneas rojas y negras provenientes del sistema matricial y NEOWAVE respectivamente son prácticamente iguales, presentando leves diferencias, de todos modos casi imperceptibles, en las estaciones más cercanas.

Este último ejercicio nos permite también validar el uso de modelos de fuente sísmica y funciones de Green de tsunami calculadas usando propagación no-hidrostática lineal del tsunami. Dicho planteamiento permitiría, entre muchas otras cosas, poder obtener escenarios de inundación y run-up en distintas localidades para un evento cualquiera a través de una base de datos de funciones de Green de tsunamis, tal como se hace con bases de datos de sismogramas sintéticos, pero logrando una mejor aproximación a la realidad de los eventos en el océano y las costas, cosa que no logra realizarse de buena forma con datos sísmicos.

Capítulo 5

Escenarios de tsunami para el norte de Chile

5.1. Introducción

Diversas investigaciones han concluido que el norte de Chile es una zona que representa una laguna sísmica (Ruiz et al., 2014). Dicha zona se encuentra dentro de un reconocido margen convergente debido a la subducción de la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana a una velocidad de convergencia de entre 6.5 y 7.0 cm/año (e.g., Norabuena et al. 1999; Sella et al. 2002), donde históricamente se han registrado grandes terremotos con destructivos tsunamis asociados. En el año 1868, un gran evento de magnitud estimada M_w 8.8 (Comte & Pardo, 1991) azotó la zona sur de Perú y parte del norte de Chile. Posteriormente, en 1877, ocurrió el último gran evento del cual se tiene registro bibliográfico (Milne, 1880), que habría tenido una magnitud de momento sísmico M_w estimada de 8.9 (Kausel, 1986). También existen antecedentes bibliográficos que informan sobre la ocurrencia de dos grandes terremotos en los años 1543 y 1768 (Comte & Pardo 1991; Vargas et al. 2005). Dichos autores sugieren que los dos eventos sísmicos habrían fracturado prácticamente la misma superficie que el evento de 1877. Posterior a estos dos grandes eventos, no hay registros que indiquen la ocurrencia de algún otro mega-terremoto.

Según lo que muestran diversas investigaciones y resultados de inversiones de registros sísmicos y de tsunami, el evento del 1 de abril de 2014, estudiado en este trabajo de tesis, sólo rompió una pequeña zona de entre 150 y 200 [km] de largo en el centro de dicha laguna sísmica, que tendría una extensión de varios cientos de kilómetros. El deslizamiento cosísmico se ubicó principalmente entre 30 y 45 kilómetros de profundidad, y con una magnitud de momento sísmico entre M_w 8.1-8.2 según los cálculos de diversos autores (e.g., Hayes et al. 2014; Ruiz et al. 2014; Schurr et al. 2014; Lay et al. 2014; An et al. 2014). Varios modelos

de deslizamiento cosísmico indican que la mayor parte del movimiento ocurrió en la parte más profunda del contacto sismogénico, entre 30 y 55 km de profundidad (e.g., Hayes et al. 2014). Esto significa que la ruptura en la superficie de falla estaría varios kilómetros alejada de la fosa. Por lo tanto, aún existe energía acumulada tanto en los extremos norte y sur de la zona en la cual ocurrió el terremoto de Iquique, así como en la misma parte central; energía que eventualmente puede liberarse y dar lugar a eventos mucho mayores que el del 1 de Abril que generó un tsunami de carácter menor, con estimaciones de magnitud M_w mayor a 8.5 (Schurr et al. 2014).

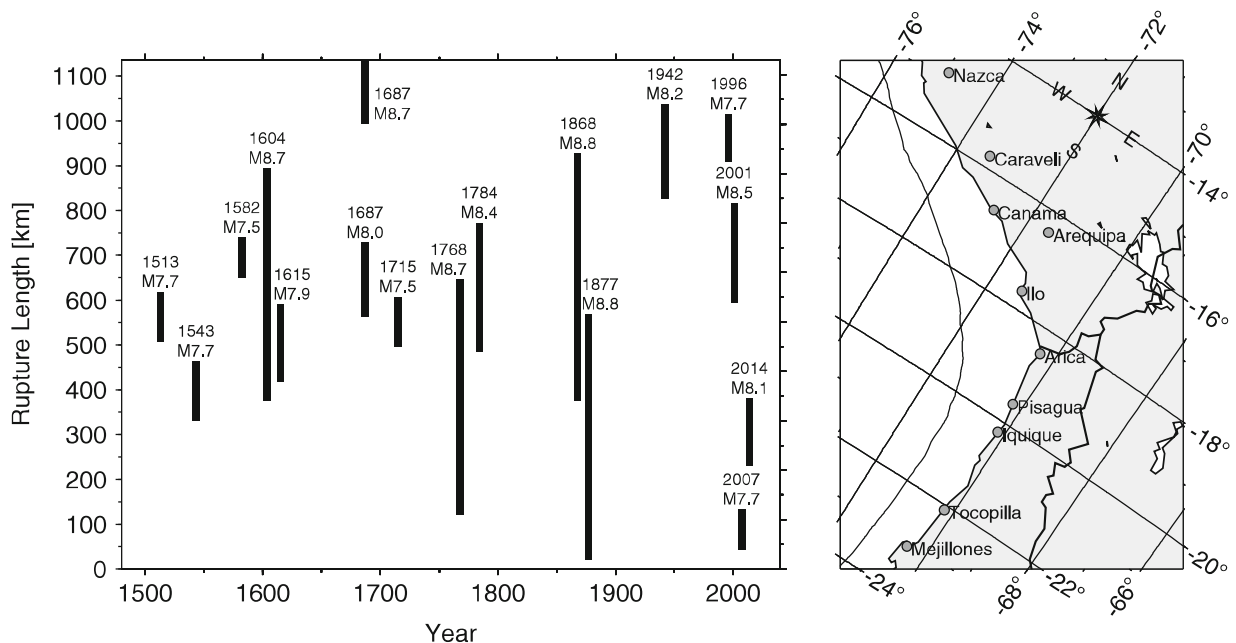


Figura 5.1: Mapa del norte de Chile y sur de Perú mostrando los largos de ruptura estimados y años de ocurrencia de mega-terremotos de subducción tanto reportados históricamente como instrumentalmente registrados (Ruiz et al. 2015).

En la figura 5.1 se muestran los terremotos que han ocurrido en la zona norte de Chile y sur de Perú desde el año 1500 a la fecha. En particular se muestran los largos de ruptura estimados de los terremotos de 1868 y 1877.

Remontándose más en el pasado, Vargas et al. (2005) infirió la ocurrencia de dos grandes terremotos de subducción en la zona norte de Chile a través de la utilización de técnicas sedimentológicas y geocronológicas de alta resolución para analizar una secuencia sedimentaria del Holoceno proveniente de la península de Mejillones. El primero de estos eventos habría ocurrido entre los años 1409 y 1449. Lamentablemente no existen

registros bibliográficos que permitan estimar su magnitud o área de ruptura. Este evento habría tenido además un tsunami asociado. El segundo terremoto habría ocurrido entre los años 1754 y 1789, por lo que podría coincidir con el mega-terremoto del año 1768, el cual sí se encuentra documentando históricamente y fue analizado por Comte & Pardo (1991).

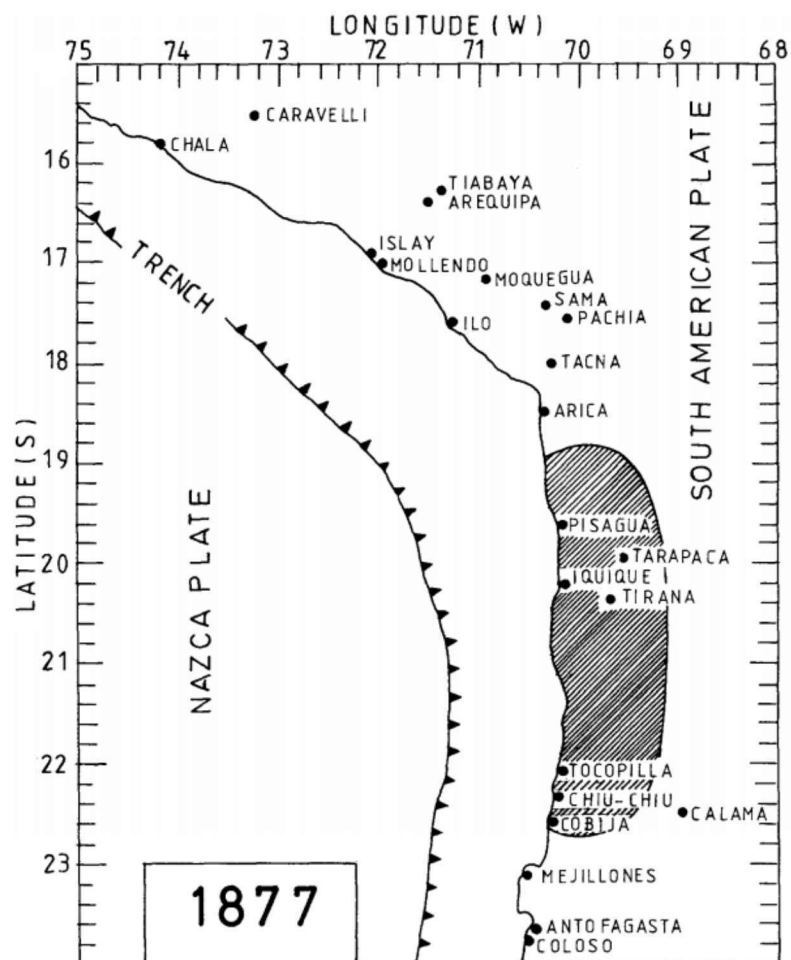


Figura 5.2: Isosistas VIII de la escala Mercalli Modificada indicando zonas afectadas por el mega-terremoto de 1877. Algunas localidades importantes se muestran como referencia. Extraído de Comte & Pardo (1991).

Con respecto a la actualidad, en 1995 ocurrió el llamado terremoto de Antofagasta en el extremo sur de la región de laguna sísmica del norte de Chile, con magnitud de momento M_w 8.1 (e.g., Delouis et al. 1997; Ruegg et al. 1996). En el año 2007, el 14 de noviembre ocurrió en Tocopilla un terremoto de magnitud M_w 7.7. Diversos estudios de este terremoto indicarían que la ruptura ocurrió en la zona más profunda del contacto sismogénico entre placas, y se habría detenido al norte, aproximadamente en la latitud de Mejillones (Delouis et al. 2009;

Loveless et al. 2010; Peyrat et al. 2010). Considerando esto y su relativa baja magnitud, este evento sólo cubriría una mínima fracción del *gap* sísmico. La península de Mejillones podría actuar como barrera geográfica deteniendo la propagación de la ruptura de grandes terremotos debido a su particular geomorfología (Victor et al. 2011; Béjar-Pizarro et al. 2010).

En el extremo norte de la laguna sísmica, se tiene el terremoto ocurrido en Arequipa el año 2001 con una magnitud M_w 8.4, cuya ruptura ocurrió en la parte sur del margen de subducción peruano. Tavera et al. (2002), mediante el estudio de la distribución de réplicas, deduce que la ruptura se habría detenido aproximadamente en la latitud de la ciudad de Ilo. Esto estaría indicando que todavía existe una zona con energía acumulada desde el terremoto magnitud M_w 8.8 de 1868 entre las ciudades de Ilo y Arica que no ha albergado rupturas asociadas a grandes terremotos (Dorbath et al. 1990).

El mega-terremoto del 9 de Mayo de 1877 es el último gran evento del cual existe registro histórico alojado en la laguna sísmica del norte de Chile. Diversos autores han estudiado este evento sísmico, estimando distintos valores de magnitud en diversas escalas. Algunas de las obtenidas son magnitud M_w 8.9 (Kausel 1986), M_w 8.8 (Comte & Pardo 1991), Ms 8.5 (Lomnitz 2004) y Mt 9.0 (Abe 1979). La figura 5.2 muestra una estimación aproximada de la zona de ruptura para el terremoto de 1877 de acuerdo a Comte & Pardo (1991). A pesar de la gran variabilidad con respecto a las estimaciones de magnitud, si se considera una extensión total para la superficie de falla de unos 550 km (de 18°S a 23°S, como lo mostrado en la figura 5.2), podría ocurrir un gran evento de magnitud M_w 9.0 para romper el segmento completo de la zona de laguna. Este evento, de varios cientos de kilómetros de extensión habría generado también grandes olas de tsunami. El registro bibliográfico da cuenta de olas con una altura de 3 metros reportadas en la localidad de Pisco, olas que también se habrían propagado por todo el Océano Pacífico.

5.2. Modelos de fuente sísmica para escenarios de tsunami

El objetivo de este capítulo es poder generar escenarios de tsunami para el norte de Chile, a través de la generación de modelos de fuente finita de terremotos hipotéticos que podrían ocurrir en la laguna sísmica de la región. Estos eventos sísmicos conllevarían una deformación del fondo marino y por lo tanto darían lugar a la generación de tsunamis que impactarían en la costa chilena. La idea de generar estas simulaciones es poder tener una estimación de los posibles escenarios de inundación para distintas localidades chilenas, y se

espera que estos escenarios sean lo más cercanos posibles a la realidad. Es por esto que surge la motivación de querer representar de la mejor forma posible la eventual fuente sísmica, en términos de su geometría y de su distribución de deslizamiento cosísmico.

Definir de buena forma tanto la geometría de la fuente como su distribución de deslizamiento es un proceso no trivial. Es bien sabido que la geometría de la subducción es bastante compleja, los bordes de la laguna sísmica de la zona comprendida entre Arica y la península de Mejillones poseen características geométricas y geomorfológicas que pueden actuar como barrera y frenar la propagación de una ruptura. En la latitud de Arica existe un cambio brusco del rumbo del eje de la fosa y de la línea de costa, lo mismo ocurre con la línea de costa en la península de Mejillones.

Además, la interfaz del contacto sismogénico presenta una geometría compleja a lo largo del rumbo y el manteo, la subducción dista mucho de ser plana, y su ángulo no es constante de norte a sur. Por otro lado, se sabe también que la distribución de deslizamiento en eventos sísmicos es extremadamente compleja, no es homogénea y tampoco responde a distribuciones simples como la elíptica descrita en los capítulos anteriores, es heterogénea y muy variable de un evento sísmico a otro, incluso aunque ocurran en la misma zona.

Para construir una falla no plana acorde con la geometría de la subducción para definir la ruptura de los eventos a simular, se procede de la siguiente forma: partiendo desde la península de Mejillones, en las coordenadas geográficas 71.34°W y 23.20°S , se sigue el eje de la fosa y se estudia la variación de su rumbo hasta llegar a la latitud de Arica. Esto permite definir un segmento en el espacio que tomará el rol de traza para la falla. Posteriormente, apoyándose en el modelo de *slab* 1.0 del USGS (Hayes et al. 2012) se define la geometría aproximada a lo largo del manteo y en profundidad siguiendo una perpendicular a lo largo de la traza definida anteriormente.

El punto de partida para esta superficie de falla se ubica a una profundidad de 8 km, consistente con el inicio del contacto sismogénico según el *slab* 1.0 del USGS. Esto quiere decir que el modelo corresponde a una falla enterrada que no rompe la superficie libre. Esta superficie de falla descrita, desde la península de Mejillones hasta Arica tiene una extensión de 500 km de largo, y 180 km de ancho, que se corresponden con una profundidad máxima de entre 50 y 60 km, consistente con el límite inferior de la zona de acoplamiento sísmico deducido a través de la sismicidad en la zona (e.g., Tichelaar & Ruff 1993; Comte et al. 1994; Comte & Suarez 1995; Delouis et al. 1996) y de mediciones geodésicas del esfuerzo intersísmico (Bevis et al. 2001; Khazaradze & Klotz 2003; Chlieh et al. 2004).

La figura 5.3 muestra la geometría del contacto sismogénico del segmento total abarcando la zona completa de la llamada laguna sísmica del norte de Chile previa al terremoto de Iquique.

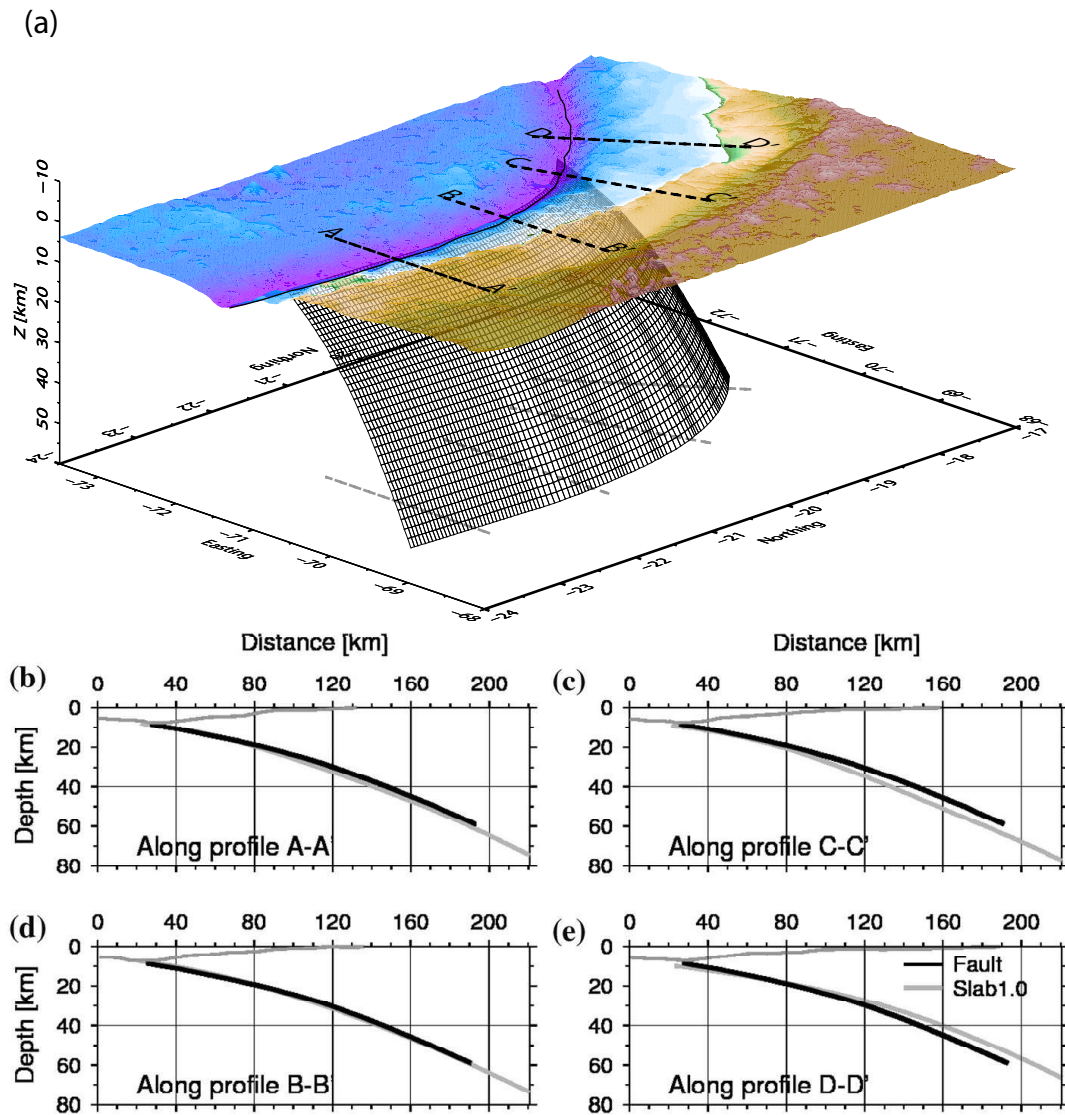


Figura 5.3: a) Geometría adoptada en este trabajo para el contacto sismogénico del segmento total que cubre la llamada laguna sísmica del norte de Chile. b), c), d) y e) Comparación de la geometría de la superficie de ruptura en profundidad con la geometría del contacto definido por el modelo *Slab 1.0* del USGS (Hayes et al. 2012) para cuatro perfiles ubicados en la región de laguna sísmica.

Dada la ocurrencia del terremoto de Iquique del 1 de Abril de 2014 en la zona central de la laguna sísmica, la superficie total de la falla (figura 5.3) se ha segmentado en la dirección

norte–sur en tres subsegmentos, con tal de poder modelar la ocurrencia hipotética de eventos sísmicos en la zona norte, centro o sur de la laguna, así como combinaciones de estas tres. Para esto, se ubica un punto en la coordenada 71.24°W , 21.91°S que corresponde al punto de inicio del segmento central, y también en la coordenada 71.29°W y 20.44°S , que correspondería al comienzo del segmento norte.

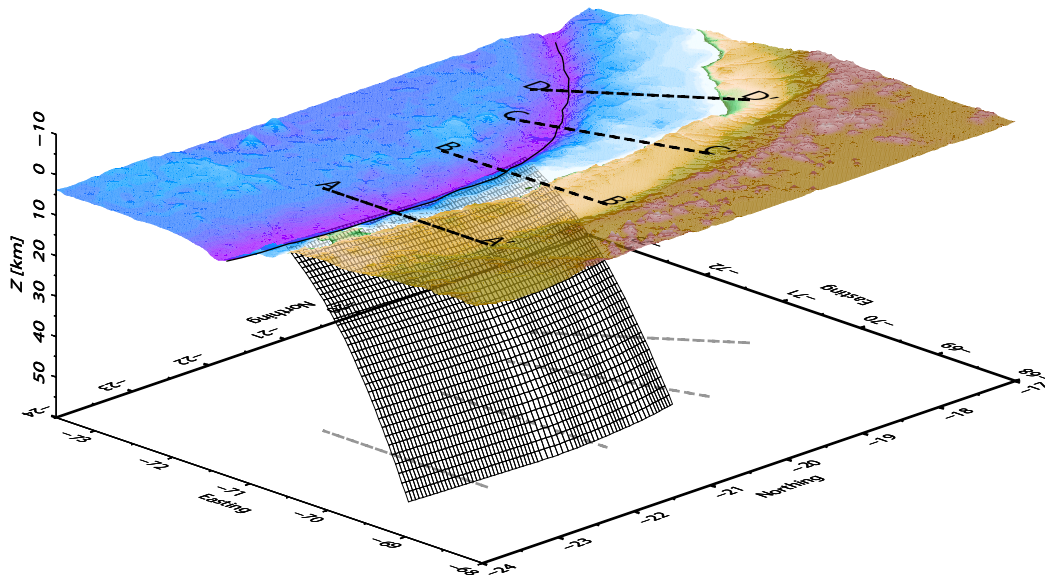


Figura 5.4: Superficie de falla formada por los segmentos centro y sur de la superficie definida inicialmente.

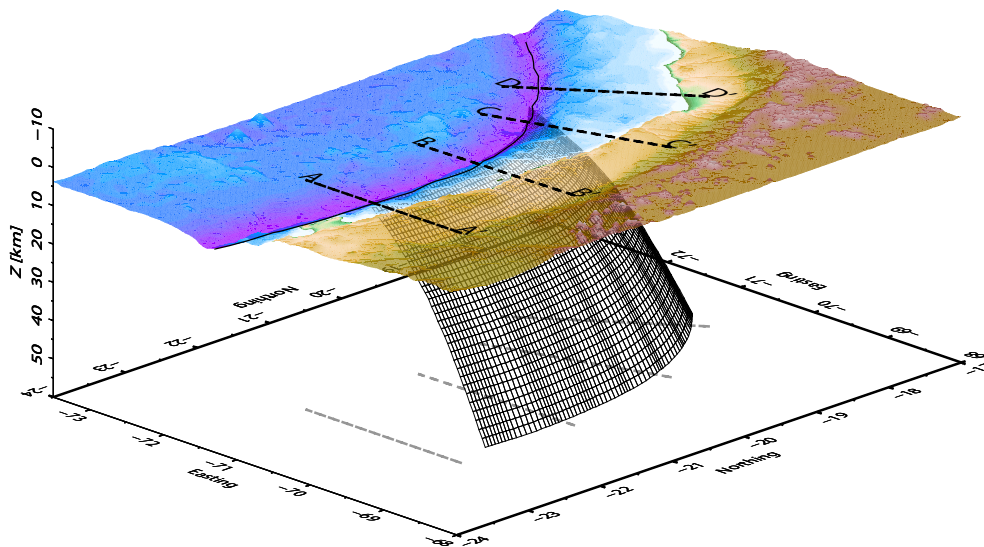


Figura 5.5: Superficie de falla formada por los segmentos centro y norte de la superficie definida inicialmente.

La combinación de los segmentos sur y centro, así como centro y norte, generan otros dos escenarios adicionales. Así, se tienen cinco posibles escenarios más de terremotos hipotéticos que podrían generarse, habiendo un total de seis contando el que abarca la zona de laguna sísmica completa.

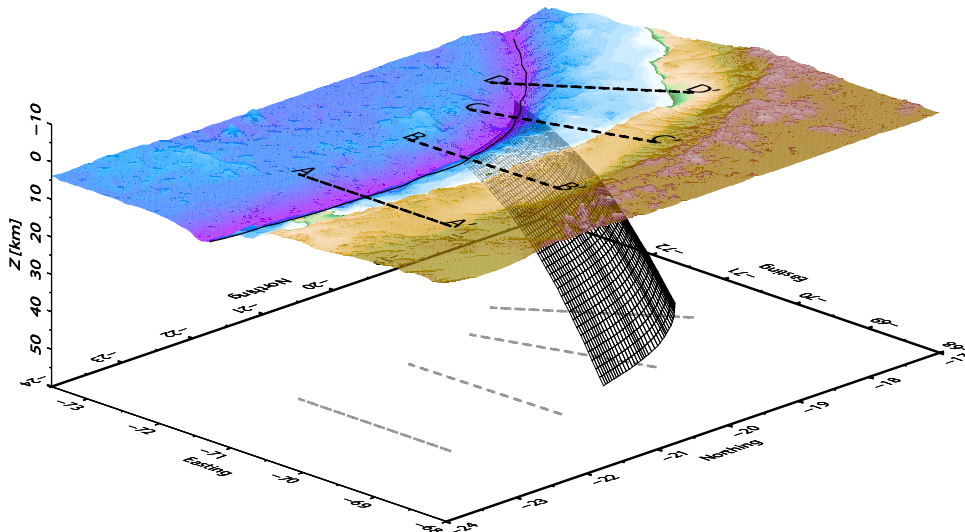


Figura 5.6: Superficie de falla formada por el segmento norte de la superficie definida inicialmente.

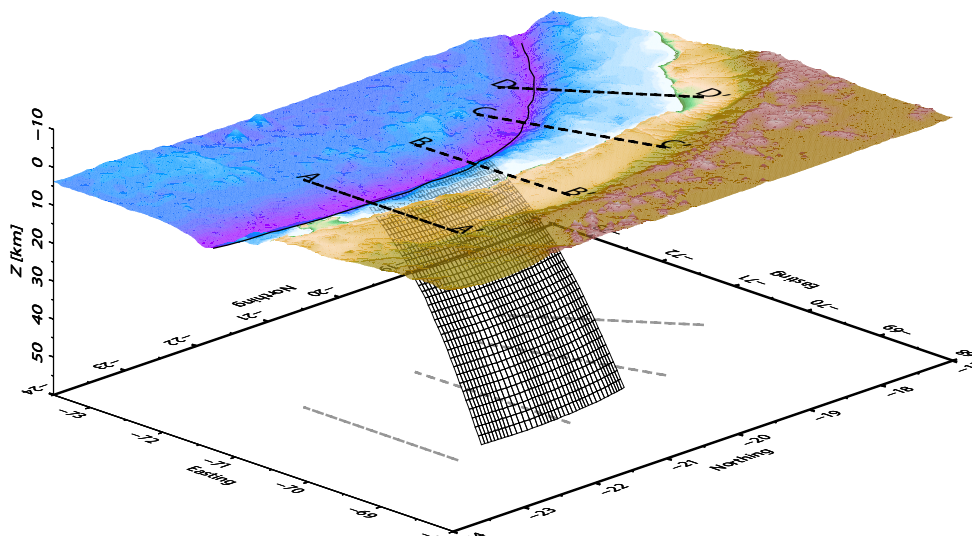


Figura 5.7: Superficie de falla formada por el segmento central de la superficie definida inicialmente.

Los segmentos más pequeños tienen una superficie de $200 \times 180 [km^2]$, y los que compren-

den dos segmentos pequeños juntos tienen una extensión de $360 \times 180 \text{ [km}^2\text{]}$. Cada una de las superficies de falla definidas se discretiza en subfallas de $5 \times 5 \text{ [km}^2\text{]}$, esto para poder generar posteriormente los modelos heterogéneos de deslizamiento y calcular la deformación vertical del fondo marino aplicando las fórmulas de Okada (1992) y el principio de superposición.

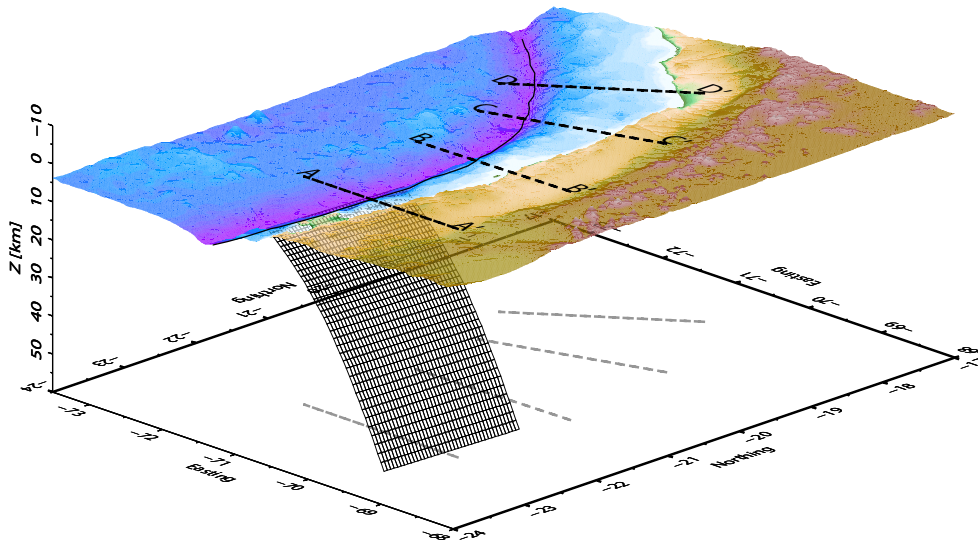


Figura 5.8: Superficie de falla formada por el segmento sur de la superficie definida inicialmente.

5.3. Generación de una distribución heterogénea de deslizamiento

Generar una distribución de deslizamiento que pueda representar de forma fidedigna lo que ocurre en la fuente durante eventos sísmicos reales es un proceso complejo. Si se desea modelar un gran terremoto tsunamigénico, la distribución de deslizamiento tiene un rol muy importante. Una distribución uniforme y una heterogénea generan distintos desplazamientos estáticos en el medio, y por lo tanto, se esperarían grandes diferencias en términos de las dimensiones y los efectos del tsunami, en el campo cercano y para la altura *run-up* a lo largo de la costa. Para tsunamis locales, la heterogeneidad del deslizamiento cosísmico estático en la falla controla la amplitud de las olas del tsunami (Geist & Dmowska 1999; Geist 2002). Diversos autores han propuesto modelos de terremotos para intentar describir la complejidad de la fuente sísmica (e.g., Andrews 1980; Herrero & Bernard 1994; Mai & Beroza 2002; Gallovic & Brokesova 2004; Ruiz et al. 2007).

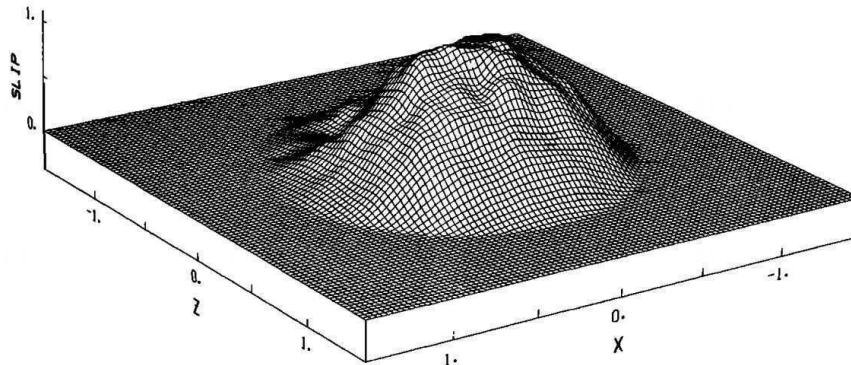


Figura 5.9: Ejemplo de deslizamiento estático estocástico. Extraído de Andrews (1980).

Andrews (1980) propone una descripción metodológica que permite generar una distribución de deslizamiento espacialmente heterogénea a partir de un modelo de fuente sísmica estocástico. En este trabajo, mostró que si la amplitud del espectro de deslizamiento decae como k^{-2} en el dominio del número de ondas, entonces la fuente sísmica irradia un espectro de deslizamiento en el campo lejano que sigue el modelo clásico ω^{-2} propuesto por Aki (1967), donde k y ω corresponden al número de onda radial y la frecuencia angular respectivamente. Herrero & Bernard (1994), inspirados en el trabajo de Andrews (1980), a través de la generación de distribuciones de deslizamiento k^{-2} , desarrollaron un modelo cinemático de fuente sísmica capaz de tomar en cuenta la heterogeneidad espacial para modelar sismogramas sintéticos que preservan la propiedad de radiar en w^{-2} .

Para generar el modelo de fuente k^{-2} se impone que la amplitud del espectro de deslizamiento debe decaer proporcional a k^{-2} más allá de un cierto número de onda de esquina, k_c , que se define como

$$k_c = \frac{2\pi}{L_c} \quad (5.1)$$

en donde la longitud L_c es función de alguna de las dimensiones características de la superficie de falla, generalmente la mayor entre el largo y el ancho.

Basados en estos modelos estocásticos, se procede a generar un campo de deslizamiento aleatorio no homogéneo del tipo k^{-2} . Los modelos de campos espacialmente aleatorios son ampliamente usados en geociencias en general para describir cantidades con distribución espacial no-homogénea (Goff & Jordan, 1988; Turcotte, 1989; Holliger & Levander, 1992). Estos modelos se pueden caracterizar tanto en el dominio espacial como en el de Fourier, a

través de una función de Densidad Espectral de Potencia (PSD por su sigla en inglés), que no es más que una función $P(k)$ donde k es el número de onda. Para este estudio, se utiliza la llamada función de correlación de von Karman, que indica que el espectro de Fourier 2D del deslizamiento puede escribirse como proporcional a,

$$\Delta\tilde{u}(k) \propto \frac{1}{1 + \left(\frac{k}{k_c}\right)^\nu} e^{i\phi(k)} \quad (5.2)$$

donde $\phi(k)$ es la fase espectral, $k = \sqrt{k_x^2 + k_y^2}$ es el número de onda radial, y k_x, k_y son las componentes de los números de onda a lo largo de las direcciones x e y respectivamente. Imponiendo $\nu = 2$ e introduciendo fases aleatorias cuando $k > k_c$, se obtiene un campo de deslizamiento aleatorio 2D espacialmente estocástico donde la amplitud de la transformada de Fourier 2D del deslizamiento tiene un decaimiento espectral proporcional a k^{-2} para valores grandes del número de onda radial, o sea cuando $k > k_c$.

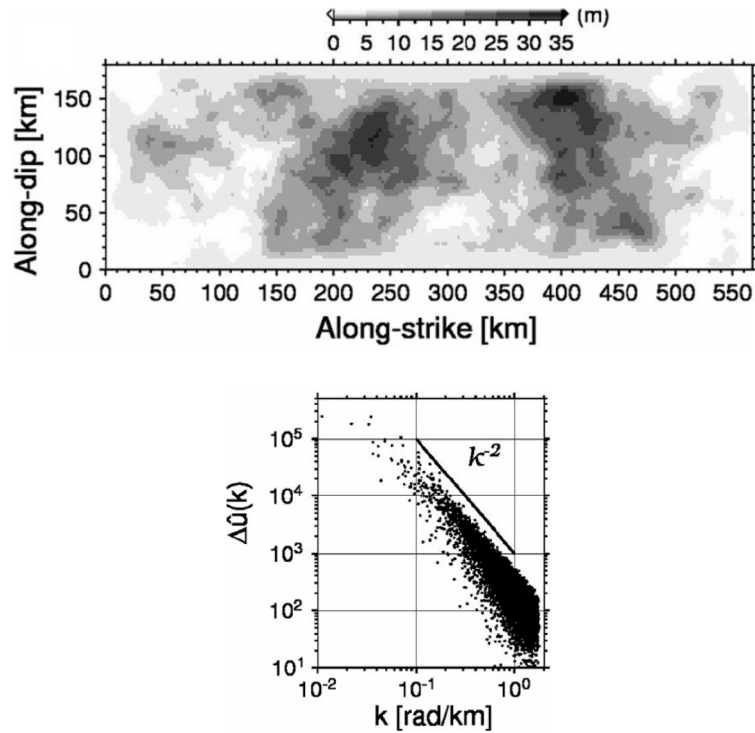


Figura 5.10: Realización numérica para una distribución estocástica k^{-2} de un terremoto magnitud M_w 9.0. Arriba se tiene la distribución espacial de deslizamiento, y abajo la amplitud del espectro de Fourier 2D como función del número de onda radial. Extraído de Ruiz et al. (2015).

El cálculo numérico se lleva a cabo en el dominio de los números de onda, usando una

transformada rápida de Fourier 2D discreta (FFT por su sigla en inglés). Después de imponer el comportamiento espectral, se aplica una transformada rápida de Fourier 2D inversa para calcular el deslizamiento en el dominio espacial $\Delta u(x, y)$. Posteriormente, se aplica un *taper* en los bordes sobre el deslizamiento para evitar amplitudes distintas de cero en los bordes de la falla, lo que podría derivar en altas concentraciones de esfuerzos. Finalmente, para que toda esta descripción sea consistente con un modelo de fuente sísmica, el deslizamiento obtenido se debe normalizar con un determinado momento sísmico objetivo. La figura 5.10 muestra un ejemplo de la generación estocástica de una distribución de deslizamiento k^{-2} .

5.4. Magnitud de momento sísmico para los segmentos de falla

Como se vio en la sección anterior, para generar una distribución de deslizamiento cuyos valores sean consistentes con un modelo de fuente sísmica, se necesita tener el valor del momento sísmico escalar para cada una de las superficies de falla definidas. Dado que hasta el momento lo único que se ha definido son estas superficies, se utilizarán leyes de escala de terremotos para tener una estimación de la magnitud de momento sísmico en cada uno de los escenarios definidos anteriormente. Las leyes de escala son básicamente relaciones funcionales entre distintos parámetros de un evento sísmico, como su largo, ancho, área, y la magnitud. Los investigadores que obtienen leyes de escala se basan en un análisis de catálogos sísmicos, en donde toman un gran volumen de eventos y a través de regresiones determinan funciones que permiten relacionar cada uno de sus parámetros entre sí.

Para obtener las magnitudes de momento en cada una de las superficies de falla se utilizaron diversas referencias: Papazachos et al. (2004), Strasser et al. (2010), Blaser et al. (2010) y Murotani et al. (2013). Cada uno de estos autores propone una ley de escala distinta para terremotos de subducción, con lo que no se obtienen valores idénticos de momento sísmico escalar para una determinada dimensión de falla. De todos modos, para cada caso la dispersión de los valores es muy baja, por lo que se decide tomar un promedio entre ellos y utilizar ese valor como final para los modelos. Con esto, se obtiene que los casos de estudio corresponden a un mega terremoto magnitud M_w 8.9 que abarca el segmento completo, dos terremotos de magnitud M_w 8.7, que corresponden a las combinaciones de los segmentos norte-centro y centro-sur, y finalmente tres terremotos magnitud M_w 8.5 en cada uno de los tres segmentos de la región completa. A partir de estos valores se pueden obtener las distribuciones finales de deslizamiento y por lo tanto proceder con las modelaciones.

Finalmente, cabe mencionar que para cada una de las superficies de falla definida, se calculan alrededor de 50 distribuciones de deslizamiento distintas, con tal de analizar la variabilidad entre ellas y escoger para cada uno de los escenarios de los segmentos diez que exhiban una distribución de deslizamiento más suave y posteriormente realizar la modelación de la propagación de los respectivos tsunamis.

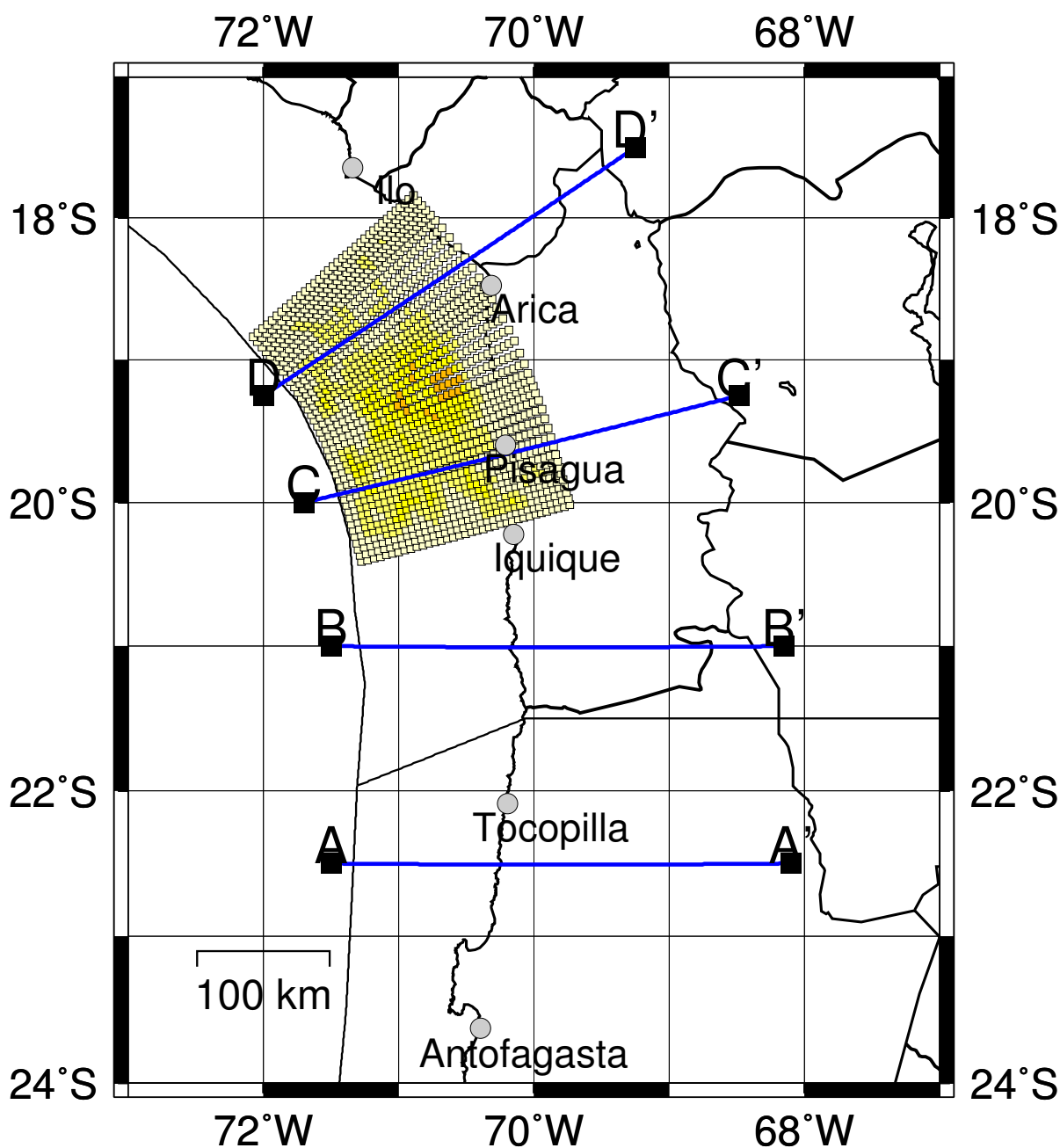


Figura 5.11: Ejemplo de distribución espacial de deslizamiento estocástica con decaimiento espectral k^{-2} para el segmento norte.

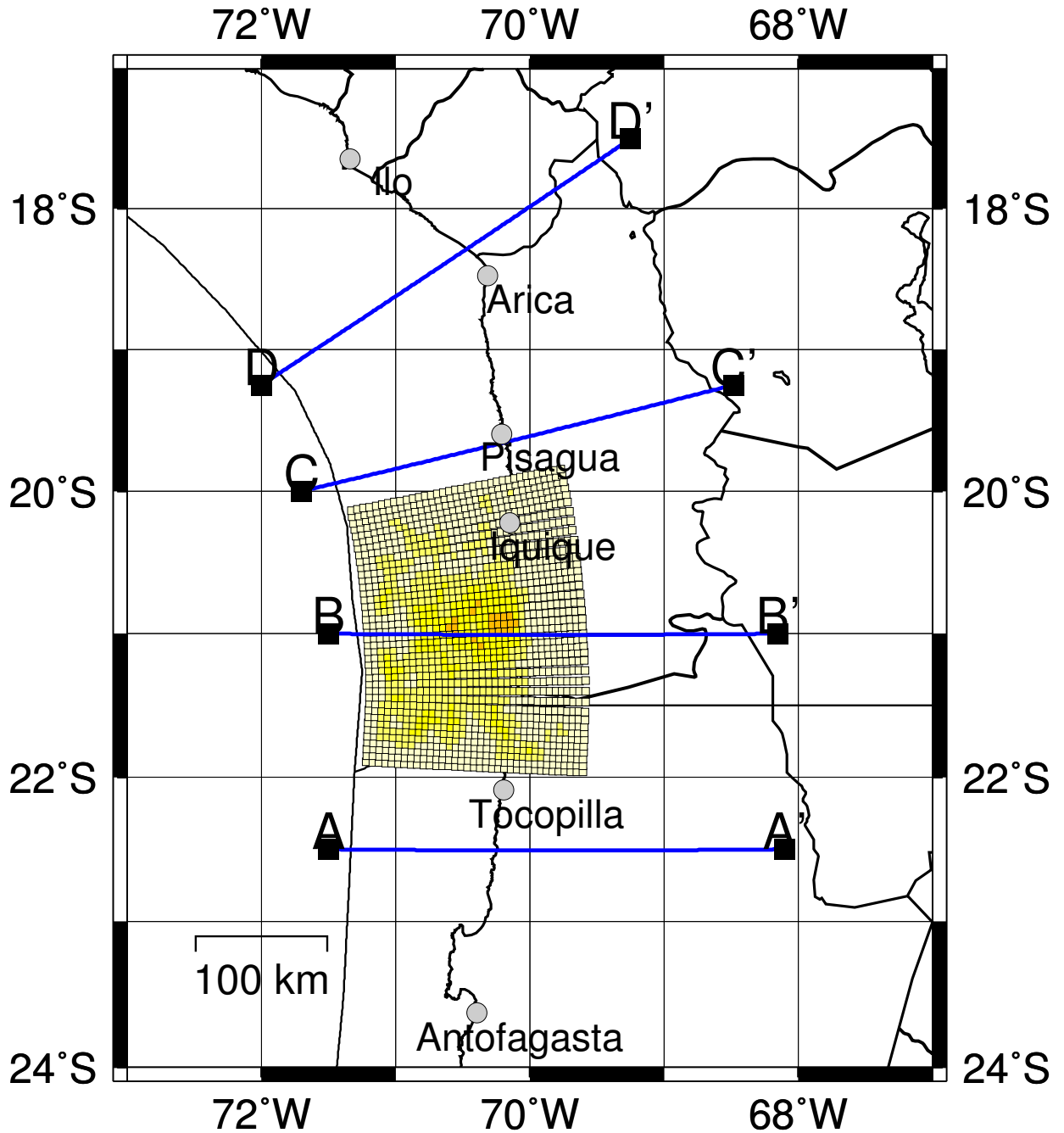


Figura 5.12: Ejemplo de distribución espacial de deslizamiento estocástica con decaimiento espectral k^{-2} para el segmento centro.

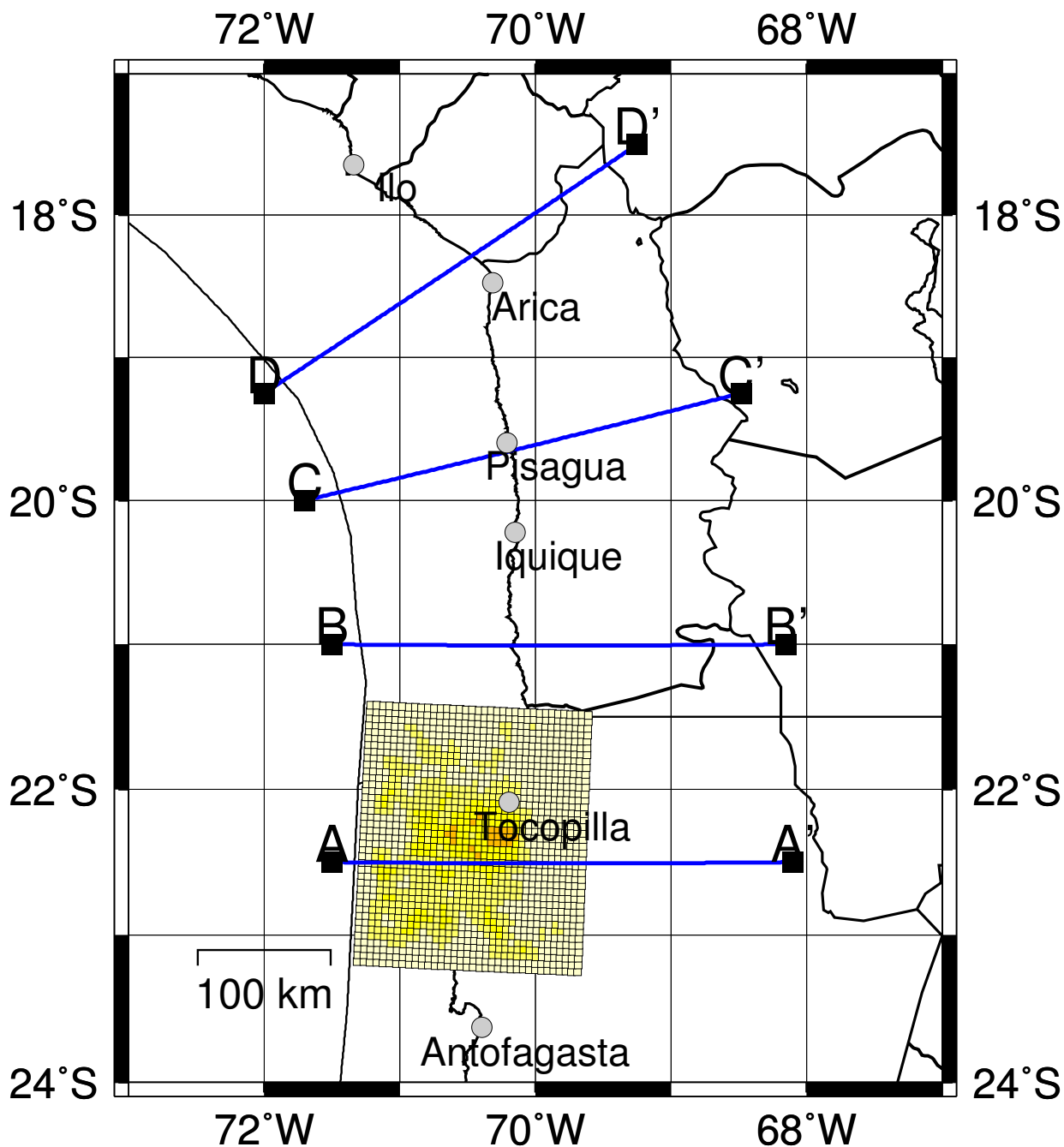


Figura 5.13: Ejemplo de distribución espacial de deslizamiento estocástica con decaimiento espectral k^{-2} para el segmento sur.

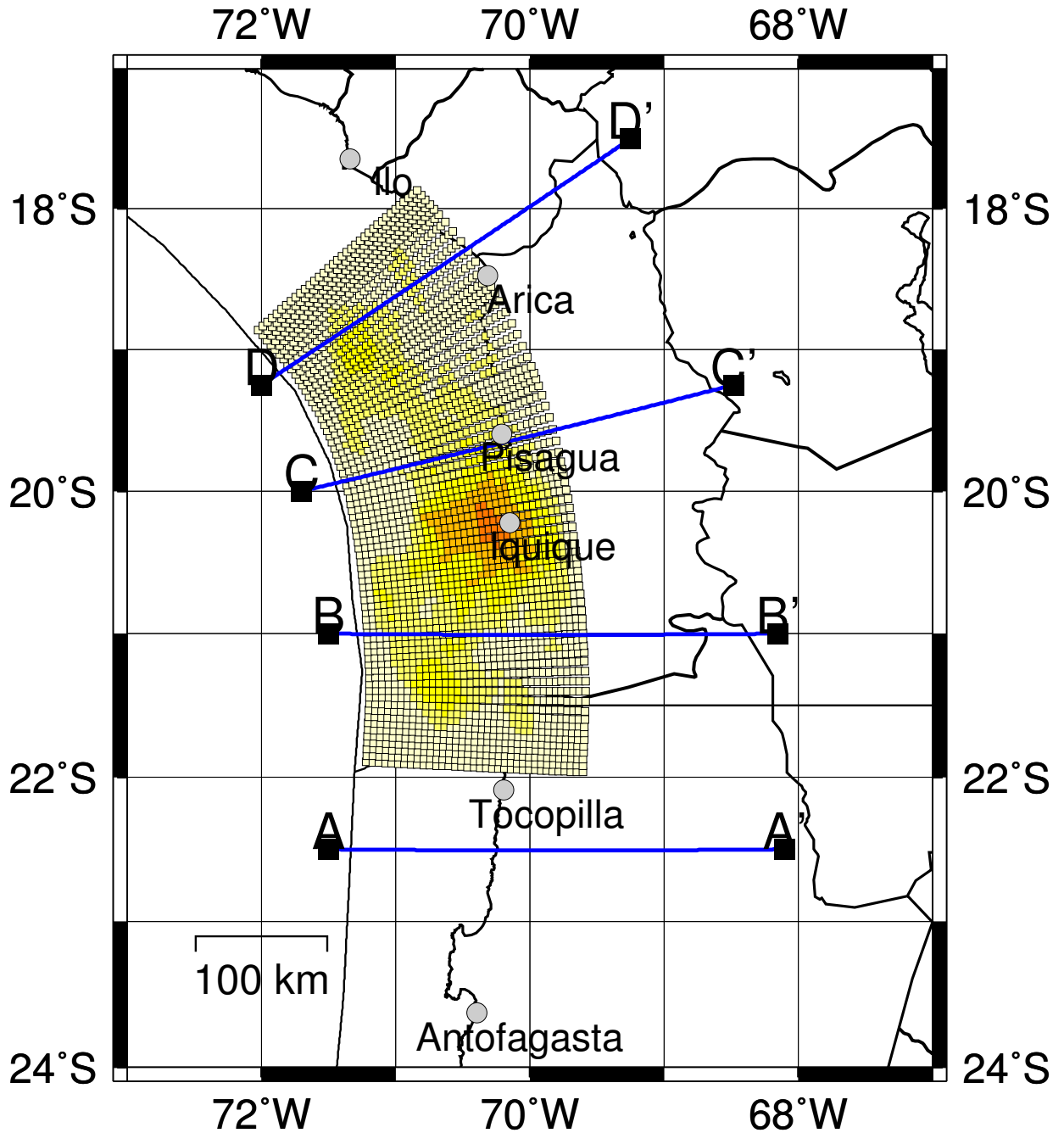


Figura 5.14: Ejemplo de distribución espacial de deslizamiento estocástica con decaimiento espectral k^{-2} para la combinación de los segmentos centro y norte.

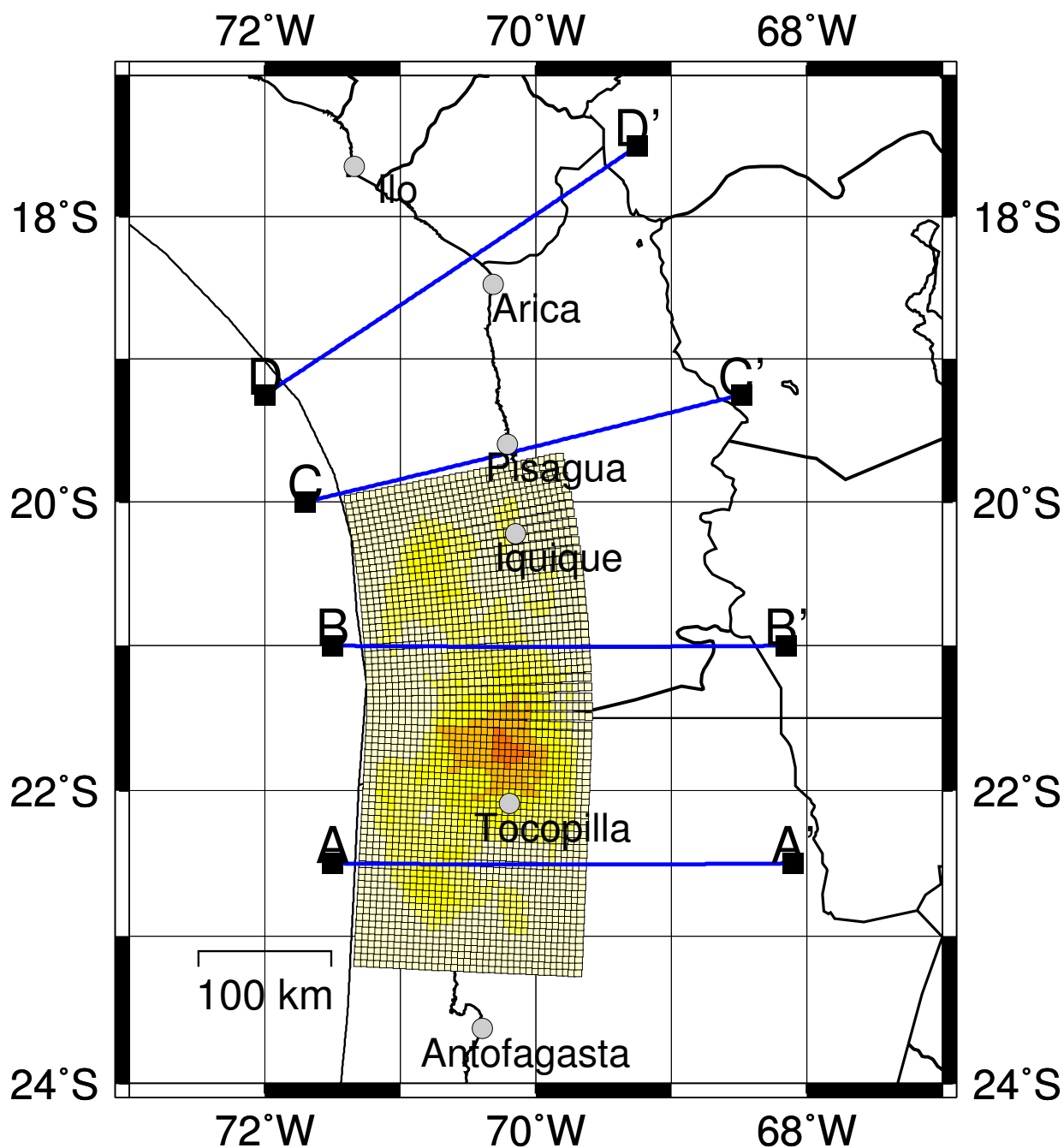


Figura 5.15: Ejemplo de distribución espacial de deslizamiento estocástica con decaimiento espectral k^{-2} para la combinación de los segmentos centro y sur.

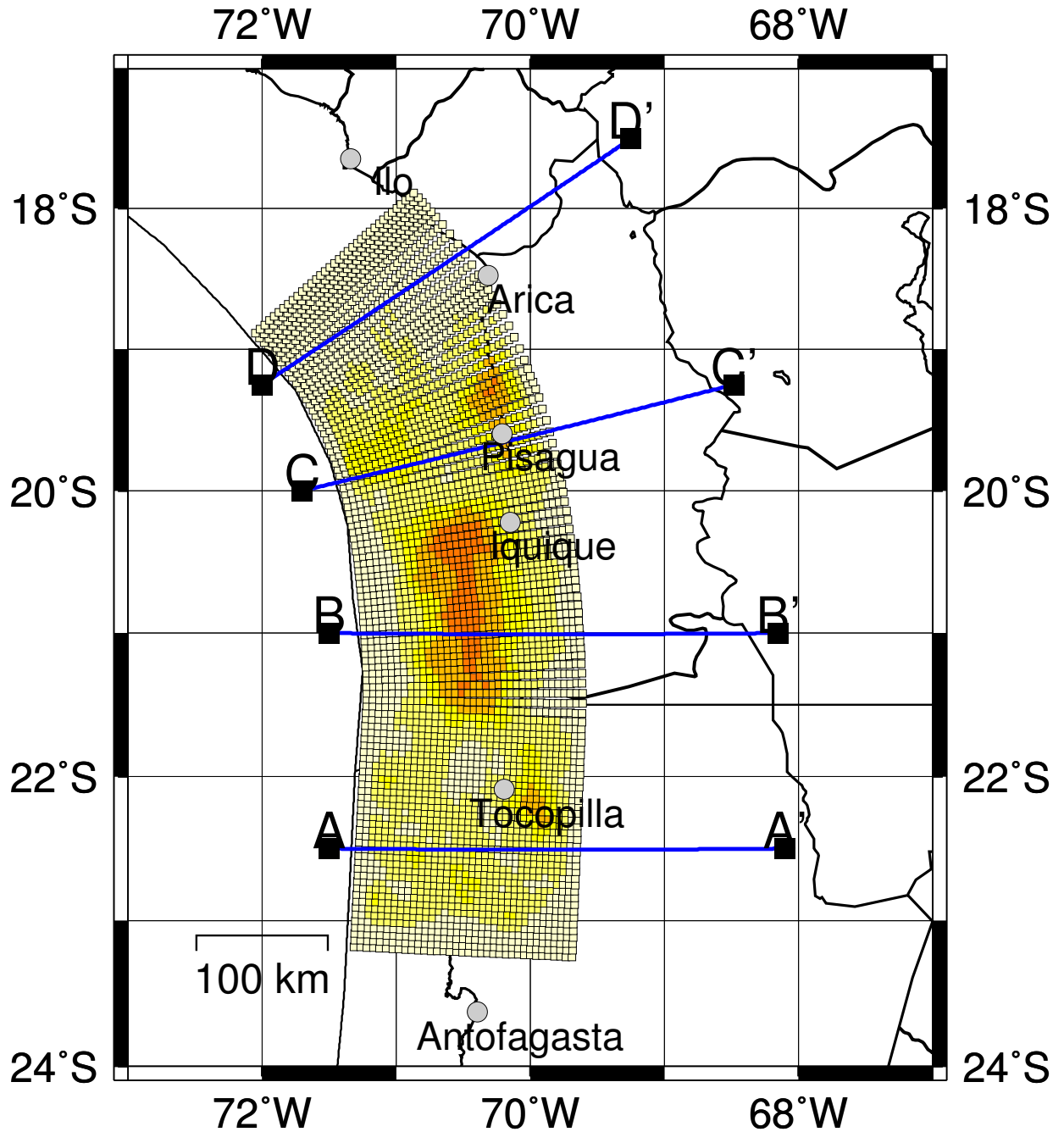


Figura 5.16: Ejemplo de distribución espacial de deslizamiento estocástica con decaimiento espectral k^{-2} para la región de laguna sísmica completa.

5.5. Escenarios de tsunami para el norte de Chile

Teniendo las superficies de falla ya definidas y discretizadas, con sus respectivas distribuciones de deslizamiento ya asignadas, se calcula el campo de desplazamiento vertical estático 3D en la superficie libre usando las fórmulas de Okada (1992). Cabe mencionar que es el desplazamiento vertical el que se usa como condición inicial en el programa computacional NEOWAVE para realizar la modelación de propagación de tsunami incluyendo no linealidad y dispersión en el contexto de la generación pasiva, es decir, en donde se traslada la deformación vertical final del fondo marino a la superficie libre del agua.

Además de calcular las series de tiempo de la altura del mar para distintas localidades a lo largo de la costa, NEOWAVE determina también los valores máximos de *run-up* en el borde costero, variable muy interesante de analizar en el contexto de los escenarios de tsunami, pues se relaciona con la cantidad de agua que un tsunami empuja costa adentro por encima del nivel regular del mar, es decir, corresponde a la altura vertical máxima en tierra alcanzada por un tsunami.

Como se mencionó anteriormente, para cada uno de los escenarios de falla definidos se tomaron diez distribuciones de deslizamiento, y con cada una de ellas se modeló la propagación no lineal del tsunami incluyendo también dispersión. Se presentan a continuación los valores promedio de la distribución de *run-up* obtenidos a lo largo de la costa.

5.5.1. Evento magnitud M_w 8.9 en el segmento completo

La figura 5.17 muestra los resultados de las simulaciones de los escenarios de tsunamis para el segmento completo. En este escenario se tienen los valores de *run-up* más altos, lo que se corresponde con el hecho de que es el evento con mayor momento sísmico escalar, o sea, con mayor cantidad de energía involucrada. El valor máximo de *run-up* está ligeramente por sobre los 10 m frente a la parte central de la superficie de falla definida, en la localidad de Patache. Por otro lado, se observan valores altos, por sobre los 5 m, entre aproximadamente los 20°S y 22°S, y entre los 17°S y los 24°S se mantienen por sobre los 3 m. Cerca de los 28°S, aún se observan alturas de alrededor de 1 m.

Cabe también mencionar que para este gran evento sísmico en las latitudes de Arica y Mejillones se observa un aumento de la amplitud del *run-up* de hasta 3 m con respecto a su entorno. Este fenómeno podría asociarse a las características geomorfológicas destacadas anteriormente para estos lugares. Estas mismas condiciones que determinan un rol de barrera para la propagación de la ruptura durante eventos sísmicos podrían también estar gatillando

un efecto de resonancia en la amplitud de las olas.

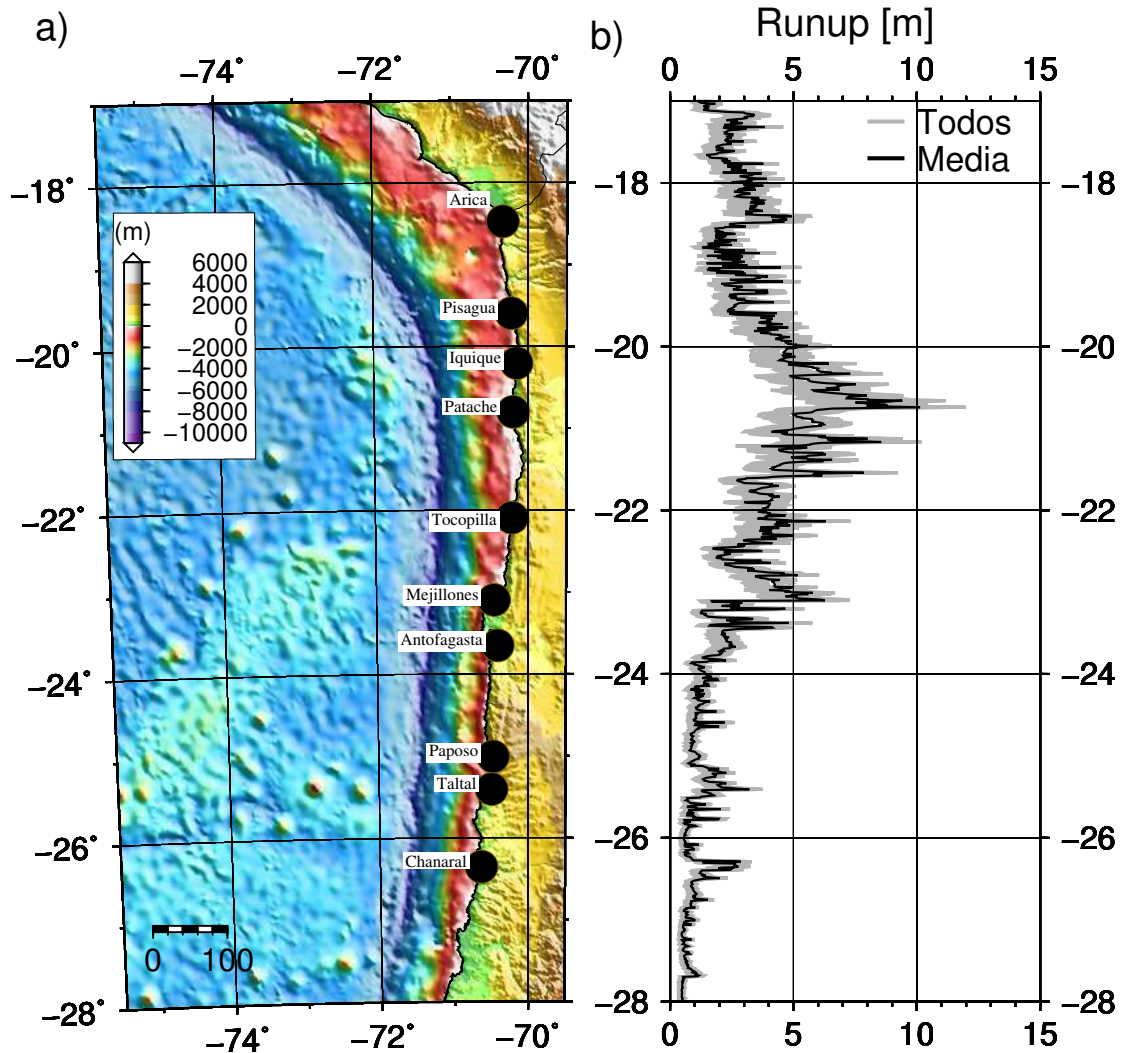


Figura 5.17: a) Mapa que muestra el dominio de cálculo y las estaciones en donde se calcula la elevación del agua. b) Distribución del *run-up* promedio obtenido a lo largo de la costa modeladas para un evento de magnitud M_w 8.9 en el norte de Chile.

5.5.2. Evento magnitud M_w 8.7 en la parte centro-norte del segmento

En este nuevo escenario (ver figura 5.18) se observan amplitudes máximas de 7 m, aproximadamente frente a la localidad de Iquique en la parte central de la superficie de falla, y se observa también otro valor máximo nuevamente frente a la localidad de Arica, lo que podría

apoyar la hipótesis de un efecto de resonancia para la amplitud de las olas en esta latitud.

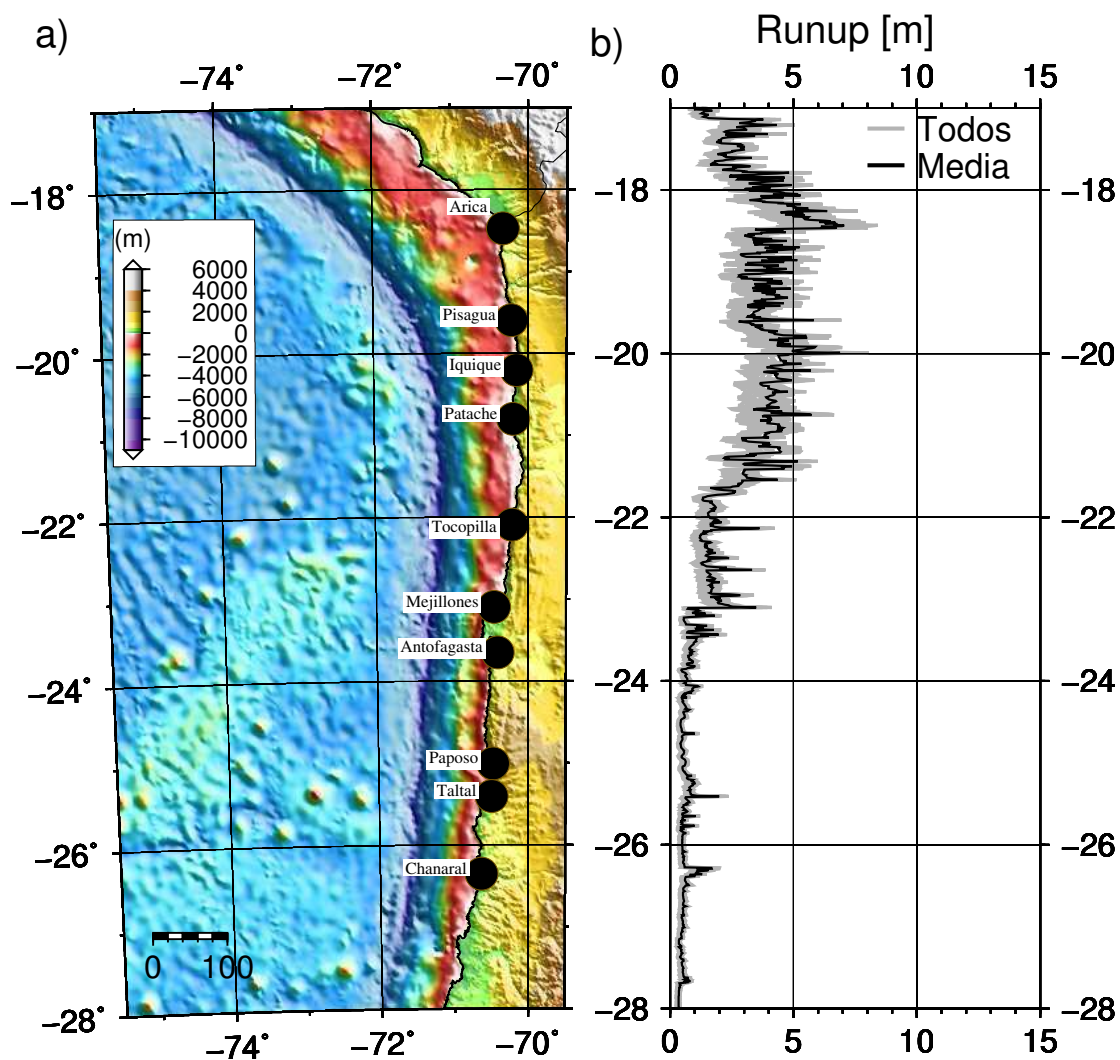


Figura 5.18: a) Mapa que muestra el dominio de cálculo y las estaciones en donde se calcula la elevación del agua. b) Distribución del *run-up* promedio obtenido a lo largo de la costa modeladas para un evento de magnitud M_w 8.7 en la parte centro-norte del segmento completo.

Entre los 18°S y 21°S las amplitudes se mantienen por sobre los 4 m, y entre los 17°S y los 22°S sobre los 2 m. Las amplitudes son claramente menores en comparación al caso anterior, pero aún así mantienen valores considerables a lo largo de una región de aproximadamente 300 km frente a la zona de ruptura del evento simulado.

5.5.3. Evento magnitud M_w 8.7 en la parte centro-sur del segmento

Para este escenario, se tiene una amplitud máxima de 9 m de altura frente a la localidad de Patache, que es la latitud en la cual se encuentra la parte media de la superficie de falla (figura 5.19). Además, entre Tocopilla y Mejillones se observa un aumento de la amplitud en comparación con las regiones circundantes, aumento de hasta 3 m, lo que podría estar dando sustento a la hipótesis de un efecto de resonancia en la península de Mejillones debido a las características geomorfológicas ya mencionadas.

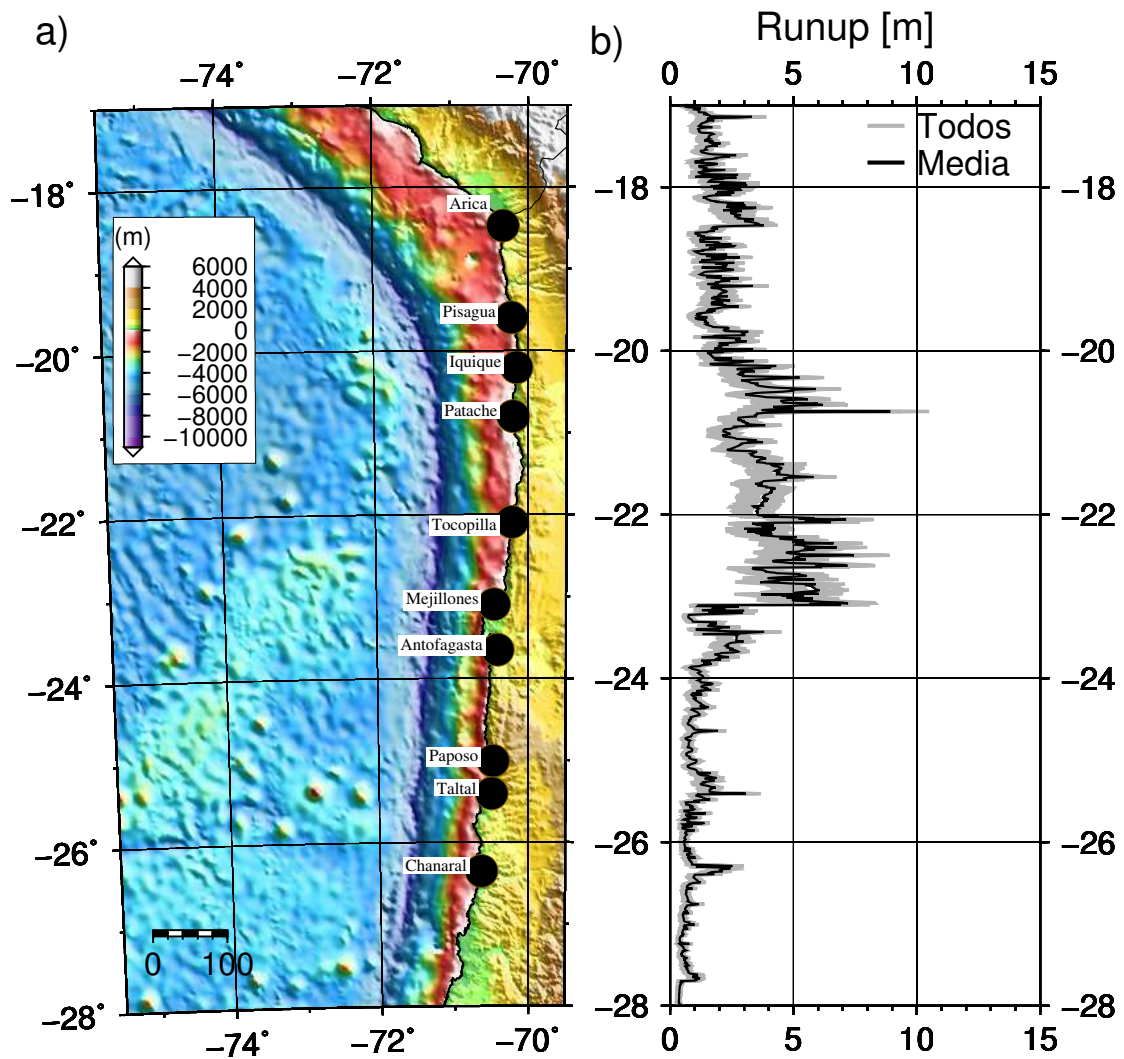


Figura 5.19: a) Mapa que muestra el dominio de cálculo y las estaciones en donde se calcula la elevación del agua. b) Distribución del *run-up* promedio obtenido a lo largo de la costa modeladas para un evento de magnitud M_w 8.7 en la parte centro-sur del segmento completo.

Para este escenario se tienen amplitudes por sobre los 4 m entre los 21°S y 23°S. Entre

los 17°S y los 20°S las amplitudes son entre los 2 y 3 m, y entre los 24°S y los 28°S son en general bajo los 2 m.

5.5.4. Evento magnitud M_w 8.5 en el segmento norte

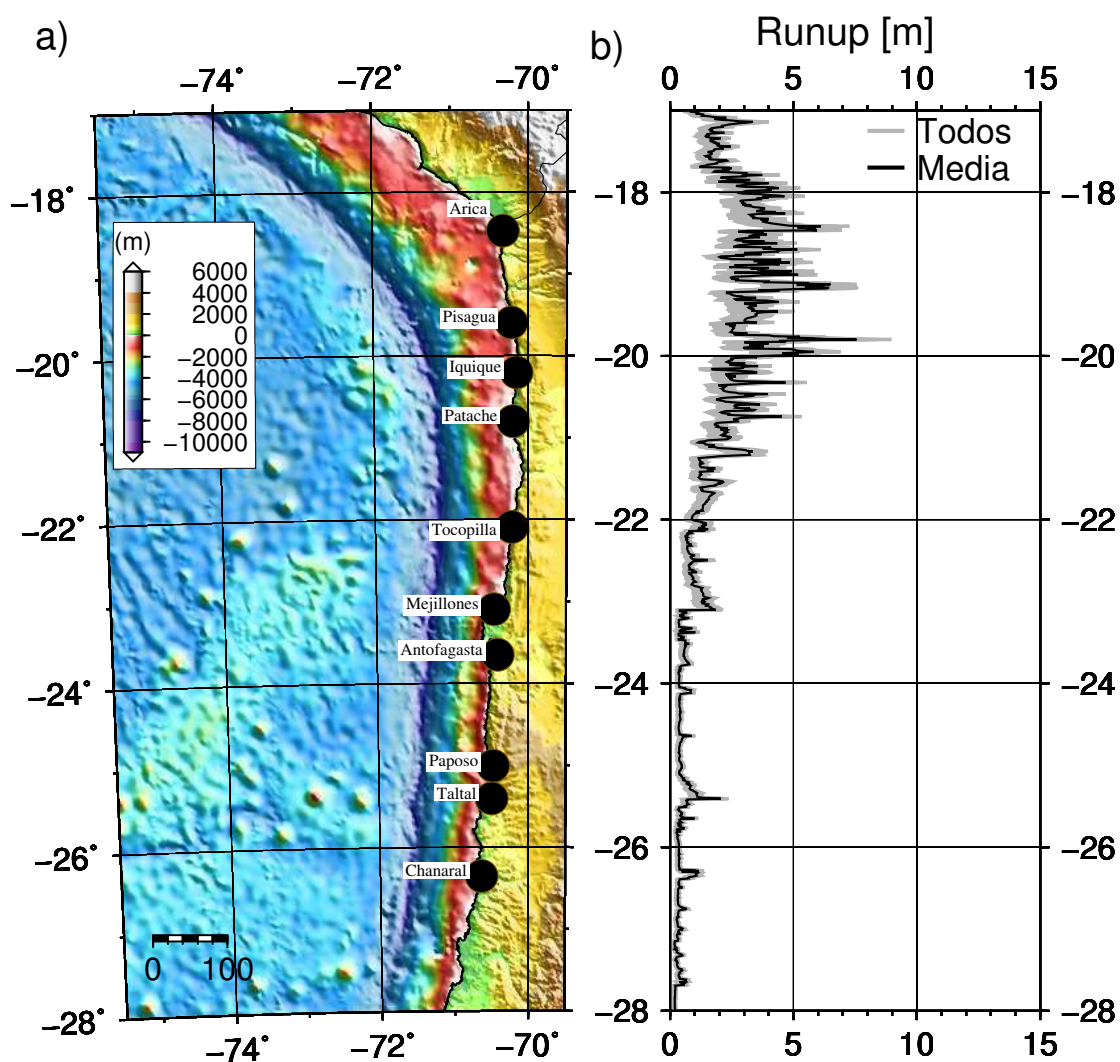


Figura 5.20: a) Mapa que muestra el dominio de cálculo y las estaciones en donde se calcula la elevación del agua. b) Distribución del *run-up* promedio obtenido a lo largo de la costa modeladas para un evento de magnitud M_w 8.5 en la parte norte del segmento completo.

La figura 5.20 muestra el *run-up* promedio calculado a lo largo de la costa para eventos modelados en el segmento norte. Para este caso, se tiene un valor máximo de amplitud de *run-up* cercano a los 8 m de altura. Los valores más altos, por sobre los 4 m, se tienen entre los 18°S y 20°S, que son las latitudes entre las cuales se encuentra la superficie de falla

para este escenario. Otros efectos hidrodinámicos adicionales no se aprecian, en particular la amplificación de los valores de altura producto de la geomorfología de la zona, probablemente debido a que la superficie de falla definida está justo en la zona que incluye Arica y Pisagua, por lo que dicho efecto queda oculto bajo las amplitudes máximas producto de la cercanía al área de ruptura.

5.5.5. Evento magnitud M_w 8.5 en el segmento central

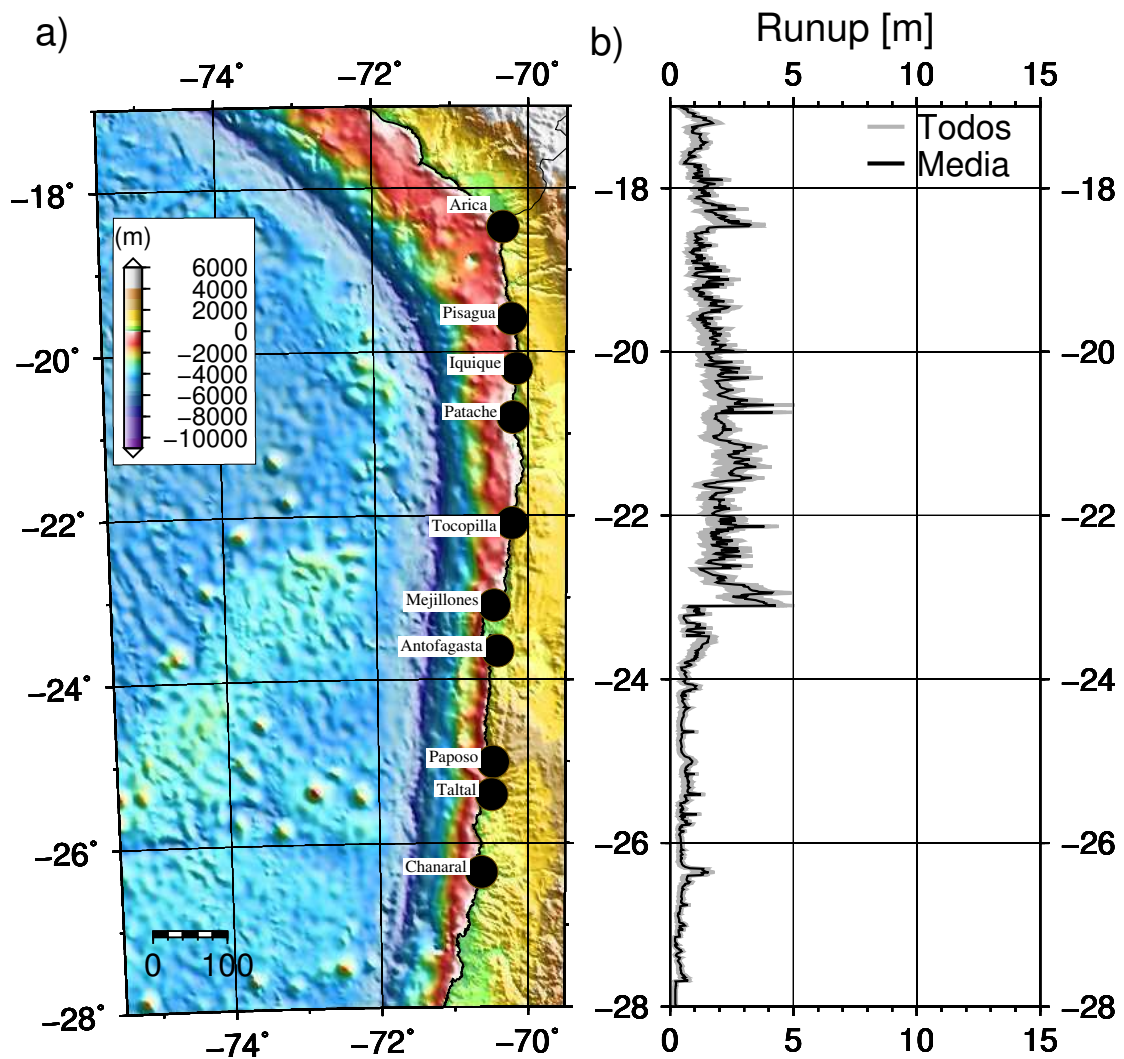


Figura 5.21: a) Mapa que muestra el dominio de cálculo y las estaciones en donde se calcula la elevación del agua. b) Distribución del *run-up* promedio obtenido a lo largo de la costa modeladas para un evento de magnitud M_w 8.5 en la parte central del segmento completo.

Para este escenario (figura 5.21), donde la superficie de falla se encuentra en la parte

central entre Iquique y Tocopilla, las amplitudes de *run-up* son en general bajas, inferiores a los 4 m de altura. En este caso, en localidades ubicadas fuera de la zona de ruptura, nuevamente se puede apreciar, aunque no de forma tan clara, que en Arica y en la península de Mejillones hay un aumento de amplitud de entre 1 y 2 m con respecto a valores en la región circundante. Frente a Patache, en la parte media de la superficie de falla definida, se encuentra el valor máximo de amplitud, entre 4 y 5 m.

5.5.6. Evento magnitud M_w 8.5 en el segmento sur

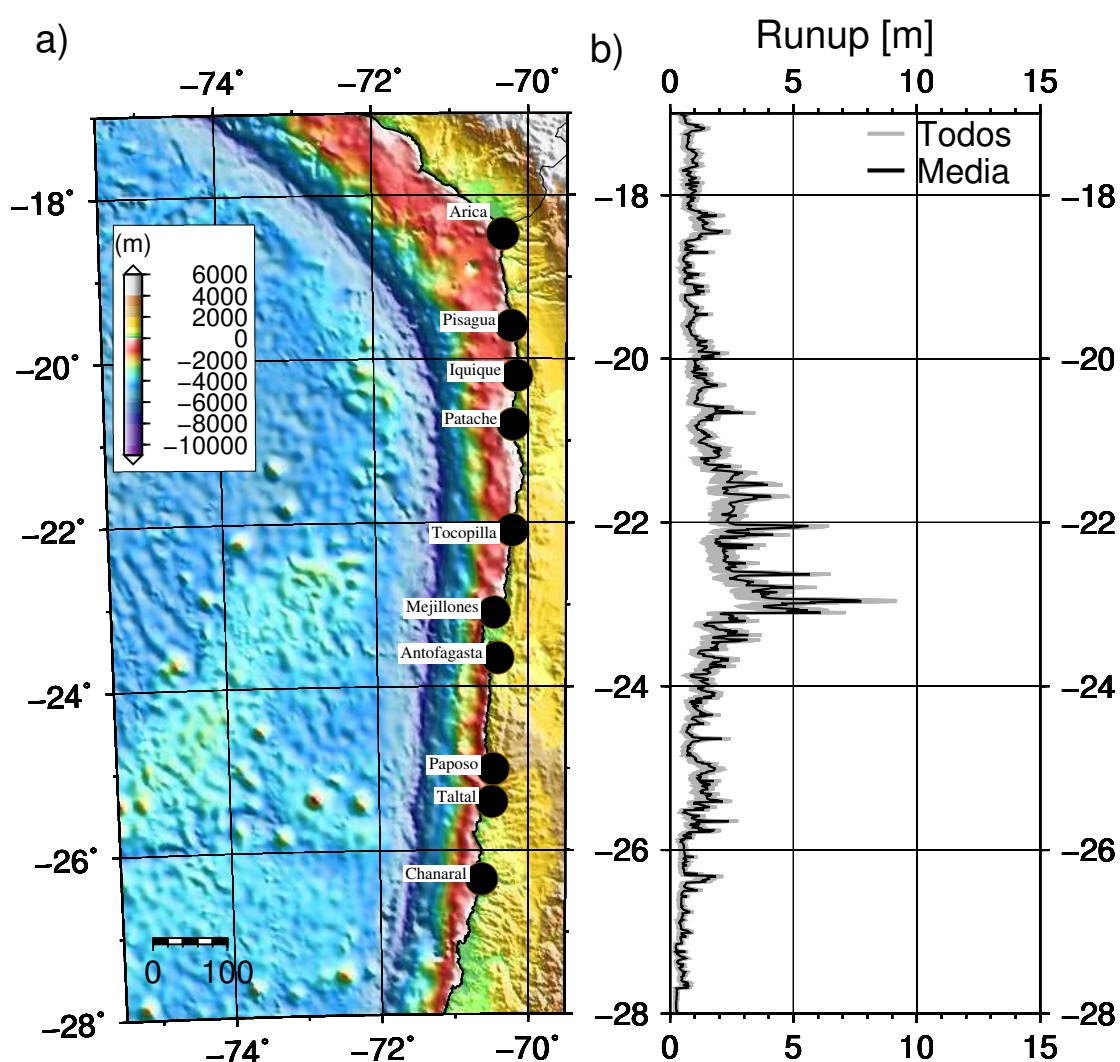


Figura 5.22: a) Mapa que muestra el dominio de cálculo y las estaciones en donde se calcula la elevación del agua. b) Distribución del *run-up* promedio obtenido a lo largo de la costa modeladas para un evento de magnitud M_w 8.5 en la parte sur del segmento completo.

En este último escenario, la parte central de la superficie de falla se encuentra frente a la localidad de Tocopilla (figura 5.22), que se corresponde con un valor alto de *run-up* en dicha latitud, levemente por sobre los 5 m, pero no es el valor máximo de la distribución de *run-up* en el escenario. El valor máximo, entre 7 y 8 m, se encuentra justo frente a la península de Mejillones, lo que una vez más podría estar dando cuenta de un fenómeno de resonancia gatillado por las características geomorfológicas de la península. Dejando de lado los valores altos de *run-up* entre los 22°S y 23°S de latitud, las amplitudes son en general bajas, por bajo los 3 m.

En general, todos los escenarios tienen zonas críticas, con olas de *run-up* cuyos valores promedio están sobre los 5 m, incluso los relacionados con superficies de falla más pequeñas. Estas amplitudes altas se mantienen a lo largo de extensas regiones, por sobre los 200 km de longitud. Por otro lado, al analizar las curvas de color gris en los gráficos de *run-up* que corresponden a cada una de las modelaciones por separado, se puede ver que en todos los escenarios, excepto en el 5.5.5., las mayores amplitudes superan los 8 m, llegando incluso a los 12 m para el escenario 5.5.1.; los escenarios menos catastróficos muestran máximos entre los 2 y 5 m, que de igual forma son bastante considerables. También se observa un fenómeno particular en las llamadas barreras geométricas, frente a Arica y la Península de Mejillones, en donde la amplitud del *run-up* aumenta sistemáticamente en todos los escenarios definidos.

Capítulo 6

Conclusiones

El objetivo de este trabajo ha sido estudiar de manera práctica fenómenos asociados con los tsunamis, analizar aspectos físicos como su propagación y la variación de la amplitud de *run-up* de tsunamis con distintos tipos de fuente sísmica, y también desarrollar una metodología que permite obtener un modelo de fuente a través de la inversión de registros de tsunamis. Esto, entre otras aplicaciones, permite por una parte estudiar y comprender eventos sísmicos pasados, así como también generar modelos de amenaza tsunamigénica para eventuales sismos en regiones donde se conoce que existe gran acumulación de deslizamiento.

A través de la generación de modelos directos de simulación de tsunamis y teniendo el evento sísmico ocurrido en Iquique el 1 de Abril de 2014 magnitud M_w 8.2 como base, se pudo observar que modelos simples de fuente sísmica con geometría planar y distribución de deslizamiento elíptica son capaces de entregar una buena estimación de las características reales de la fuente sísmica, como ubicación de asperezas y valores máximos de deslizamiento dentro de ella. Esto debido al buen ajuste conseguido entre los registros reales de tsunami y las formas de onda sintéticas generadas por los modelos.

Luego de analizar estos resultados se tuvo por objetivo generar un modelo de fuente sísmica con distribución de deslizamiento heterogénea a partir de una inversión de registros de tsunami asociados al terremoto del 1 de Abril de 2014 en Iquique. Para esto, se utilizó un modelo clásico de inversión planteado en un sistema de ecuaciones matriciales lineales, al que se le agregó una condición de suavizamiento sobre la distribución de deslizamiento para evitar oscilaciones rápidas de la amplitud de deslizamiento entre subfuentes vecinas. A pesar de que este proceso de inversión utiliza solamente los registros de boyas DART en el océano abierto, entrega muy buenos resultados en términos de las características principales de la fuente y del ajuste de las formas de onda sintéticas. Gracias a la inversión realizada se obtiene un modelo fuente con una aspereza ubicada al sureste del epicentro, con un valor

máximo de deslizamiento de alrededor de 5 m, ambas características consistentes con otros resultados obtenidos de inversiones de datos de tsunami, geodésicos y sismológicos.

Finalmente se hace un análisis de la eventual amenaza tsunamigénica en el norte de Chile. Se sabe que en esta zona no han ocurrido mega-terremotos desde hace más de un siglo, por lo tanto existe una gran acumulación de deslizamiento que puede desencadenar grandes eventos sísmicos. Como se desea poder obtener escenarios de tsunami lo más cercanos posibles a la realidad, se generan modelos de fuente sísmica cuyas superficies de falla son consistentes con la geometría compleja de la subducción en el norte de Chile, o sea, son superficies no-planas, que presentan variación a lo largo del rumbo y también en profundidad a lo largo del manteo.

La gran zona comprendida entre la localidad de Arica y la Península de Mejillones no involucra un único escenario a evaluar, sino que se toman seis superficies de falla distintas en diferentes segmentos dentro de la región completa, con tal de poder abarcar la mayor cantidad de casos posibles para los escenarios de tsunami. En cada una de las seis superficies se generan varios modelos de distribución de deslizamiento estocásticos con tal de poder representar de mejor forma lo ocurrido durante un proceso de ruptura real. Dentro de los resultados, la variable relevante a estudiar es el *run-up*, pues su valor máximo nos muestra cual es la mayor altura esperada de las olas en un determinado punto o localidad. Para eventos de magnitud entre M_w 8.5 y M_w 8.9 se observó que las olas de *run-up* tenían alturas que superaban los 5 m para áreas con más de 200 km de extensión, llegando en algunos casos incluso hasta los 10 m. Este estudio también permitió observar efectos de amplificación en la amplitud del *run-up* en las llamadas “barreras geográficas”, frente a la localidad de Arica cuando el rumbo de la subducción cambia significativamente y en la península de Mejillones.

6.1. Perspectivas y desarrollos futuros

El presente trabajo de tesis ha abarcado varias líneas de estudio, y ha permitido obtener resultados que dejan abiertas nuevas propuestas para investigación y/o desarrollo futuro, pero necesitan de un trabajo más extenso. A considerar:

- Usar modelos de fuente simples, con superficie de falla planar y distribución de deslizamiento homogénea y/o elíptica para explicar registros de tsunami con terremotos históricos.
- Complementar el proceso de inversión con registros de estaciones en tierra para implementar una inversión conjunta.

- Utilizar el método de inversión desarrollado para obtener modelos de fuente sísmica de eventos históricos y validar su uso para eventos tanto de Chile como del mundo.
- Crear una base de datos con funciones de Green de tsunami que permita invertir los registros de tsunami de cualquier evento tsunamigénico que pudiese ocurrir, bajo la perspectiva de un sistema de alerta temprana de terremotos.
- Estudiar fenómenos de resonancia para las olas de tsunami registradas en zonas cercanas a la superficie de falla y en lugares que puedan tener características geomorfológicas particulares.

Bibliografía

- Gavin P. Hayes, Matthew W. Herman, William D. Barnhart, Kevin P. Furlong, Sebastián Riquelme, Harley M. Benz, Eric Bergman, Sergio Barrientos, Paul S. Earle and Sergey Samsonov (2014), *Continuing megathrust earthquake potential in Chile after the 2014 Iquique earthquake*, Nature 512, 295–298.
- Stein, S., J. Engeln, C. Demets, R. Gordon, D. Woods, D. Argus, P. Lundgren, C. Stein, and D. Wiens (1986), *The Nazca-South America convergence rate and the recurrence of the great 1960 Chilean earthquake*, Geophys. Res. Lett., 13, 713–716.
- Comte and Pardo (1991), *Reappraisal of great historical earthquakes in the northern Chile and southern Peru seismic gaps*, M. Nat Hazards 4: 23.
- Lay, T., H. Yue, E. E. Brodsky, and C. An (2014), *The 1 April 2014 Iquique, Chile, Mw 8.1 earthquake rupture sequence*, Geophys. Res. Lett., 41.
- Bernd Schurr, Günter Asch, Sebastian Hainzl, Jonathan Bedford, Andreas Hoechner, Mauro Palo, Rongjiang Wang, Marcos Moreno, Mitja Bartsch, Yong Zhang, Onno Oncken, Frederik Tilmann, Torsten Dahm, Pia Victor, Sergio Barrientos and Jean-Pierre Vilotte (2014), *Gradual unlocking of plate boundary controlled initiation of the 2014 Iquique earthquake*, Nature 512, 299–302.
- Kenji Satake (1987), *Inversion of tsunami waveforms for the estimation of a fault heterogeneity: method and numerical experiments*, J. Phys. Earth, 35, 241–254.
- Okada, Y. (1992), *Internal deformation due to shear and tensile faults in a half-space*, Bull. Seismol. Soc. Am., 82, 1018–1040.
- Charles L. Lawson and Richard J. Hanson (1974), *Solving Least squares problems*, Journal of Geophysical Research Atmospheres.
- Liu, P. L., Woo, S.-B., and Cho, Y.-S. (1998), *Computer Programs for Tsunami Propagation and Inundation*, Cornell University Press, Ithaca, NY, USA, 1998.

- Titov, V.V., and C.E. Synolakis (1997), *Extreme inundation flows during the Hokkaido-Nansei-Oki tsunami*, Geophys. Res. Lett, 24(11), 1315–1318.
- Wessel, P. (2009), *Analysis of observed and predicted tsunami travel times for the Pacific and Indian oceans*, Pure Appl. Geophys., 166(1-2),301–324.
- Kajiura, K. (1970), *Tsunami source, energy and the directivity of wave radiation*, Bull. Earthq. Res. Inst.,48, 835–869.
- Delouis, Bertrand; Legrand, Denis (2007), *Mw 7.8 Tarapaca intermediate depth earthquake of 13 June 2005 (northern Chile): Fault plane identification and slip distribution by waveform inversion*, Geophysical Research Letters, Volume 34, Issue 1.
- Yagi, Y., R. Okuwaki, B. Enescu, S. Hirano, Y. Yamagami, S. Endo, and T. Komoro (2014), *Rupture process of the 2014 Iquique Chile Earthquake in relation with the foreshock activity*, Geophys. Res. Lett., 41, 4201–4206.
- Fumihiko Imamura, Chiaki GOTO (1986), *Truncated error of tsunami numerical simulation by the finite difference method*, Doboku Gakkai Ronbunshu Vol. 1986 No. 375, 241–250.
- R. M. Alford, K. R. Kelly, D. M. Boore (1974), *Accuracy of finite difference modeling of acoustic wave equations*, Geophysics 39 no 6, 834–842.
- Toshitaka Baba (2003), *Development of high-resolution tsunami inversion method and its application to Nankai Trough earthquakes*, Frontier Research on Earth Evolution, vol 2.
- Percival, D.B., Denbo, D.W., Eblé, M.C. et al. (2011), *Extraction of tsunami source coefficients via inversion of DART buoy data*, Nat Hazards58: 567.
- P. C. Hansen (2011), *The L-curve and its use in the numerical treatment of inverse problems*, WIT Press, pp.119–142.
- Norabuena EO, Dixon TH, Stein S, Harrison CGA (1999), *Decelerating Nazca-South America and Nazca- Pacific plate motion*, Geophys Res Lett 26(22):3405–3408.
- Sella, G. F., T. H. Dixon, and A. Mao (2002), *A model for Recent plate velocities from space geodesy*, J. Geophys. Res., 107(B4), 2081.
- Milne J (1880), *The Peruvian Earthquake of May 9th, 1877*, Trans Seismol Soc Jpn 2:50–96.

- Kausel E (1986), *Los Terremotos de Agosto de 1868 y Mayo de 1877 que Afectaron el Sur del Perú y Norte de Chile*, Boletín de la Academia Chilena de Ciencias 3:8–12.
- Vargas G, Ortlieb L, Chapron E, Valdes J, Marquardt C (2005), *Paleoseismic inferences from a high-resolution marine sedimentary record in northern Chile (23 S)*, Tectonophysics 399(1–4):381–398.
- Ruiz S, Metois M, Fuenzalida A, Ruiz J, Leyton F, Grandin R, Vigny C, Madariaga R, Campos J (2014), *Intense foreshocks and a slow slip event preceded the 2014 Iquique Mw 8.1 earthquake*, Science 345, 1165.
- An C, Sepulveda I, Liu PL–F (2014), *Tsunami source and its validation of the 2014 Iquique, Chile Earthquake*, Geophys Res Lett 41:3988–3994.
- Delouis B, Monfret T, Dorbath L, Pardo M, Rivera L, Comte D, Haessler H, Caminade JP, Ponce L, Kausel E, Cisternas A (1997), *The Mw = 8.0 Antofagasta (northern Chile) earthquake of 30 July 1995: a precursor to the end of the large 1877 gap*, Bull Seismol Soc Am 87:427–445.
- Ruegg JC, Campos J, Armijo R, Barrientos S, Briole P, Thiele R, Arancibia M, Can ?uta J, Duquesnoy T, Chang M, Lazo D, Lyon-Caen H, Ortlieb L, Rossignol JC, Serrurier L (1996), *The Mw = 8.1 Antofagasta (North Chile) earthquake of July 30, 1995: first results from teleseismic and geodetic data*, Geophys Res Lett 23:917–920.
- Delouis B, Pardo M, Legrand D, Monfret T (2009), *The Mw 7.7 Tocopilla earthquake of 14 November 2007 at the southern edge of the Northern Chile seismic gap: rupture in the deep part of the coupled plate interface*, Bull Seismol Soc Am 99:87–94.
- Loveless JP, Pritchard ME, Kukowski N (2010), *Testing mechanisms of subduction zone segmentation and seismogenesis with slip distributions from recent Andean earthquakes*, Tectonophysics 495:15–33.
- Peyrat S, Madariaga R, Buforn E, Campos J, Asch G, Vilotte JP (2010), *Kinematic rupture process of the 2007 Tocopilla earthquake and its main aftershocks from teleseismic and strong motion data*, Geophys J Int 182:1411–1430.
- Victor P, Sobiesiak M, Glodny J, Nielsen SN, Oncken O (2011), *Long-term persistence of subduction earthquake segment boundaries: evidence from Mejillones Peninsula, northern Chile*, J Geophys Res 116:B02402.
- Bejar-Pizarro M, Socquet A, Armijo R, Carrizo D, Genrich J, Simons M (2013), *Andean structural control on interseismic coupling in the North Chile subduction zone*, Nat Geosci.

- Tavera H, Buforn E, Bernal I, Antayhua Y, Vilacapoma L (2002), *The Arequipa (Peru) earthquake of June 23, 2001*, J Seismol 6:279–283.
- Dorbath L, Cisternas A, Dorbath C (1990), *Assessment of the size of large and great historical earthquakes in Peru*, Bull Seismol Soc Am 80(3):551–576.
- Lomnitz C (2004), *Major earthquakes of Chile: a historical survey, 1535?1960*, Seismol Res Lett 75(3):368–378.
- Abe K (1979), *Size of great earthquakes of 1837?1974 inferred from tsunami data*, J Geophys Res 84(B4):1561–1568.
- Hayes GP, Wald DJ, Johnson RL (2012), *Slab1.0: a three-dimensional model of global subduction zone geometries*, J Geophys Res 117:B01302.
- Tichelaar BW, Ruff LJ (1993), *Depth of seismic coupling along subduction zones*, J Geophys Res 98:2017–2037.
- Comte D, Pardo M, Dorbath L, Dorbath C, Haessler H, Rivera L, Cisternas A, Ponce L (1994), *Determination of seismogenic interplate contact zone and crustal seismicity around Antofagasta, northern Chile using local data*, Geophys J Int 116(3):553–561.
- Comte D, Suarez G (1995), *Stress distribution and geometry of the subducting Nazca plate in northern Chile using teleseismically recorded earthquakes*, Geophys J Int 122:419–440.
- Delouis B, Cisternas A, Dorbath L, Rivera L, Kausel E (1996), *The Andean subduction zone between 22 S and 24 S (northern Chile): precise geometry and state of stress*, Tectonophysics 259:81–100.
- Bevis M, Kendrick E, Smalley RJ, Brooks BA, Allmendinger RW, Isacks BL (2001), *On the strength of interplate coupling and the rate of back arc convergence in the central Andes: an analysis of the interseismic velocity field*, Geochem Geophys Geosyst 2(11):1067.
- Geist EL, Dmowska R (1999), *Local tsunamis and distributed slip at the source*, Pure Appl. Geophys. 154:485–512.
- Geist EL (2002), *Complex earthquake rupture and local tsunamis*, J Geophys Res.
- Andrews DJ (1980), *A stochastic fault model, 1, static case*, J Geophys Res 85:3867–3877.

- Herrero A, Bernard P (1994), *A kinematic self-similar rupture process for earthquakes*, Bull Seismol Soc Am 84:1216–1228.
- Mai PM, Beroza GC (2002), *A spatial random field model to characterize complexity in earthquake slip*, J Geophys Res 107(B11):2308.
- Gallovic F, Brokesova J (2004), *On strong ground motion synthesis with k-2 slip distributions*, J Seismol 8:211–224.
- Ruiz JA, Baumont D, Bernard P, Berge-Thierry C (2007), *New approach in the kinematic k-2 source model for generating physical slip velocity functions Geophys*, J Int 171:739–754.
- Aki K (1967), *Scaling law of seismic spectrum*, J Geophys Res 72:1212–1231.
- Herrero A, Bernard P (1994), *A kinematic self-similar rupture process for earthquakes*, Bull Seismol Soc Am 84:1216–1228.
- Goff, J. A., and T. H. Jordan (1988), *Stochastic modeling of seafloor morphology: Inversion of sea beam data for second-order statistics*, J. Geophys. Res., 93, 13,589–608.
- Turcotte, D. L. (1989), *Fractals in geology and geophysics*, Pure Appl. Geophys., 131, 171–196.
- Holliger, K., and A. R. Levander (1992), *A stochastic view of lower crustal fabric based on evidence from the Ivrea zone*, Geophys. Res. Lett., 11, 1153–1156.
- Papazachos B. C., Scordilis E. M., Panagiotopoulos D. G., Papazachos C. B. and Karakaisis G. F. (2004), *Global relations between seismic fault parameters and moment magnitude of earthquakes*, Bulletin of the Geological Society of Greece vol. XXXVI.
- Strasser, F.O., M.C. Arango and J.J. Bommer (2010), *Scaling of the Source Dimensions of Interface and Intraslab Subduction-zone Earthquakes with Moment Magnitude*, Seism. Res. Lett. 81 (6), 941–950.
- Blaser, L. F. Krüger, M. Ohrnberger and F. Scherbaum (2010), *Scaling Relations of Earthquake Source Parameter Estimates with Special Focus on Subduction Environment*, Bull. Seismol. Soc. Am., 100 (6), 2914–2926.
- Satoko Murotani, Kenji Satake, Yushiro Fujii (2013), *Scaling relations of seismic moment, rupture area, average slip, and asperity size for M 9 subduction-zone earthquakes*, Geophysical Research Letters, vol. 40, 5070–5074.

- Debnath L. Uma B. (1978), *On generation and propagation of tsunamis in a shallow running ocean*. Internat. J. Math. and Math. Sci. Vol. 1, 373-390.
- Okada, Y. (1985), *Surface Deformation Due to Shear and Tensile Faults in a Half-Space*, Bull. Seismol. Soc. Am., 75, 1135-1154.
- Okal, E.A. and Synolakis, C.E. (2004), *Source discrimination for nearfield tsunamis*, Geophysical Journal International, 158, 899-912.
- Kajiura K. (1970), *Tsunami source, energy and the directivity of wave radiation*. Bull. of the Earthquake Research Institute, Vol. 48, 835-869.
- Synolakis C.E. (1987), *The runup of solitary waves*. J. Fluid Mech. 185, 523-545.
- Tadepalli S. and Synolakis C.E. (1996), *Model for the leading waves of tsunamis*. Phys. Rev. Lett. 77, 2141 - 2145.
- Yamazaki Y., Kowalik Z., Fai Cheung K. (2009) *Depth-integrated, non-hydrostatic model for wave breaking and run-up*. International Journal for Numerical Methods in Fluids, Vol. 61, No. 5, pp. 473-497.
- Yamazaki Y., Lay T., Cheung K.F., Kanamori H. (2011) *Modeling near-field tsunami observations to improve finite-fault slip models for the 11 March 2011 Tohoku earthquake*. Geophysical Research Letters, Vol. 38, L00G15, 6 PP.
- Duputel, Z., Rivera, L., Kanamori, H., Hayes, G. (2012). *W phase source inversion for moderate to large earthquakes (1990-2010)*. GJI, 189(2), 1125–1147.
- Burridge, R., J. Willis (1969). *The self-similar problem of the expanding elliptical crack in an anisotropic solid*. Proc. Cambridge Phil. Soc. 66, 443–468.
- Dahlen, F. A. (1974). *On the ratio of P-wave to S-wave corner frequencies for shallow earthquake sources*. Bull. Seism. Soc. Am. 64, 1159–1180.

