

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



**Modelación del Tsunami causado por el terremoto del
1 de abril de 2014 Mw 8.1 en Iquique y del tsunami
que generaría la energía aún acumulada en el norte de
Chile**

Marisella Soledad Ortega Arroyo

Habilitación Profesional
para optar al Título de Geofísico

Marzo 2015

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

**Modelación del Tsunami causado por el terremoto del
1 de abril de 2014 Mw 8.1 en Iquique y del tsunami
que generaría la energía aún acumulada en el norte de
Chile**

Marisella Soledad Ortega Arroyo

**Habilitación Profesional
para optar al Título de Geofísico**

Profesor guía:

Dr. Matthew Robert Miller

Comisión:

Dr. Dante Figueroa Martínez, Dr. Andrés Tassara Oddo



Marzo 2015

Dedicatoria

Dedicado a mis padres Juan y María, y a mi sobrina Sofía, para que siempre luche por sus sueños.

Agradecimientos

En primer lugar quiero agradecer a Dios por estar siempre a mi lado y acompañarme a lo largo de toda la realización de esta tesis. También me gustaría agradecer a mi familia por apoyarme siempre, a mis padres Juan y María, a mi hermano Carlos, a mi cuñada Tatiana y como no mencionar a mi sobrina Sofía, la culpable de algunos enojos, pero también de muchas risas y regalones. Quisiera agradecer en forma especial a Matías, por acompañarme, aconsejarme, apoyarme y amarme incondicionalmente. A mis amigos Leonardo y Sebastián, por aconsejarme, escucharme y por todos los buenos momentos que pasamos a lo largo de toda nuestra vida universitaria.

Agradezco también a mi profesor guía Matt Miller, por siempre estar dispuesto a guiarme, ayudarme y brindarme sus conocimientos y sus ideas. A la profesora Ignacia Calisto por ser mi guía también, por aconsejarme, contestar siempre todas mis dudas y recibirme en su oficina. Al profesor Dante Figueroa por estar siempre ahí para mí en todo lo que necesité, muchas gracias por todo su apoyo en mi vida universitaria. Ciertamente es un gran amigo para mí. Al profesor Andrés Tassara, por brindarme su ayuda y facilitarme los modelos de acoplamiento sísmico utilizados en esta tesis.

Quisiera agradecer también a todas las personas que de una u otra forma contribuyeron en este trabajo y me apoyaron cuando más lo necesité. Nataly eres una gran amiga.

Por último quiero agradecer a Thorne Lay por facilitarme su modelo de deslizamiento y al Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de la Armada de Chile por facilitarme la batimetría utilizada en este trabajo.

Resumen

En el presente trabajo en una primera etapa se modela el tsunami causado por el terremoto de Iquique del 1 de abril de 2014, Mw 8.1, con una fuente de generación de tsunami homogénea y dos fuentes no-homogéneas basadas en los modelos de deslizamiento de *Lay et al., 2014* y de *Schurr et al., 2014*. Las simulaciones comprendieron 6 horas y se utilizaron 11 grillas anidadas. A pesar de que los tres modelos reproducen la forma y la amplitud del tsunami en cada localidad, los resultados muestran que el modelo no-homogéneo de *Schurr et al., 2014* es el que reproduce de mejor manera todos los aspectos del tsunami; la forma, la amplitud y las horas de llegada de las ondas de tsunami. Además, obtiene los mejores coeficientes de correlación entre la señal de tsunami observada y modelada cercanos a 1 en las localidades de Iquique y Talcahuano. En Arica y en Tocopilla los coeficientes de correlación sólo son cercanos a 0.5. Lo anterior podría ser explicado por la gran distancia que existe entre la posición del mareógrafo virtual y el real, cercana a medio kilómetro.

En una segunda etapa, debido a que dicho terremoto no liberó toda la energía sísmica acumulada en el norte de Chile (*Schurr et al., 2014*), se modela el tsunami que sería causado por un eventual rompimiento de la brecha sísmica del norte de Chile, basado en los modelos de acoplamiento sísmico de *Chlieh et al., 2011*, *Metois et al., 2013* y *Schurr et al., 2014*. Los mareógrafos virtuales de los tres modelos de acoplamiento sísmico muestran que existen diferencias en la amplitud y tiempo de llegada de la onda de tsunami en las localidades de Arica, Iquique y Talcahuano, sin embargo, predicen la misma forma, tiempo de llegada y amplitud de la onda de tsunami en la localidad de Tocopilla. La energía sísmica aún acumulada en el norte de Chile es corroborada por los tres modelos, los cuales predicen que la deformación inicial del tsunami tendría dos *parches*; uno frente a Tocopilla y otro siguiendo la

línea de la fosa frente a Arica. Es en éste último donde existen diferencias en la deformación inicial del mar predicha por cada autor. Los mareógrafos virtuales predicen que el tsunami llegaría con alturas de casi 4 m en Tocopilla a los 10 minutos y cerca de 2 m en Iquique a los 12 minutos. En Arica, los modelos de *Chlieh et al., 2011* y *Schurr et al., 2014* predicen un ascenso del nivel del mar el cual tiene su peak a los 17 minutos con una amplitud de 1.28 m y 0.46 m, respectivamente, en cambio el modelo de *Metois et al., 2013* no reproduce esta primera llegada. Mucho más al sur en Talcahuano, el tsunami no superaría los 1.5 m de altura. Aquí los modelos tienen pequeñas diferencias en la amplitud y el tiempo de llegada de las ondas de tsunami, aunque los tres coinciden en su forma. Los mapas de máxima amplitud en el escenario con marea alta muestran que en Arica las máximas amplitudes en la costa las predice el modelo de *Metois et al., 2013* alcanzando los 4 m, sin embargo en Iquique y en Tocopilla las máximas amplitudes en la costa las predice el modelo de *Chlieh et al., 2011* alcanzando los 4 m y 6 m, respectivamente.

Por último, debido a la resolución de las grillas utilizadas en la modelación no es posible realizar con precisión los mapas de inundación y sacar conclusiones acerca de ellos, ya que la estimación del *run-up* y la penetración tierra adentro no serían realistas y tendrían un gran margen de error. Por la semejanza que los modelos de acoplamiento presentan en la generación y propagación del tsunami, y no pudiendo estimar el impacto e inundación que cada uno produciría tierra adentro, es que no se puede decir cuál modelo es el que presenta un mayor riesgo para la población costera del norte de Chile, aunque sí se puede concluir que dentro de las ciudades en estudio la ciudad de Tocopilla es la que se vería más afectada en términos de la altura máxima de las olas que llegan a la costa.

Índice general

1. Introducción	1
2. Marco teórico	4
2.1. Ecuaciones gobernantes	4
2.2. Modelo de falla elástico - Deformación instantánea	6
3. Metodología	8
3.1. Generación de las grillas	8
3.2. Modelación del tsunami del 1 de abril de 2014	11
3.2.1. Modelo homogéneo	11
3.2.2. Modelos no-homogéneos	12
3.3. Modelación del eventual futuro tsunami	13
4. Análisis y Resultados	16
4.1. Modelación del tsunami del 1 de abril de 2014	16
4.1.1. Resultados de los modelos homogéneo y no homogéneos	18
4.1.2. Análisis de los mareógrafos	21
4.2. Modelación del eventual futuro tsunami	29
4.2.1. Resultados de los modelos de acoplamiento sísmico del norte de Chile	30
4.2.2. Análisis de los mareógrafos virtuales	34
4.2.3. Mapas de amplitud máxima e inundación	38
5. Discusión	44
6. Conclusiones	49
Bibliografía	52

Índice de figuras

2.1. Modelo de plano de falla, fuente de tsunami asumida por COMCOT (figura tomada del manual de COMCOT).	7
3.1. Diferencia entre la línea de costa real y la línea de costa de la grilla de nivel 4 utilizada en la modelación de tsunami para la localidad de Arica.	9
3.2. Diferencia entre la línea de costa real y la línea de costa de la grilla de nivel 4 utilizada en la modelación de tsunami para la localidad de Iquique.	10
3.3. Diferencia entre la línea de costa real y la línea de costa de la grilla de nivel 4 utilizada en la modelación de tsunami para la localidad de Tocopilla.	10
4.1. Extracción de la señal del tsunami del 1 de abril de 2014 para el mareógrafo de Arica.	16
4.2. Extracción de la señal del tsunami del 1 de abril de 2014 para el mareógrafo de Iquique.	17
4.3. Extracción de la señal del tsunami del 1 de abril de 2014 para el mareógrafo de Tocopilla.	17
4.4. Extracción de la señal del tsunami del 1 de abril de 2014 para el mareógrafo de Talcahuano.	18
4.5. Deformación inicial del tsunami de Iquique del 1 de abril de 2014 según el modelo de falla a)homogéneo, b) <i>Lay et al., 2014</i> y c) <i>Schurr et al., 2014</i>	19
4.6. Evolución del tsunami del 1 de abril de 2014 en el norte de Chile a los 10 minutos según el modelo de falla a)homogéneo, b) <i>Lay et al., 2014</i> y c) <i>Schurr et al., 2014</i>	19

4.7. Evolución del tsunami del 1 de abril de 2014 en el norte de Chile a los 14 minutos según el modelo de falla a)homogéneo, b)*Lay et al., 2014* y c)*Schurr et al., 2014*. 20

4.8. Evolución del tsunami del 1 de abril de 2014 en el norte de Chile a los 25 minutos según el modelo de falla a)homogéneo, b)*Lay et al., 2014* y c)*Schurr et al., 2014*. 20

4.9. Comparación entre el mareógrafo del SHOA en la ciudad de Arica para el tsunami del 1 de abril de 2014 (línea azul) y los mareógrafos virtuales utilizando un modelo de falla homogénea (línea roja) y los modelos de falla no-homogéneos de *Lay et al., 2014* (línea verde) y *Schurr et al., 2014* (línea negra). 23

4.10. Comparación entre el mareógrafo del SHOA en la ciudad de Iquique para el tsunami del 1 de abril de 2014 (línea azul) y los mareógrafos virtuales utilizando un modelo de falla homogénea (línea roja) y los modelos de falla no-homogéneos de *Lay et al., 2014* (línea verde) y *Schurr et al., 2014* (línea negra). 23

4.11. Comparación entre el mareógrafo del SHOA en la ciudad de Tocopilla para el tsunami del 1 de abril de 2014 (línea azul) y los mareógrafos virtuales utilizando un modelo de falla homogénea (línea roja) y los modelos de falla no-homogéneos de *Lay et al., 2014* (línea verde) y *Schurr et al., 2014* (línea negra). 24

4.12. Comparación entre el mareógrafo del SHOA en la ciudad de Talcahuano para el tsunami del 1 de abril de 2014 (línea azul) y los mareógrafos virtuales utilizando un modelo de falla homogénea (línea roja) y los modelos de falla no-homogéneos de *Lay et al., 2014* (línea verde) y *Schurr et al., 2014* (línea negra). 24

4.13. Deformación inicial del tsunami que generaría el rompimiento de la brecha sísmica del norte de Chile según los modelos de acoplamiento de a)*Chlieh et al., 2011*, b)*Metois et al., 2013* y de c)*Schurr et al., 2014*. 31

4.14. Evolución del tsunami que generaría el rompimiento de la brecha sísmica del norte de Chile a los 4 minutos según el modelo de falla de a)*Chlieh et al., 2011*, b)*Metois et al., 2013* y c)*Schurr et al., 2014*. 31

4.15. Evolución del tsunami que generaría el rompimiento de la brecha sísmica del norte de Chile a los 9 minutos según el modelo de falla de a) <i>Chlieh et al., 2011</i> , b) <i>Metois et al., 2013</i> y c) <i>Schurr et al., 2014</i>	32
4.16. Evolución del tsunami que generaría el rompimiento de la brecha sísmica del norte de Chile a los 14 minutos según el modelo de falla de a) <i>Chlieh et al., 2011</i> , b) <i>Metois et al., 2013</i> y c) <i>Schurr et al., 2014</i>	32
4.17. Evolución del tsunami que generaría el rompimiento de la brecha sísmica del norte de Chile a los 20 minutos según el modelo de falla de a) <i>Chlieh et al., 2011</i> , b) <i>Metois et al., 2013</i> y c) <i>Schurr et al., 2014</i>	33
4.18. Evolución del tsunami que generaría el rompimiento de la brecha sísmica del norte de Chile a los 28 minutos según el modelo de falla de a) <i>Chlieh et al., 2011</i> , b) <i>Metois et al., 2013</i> y de c) <i>Schurr et al., 2014</i>	33
4.19. Mareógrafos virtuales que simulan el tsunami que sería generado por un rompimiento de la brecha sísmica del norte de Chile en el puerto de Arica según el modelo de acoplamiento de <i>Chlieh et al., 2011</i> (línea roja), de <i>Metois et al., 2013</i> (línea azul) y de <i>Schurr et al., 2014</i> (línea negra).	35
4.20. Mareógrafos virtuales que simulan el tsunami que sería generado por un rompimiento de la brecha sísmica del norte de Chile en el puerto de Iquique según el modelo de acoplamiento de <i>Chlieh et al., 2011</i> (línea roja), de <i>Metois et al., 2013</i> (línea azul) y de <i>Schurr et al., 2014</i> (línea negra).	35
4.21. Mareógrafos virtuales que simulan el tsunami que sería generado por un rompimiento de la brecha sísmica del norte de Chile en el puerto de Tocopilla según el modelo de acoplamiento de <i>Chlieh et al., 2011</i> (línea roja), de <i>Metois et al., 2013</i> (línea azul) y de <i>Schurr et al., 2014</i> (línea negra).	36

4.22. Mareógrafos virtuales que simulan el tsunami que sería generado por un rompimiento de la brecha sísmica del norte de Chile en el puerto de Talcahuano según el modelo de acoplamiento de *Chlieh et al., 2011* (línea roja), de *Metois et al., 2013* (línea azul) y de *Schurr et al., 2014* (línea negra). 36

4.23. Mapas de máxima amplitud del tsunami para la localidad de Arica según a) *Chlieh et al., 2011*, b) *Metois et al., 2013* y c) *Schurr et al., 2014*. La figura de la izquierda corresponde al caso sin marea y la figura de la derecha es considerando una marea alta promedio de la localidad, igual a 1.15 m. 40

4.24. Mapas de máxima amplitud del tsunami para la localidad de Iquique según a) *Chlieh et al., 2011*, b) *Metois et al., 2013* y c) *Schurr et al., 2014*. La figura de la izquierda corresponde al caso sin marea y la figura de la derecha es considerando una marea alta promedio de la localidad, igual a 1.21 m. 41

4.25. Mapas de máxima amplitud del tsunami para la localidad de Tocopilla según a) *Chlieh et al., 2011*, b) *Metois et al., 2013* y c) *Schurr et al., 2014*. La figura de la izquierda corresponde al caso sin marea y la figura de la derecha es considerando una marea alta promedio de la localidad, igual a 1.24 m. 42

Índice de cuadros

2.1. Parámetros para el Modelo de falla elástico	6
4.1. Ubicación de los mareógrafos del SHOA.	21
4.2. Coeficiente de correlación, coeficiente de correlación máximo, retardo de la serie en minutos, RMS del coeficiente de correlación y RMS del coeficiente de correlación máximo para la localidad de Arica.	27
4.3. Coeficiente de correlación, coeficiente de correlación máximo, retardo de la serie en minutos, RMS del coeficiente de correlación y RMS del coeficiente de correlación máximo para la localidad de Iquique.	27
4.4. Coeficiente de correlación, coeficiente de correlación máximo, retardo de la serie en minutos, RMS del coeficiente de correlación y RMS del coeficiente de correlación máximo para la localidad de Tocopilla.	27
4.5. Coeficiente de correlación, coeficiente de correlación máximo, retardo de la serie en minutos, RMS del coeficiente de correlación y RMS del coeficiente de correlación máximo para la localidad de Talcahuano.	28
4.6. Ubicación de los mareógrafos virtuales.	34

Capítulo 1

Introducción

La mayoría de los terremotos más grandes que ocurren se generan en zonas de subducción (Tichelaar y Ruff et al., 1993). Durante el periodo anterior a un terremoto de subducción (periodo intersísmico) se produce el proceso de acoplamiento sísmico debido a que la placa que subducta empuja al bloque superior en una zona de acumulación de deformación elástica. Esta zona de acoplamiento sísmico se rompe cuando la acumulación de estrés ya no puede ser soportado por el bloque superior. El norte de Chile está ubicado en la costa suroeste de Sudamérica en una gran zona de subducción entre las placas de Nazca y Sudamericana, las cuales convergen a una tasa de 66 mm/año (Kendrick et al., 2003). Todos los terremotos de subducción (con mecanismo inverso) observados con M_w mayor a 8 han ocurrido en zonas de acoplamiento sismogénico, cerca de la costa donde la población se concentra, por lo tanto las áreas costeras están sujetas a un potencial riesgo de terremotos y por ende de tsunamis.

Tsunami es aquel fenómeno que ocurre en el mar, generado principalmente por un disturbio sísmico que impulsa y desplaza verticalmente la columna de agua originando un tren de ondas largas, con un período que va de varios minutos hasta una hora, que se propaga a gran velocidad en todas direcciones desde la zona de origen, y cuyas olas al aproximarse a las costas alcanzan alturas de grandes proporciones, descargando su energía sobre ellas con gran poder, infligiendo una vasta destrucción e inundación. (Wiegel et al., 1970; Iida & Iwasaki et al., 1983; SHOA, 1984; ITSU, 1999). Si la longitud de onda del tsunami es grande en comparación con la profundidad de la columna de

agua, entonces éste puede ser descrito por la teoría de aguas someras.

La teoría de la brecha sísmica (McCann et al., 1979) identifica regiones de elevado peligro basado en una falta de actividad sísmica reciente en comparación con otras partes de una misma falla. Un terremoto de gran magnitud se esperaba en la zona de subducción adyacente al norte Chile (Comte & Pardo et al., 1991), la cual no se había roto en un megaterremoto desde el evento de magnitud $M_w \sim 8.8$ en 1877. El 1 de abril 2014 un terremoto de magnitud M_w 8.1 rompió la parte central de esta brecha sísmica en el norte de Chile frente a la ciudad de Iquique, uno de los puertos principales del país (Schurr et al., 2014). En tierra las intensidades alcanzaron VIII en la escala de Mercalli y el tsunami asociado al terremoto alcanzó 2 m de altura en Iquique (Hayes et al., 2014). La secuencia comenzó el 16 de marzo de 2014 con un evento de magnitud M_w 6.7, 60 km al noroeste de Iquique, seguido de réplicas de que migraron hacia el norte aproximadamente 40 km en 2 semanas cerca del hipocentro del evento principal de 20.2°S a 19.6°S . Luego del evento principal se produjo una serie de réplicas, la más importante tuvo lugar el 3 de abril de 2014 con una magnitud M_w 7.7, 49 km al suroeste de Iquique (Lay et al., 2014).

Recientes mediciones geodésicas de la deformación hacia el este de la placa superior indican que la mayor parte de la zona de ruptura de 1877 a partir de 18.4°S a 23°S tiene un alto coeficiente de acoplamiento, aunque con algunos parches a lo largo del strike y del dip (Chlieh et al. 2011; Metois et al., 2013; Schurr et al., 2014). Según estas mediciones podría haberse acumulado del orden de 6-9 m de déficit de deslizamiento en los 137 años. La zona de ruptura del terremoto de Perú de 1868 de magnitud $M_w \sim 8.8$, rompió parcialmente de nuevo con el terremoto de Arequipa del 23 de junio de 2001 magnitud M_w 8.4, dejando una región de 100 km de largo justo al norte de la brecha sísmica de 1877, que también podría tener un gran déficit de deslizamiento (Loveless et al., 2010). Secciones de la brecha sísmica también han roto por el sur, con el terremoto de Tocopilla de 2007 magnitud M_w 7.7 que rompió el borde sur de este segmento y al norte de la península de Mejillones, a lo largo de una longitud total de 150 km (Schurr et al., 2014). Los deslizamientos durante este terremoto se limitaron a la zona sismogénica más profunda y el deslizamiento

total en la zona de ruptura fue menor que 2.6 m, dejando sin afectar la mayor parte del déficit de slip de 8-9 m acumulado en esta zona desde 1877 (Schurr et al., 2014). Más al sur, el terremoto de Antofagasta de 1995 magnitud Mw 8.1 rompió la zona sismogénica inmediatamente al sur de la península de Mejillones, una característica que sirve de argumento para afirmar que es una barrera persistente para la propagación de una ruptura (Béjar-Pizarro et al., 2010). Se concluye entonces que alrededor de un tercio de la brecha sísmica se rompió y los segmentos bloqueados restantes suponen ahora un aumento significativo del riesgo sísmico con el potencial para albergar un terremoto de magnitud Mw mayor a 8.5 (Schurr et al., 2014).

En base a todo lo anterior expuesto, en este trabajo uno de los objetivos primarios es lograr modelar el tsunami causado por el terremoto del 1 de abril de 2014, magnitud Mw 8.1, en base a un modelo de falla homogéneo y a los modelos de falla no-homogéneos publicados por *Lay et al., 2014* y por *Schurr et al., 2014*, con el fin de comparar ambas configuraciones de fuente de tsunami y analizar posibles diferencias en las fases de generación y propagación del tsunami. En una segunda etapa, se analizan los 3 modelos de acoplamiento sísmico de *Chlieh et al., 2011*, *Metois et al., 2013* y *Schurr et al., 2014*, los cuales nos entregan el déficit de deslizamiento esperado por cada autor si se produjera el rompimiento de la brecha sísmica antes expuesta. El objetivo en este punto es modelar el tsunami que sería causado según el tipo de falla no-homogénea de cada autor y estudiar cómo estas distribuciones de deslizamiento afectan en el desarrollo del tsunami en las fases de generación, propagación e inundación. Esta última etapa sólo será posible con precisión si la resolución de la topografía en la costa permite generar los mapas de inundación. Todas las modelaciones de tsunami se realizaron con el software libre COMCOTv1.7 (Cornell Multi-grid Coupled Tsunami model).

Capítulo 2

Marco teórico

Las ecuaciones de aguas someras describen la evolución del flujo incompresible despreciando los cambios de densidad a lo largo de la profundidad y son aplicables en los casos en que la escala horizontal del fluido, es decir la longitud de onda, es mucho más grande que la profundidad. Por lo tanto, las ondas de tsunami pueden ser descritas por modelos de aguas someras, considerando además el largo periodo que tienen éstos (Liu et al., 2009).

2.1. Ecuaciones gobernantes

El software utilizado para la modelación de tsunami es el COMCOT (Cornell Multi-grid Coupled Tsunami Model), el cual adopta el método de “salto de rana” de diferencias finitas para resolver las ecuaciones de aguas someras lineales (válidas en aguas profundas) y no lineales (válidas cerca de la costa) en coordenadas esféricas (válidas en aguas profundas) y en coordenadas cartesianas (válidas cerca de la costa, donde la rotación de la Tierra no juega un papel importante). El modelo se ha utilizado para investigar variados tsunamis históricos, como el tsunami Chileno de 1960 y más recientemente el tsunami del oceano Indico en 2004 (Wang & Liu et al., 2006). Usando un sistema de grillas anidadas, el modelo es capaz de calcular la propagación de un tsunami en el océano profundo y la inundación de las zonas costeras de forma simultánea.

En una región de aguas profundas, la altura de ola del tsunami es gene-

ralmente más pequeña que 1 m, la cual es mucho menor que la profundidad del agua. Los términos de advección pueden ser despreciados, y las ecuaciones de aguas someras lineales en coordenadas esféricas utilizadas por COMCOT son:

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{1}{R \cos \varphi} \left\{ \frac{\partial P}{\partial \psi} + \frac{\partial}{\partial \varphi} (\cos \varphi Q) \right\} = -\frac{\partial h}{\partial t} \quad (2.1)$$

$$\frac{\partial P}{\partial t} + \frac{gh}{R \cos \varphi} \frac{\partial \eta}{\partial \psi} - fQ = 0 \quad (2.2)$$

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{gh}{R} \frac{\partial \eta}{\partial \varphi} + fP = 0 \quad (2.3)$$

donde η es la elevación de la superficie del agua; (P, Q) denota el flujo de volumen en la dirección X (Oeste-Este) y en la dirección Y (Sur-Norte), respectivamente; (φ, ψ) denota la latitud y la longitud; R es el radio de la Tierra; g es la aceleración de gravedad y h es la profundidad del agua. El término $-\frac{\partial h}{\partial t}$ refleja el efecto de movimiento transiente del suelo oceánico, que puede ser usado para modelar tsunamis generados por remociones en masa. f representa el parámetro de Coriolis debido a la rotación de la Tierra y

$$f = 2\Omega \sin \varphi \quad (2.4)$$

donde Ω es la tasa de rotación de la Tierra.

Cuando el tsunami entra en la región cercana a la costa, la profundidad del agua se reduce y la amplitud de la onda aumenta. Los términos no lineales de advección y de fricción del fondo se tornan considerables y tienen que ser incluidos en las ecuaciones. Las ecuaciones de aguas someras no lineales en coordenadas esféricas utilizadas por COMCOT son:

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{1}{R \cos \varphi} \left\{ \frac{\partial P}{\partial \psi} + \frac{\partial}{\partial \varphi} (\cos \varphi Q) \right\} = -\frac{\partial h}{\partial t} \quad (2.5)$$

$$\frac{\partial P}{\partial t} + \frac{1}{R \cos \varphi} \frac{\partial}{\partial \psi} \left\{ \frac{P^2}{H} \right\} + \frac{1}{R} \frac{\partial}{\partial \varphi} \left\{ \frac{PQ}{H} \right\} + \frac{gH}{R \cos \varphi} \frac{\partial \eta}{\partial \psi} - fQ + F_x = 0 \quad (2.6)$$

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{1}{R \cos \varphi} \frac{\partial}{\partial \psi} \left\{ \frac{PQ}{H} \right\} + \frac{1}{R} \frac{\partial}{\partial \varphi} \left\{ \frac{Q^2}{H} \right\} + \frac{gH}{R} \frac{\partial \eta}{\partial \varphi} + fP + F_y = 0 \quad (2.7)$$

donde H es la profundidad total del agua y ($H = h + \eta$). F_x y F_y representan la fricción del fondo en las direcciones X e Y , respectivamente. Estos dos términos son evaluados por la fórmula de Manning:

$$F_x = \frac{gn^2}{H^{7/3}} P(P^2 + Q^2)^{1/2} \quad (2.8)$$

$$F_y = \frac{gn^2}{H^{7/3}} Q(P^2 + Q^2)^{1/2} \quad (2.9)$$

donde n es el coeficiente de rugosidad de Manning.

2.2. Modelo de falla elástico - Deformación instantánea

El éxito de una simulación de propagación de tsunamis y la predicción precisa de los tiempos de llegada del tsunami en los diferentes lugares depende principalmente de la estimación correcta del mecanismo del terremoto. Los parámetros de falla utilizados por COMCOT para calcular la deformación están descritos en el Cuadro 2.1:

Parámetros	Unidad
Epicentro (φ_o, ψ_o)	Grados [°]
Profundidad Focal h	Metros [m]
Largo del Plano de Falla L	Metros [m]
Ancho del Plano de Falla W	Metros [m]
Deslizamiento (slip)	Metros [m]
Rumbo (strike) θ	Grados [°]
Ángulo de buzamiento (dip) δ	Grados [°]
Ángulo de deslizamiento (rake) λ	Grados [°]

Cuadro 2.1: Parámetros para el Modelo de falla elástico

En COMCOT para rupturas instantáneas, el desplazamiento del fondo oceánico causado por un terremoto se calcula a través de la teoría elástica de un plano de falla finito propuesto originalmente por Mansinha & Smylie (1971) y luego mejorado por Okada (1985). La teoría supone un plano de falla rectangular ubicado en un semi-espacio elástico semi-infinito. Este plano

es una representación idealizada de la interfaz entre dos placas tectónicas en colisión donde se produce el movimiento violento (es decir, la dislocación) durante un terremoto (véase la Figura 2.1). La dislocación que ocurre en el plano de falla deforma la superficie del medio semi-infinito (superficie del océano), que se considera como el desplazamiento del fondo marino durante el terremoto.

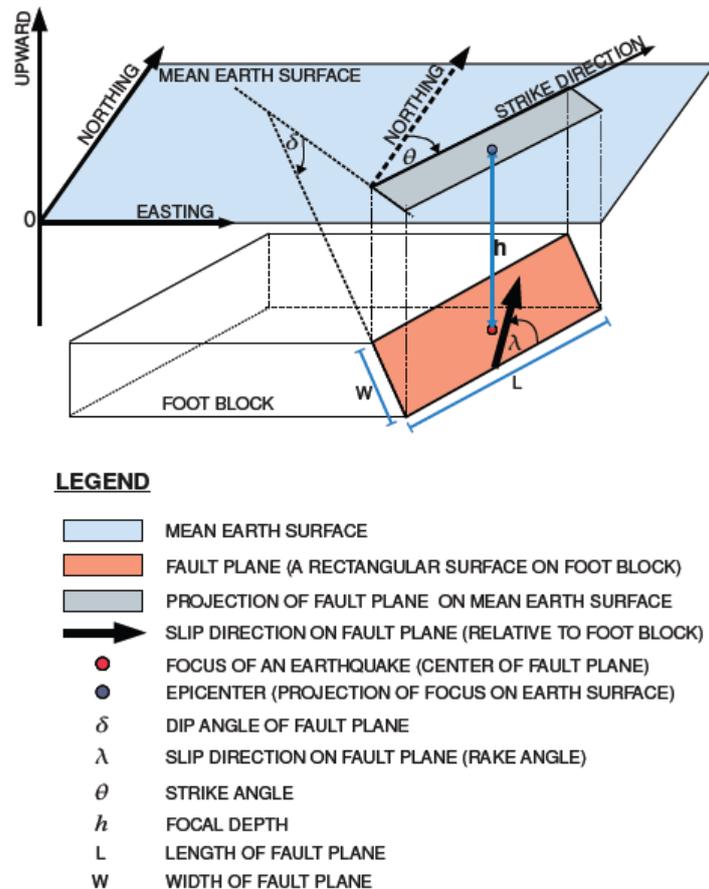


Figura 2.1: Modelo de plano de falla, fuente de tsunami asumida por COMCOT (figura tomada del manual de COMCOT).

Por lo tanto, COMCOT asume que la superficie del agua sigue exactamente el mismo alzamiento que sufre el suelo oceánico durante un terremoto. Es por esto que se torna primordial tener la correcta distribución de deslizamiento (slip) del modelo de falla, el cual nos entregará el mecanismo generador de tsunami. En COMCOT se pueden ingresar modelos de falla con un máximo de 99 sub-fallas, cada una definida con los parámetros descritos en el Cuadro 2.1.

Capítulo 3

Metodología

Este trabajo se puede dividir en tres etapas. La primera es la generación de las grillas que fueron utilizadas en todas las modelaciones, la segunda es la modelación del tsunami causado por el terremoto del 1 de abril de 2014 en Iquique, magnitud Mw 8.1, y la tercera es la modelación del tsunami que sería causado por un eventual rompimiento de la brecha sísmica del norte de Chile. A continuación se describen cada una de ellas.

3.1. Generación de las grillas

Se generaron 11 grillas para la modelación del tsunami. Una grilla de nivel 1 de resolución 2' (~ 3700 m) ubicada desde Arica hasta la bahía de Concepción; dos grillas de nivel 2 de resolución de 0.5' (~ 925 m) ubicadas en el norte de Chile (desde Arica hasta Tocopilla) y en la bahía de Concepción; cuatro grillas de nivel 3 de resolución de 0.1' (~ 185 m) en Arica, Iquique, Tocopilla y Talcahuano y cuatro grillas de nivel 4 de resolución de 0.016' (~ 30 m) centradas en los puertos de Arica, Iquique, Tocopilla y Talcahuano. Para las grillas de nivel 1 y 2 se utilizó SRTM30 plus (ftp://topex.ucsd.edu/pub/srtm30_plus/srtm30/data/) que es topografía y batimetría con una resolución de 0.5'. Estos datos provienen de la NASA Shuttle Radar Topography Mission y sólo bastaba cortar las grillas de nivel 1 y 2 al lugar deseado e interpolar la grilla 1 a 2' con GMT (General Mapping Tools). Para las grillas anidadas de nivel 3 y 4 se utilizó batimetría del Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de la Armada de Chile y topografía de ASTER GDEM (<http://www.gdem.aster.ersdac.or.jp/index.jsp>) de 30 m de resolu-

ción. Las grillas se cortaron, unieron e interpolaron a la resolución deseada mediante los comandos de GMT *blockmean*, *surface* o *triangulate*, dependiendo del caso. El comando *blockmean* es utilizado como un pre-procesador que evita datos redundantes y que lee una determinada posición (x,y,z) y la escribe en una salida estándar con un valor y posición promedio. El comando *surface* genera una grilla utilizando curvas con una tensión continua ajustable T que varía entre 0 y 1, donde 0 significa la mínima curvatura y 1 una superficie armónica. Es recomendable utilizar para datos topográficos un valor de $T \sim 0.25$, valor que fue utilizado en este trabajo. Por último, el comando *triangulate* genera una grilla con una triangulación de Delaunay, la cual encuentra cómo los puntos pueden ser conectados para entregar la mejor triangulación equilateral posible (Wessel et al., 1998).

En las Figuras 3.1, 3.2 y 3.3, se pueden apreciar las grillas de nivel 4 para Arica, Iquique y Tocopilla, respectivamente, utilizadas en este trabajo. Estas fueron generadas en un archivo KMZ para ser graficadas con el software Google Earth. Aquí se puede observar la diferencia entre línea de costa real y la línea de costa obtenida de la interpolación entre la batimetría y la topografía, la cual no es tan detallada como se esperaría.

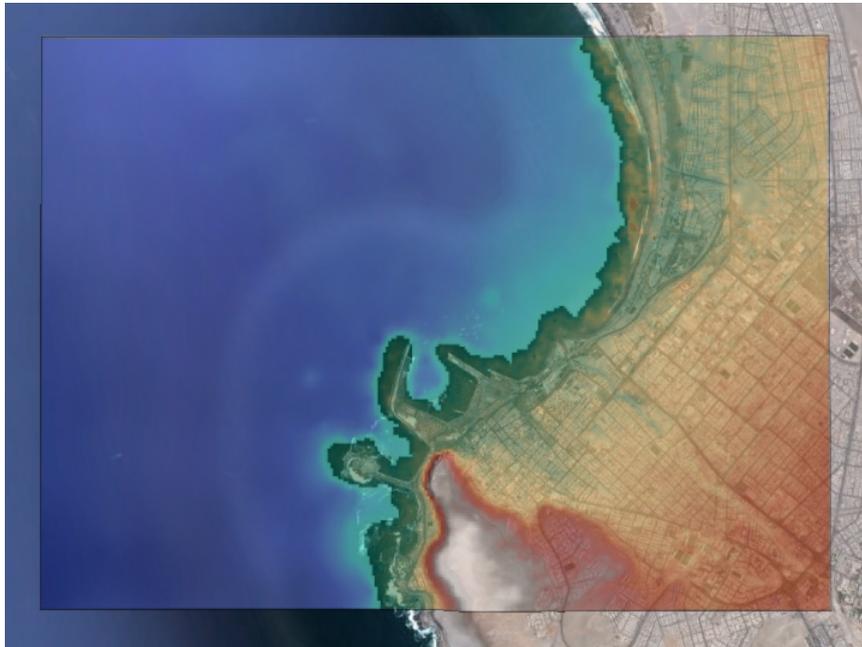


Figura 3.1: Diferencia entre la línea de costa real y la línea de costa de la grilla de nivel 4 utilizada en la modelación de tsunami para la localidad de Arica.

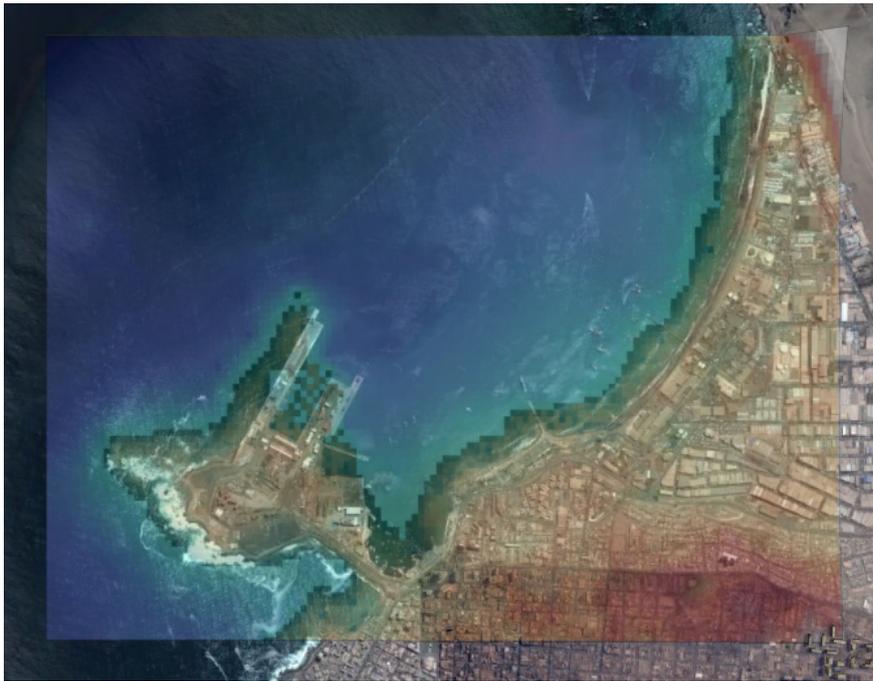


Figura 3.2: Diferencia entre la línea de costa real y la línea de costa de la grilla de nivel 4 utilizada en la modelación de tsunami para la localidad de Iquique.

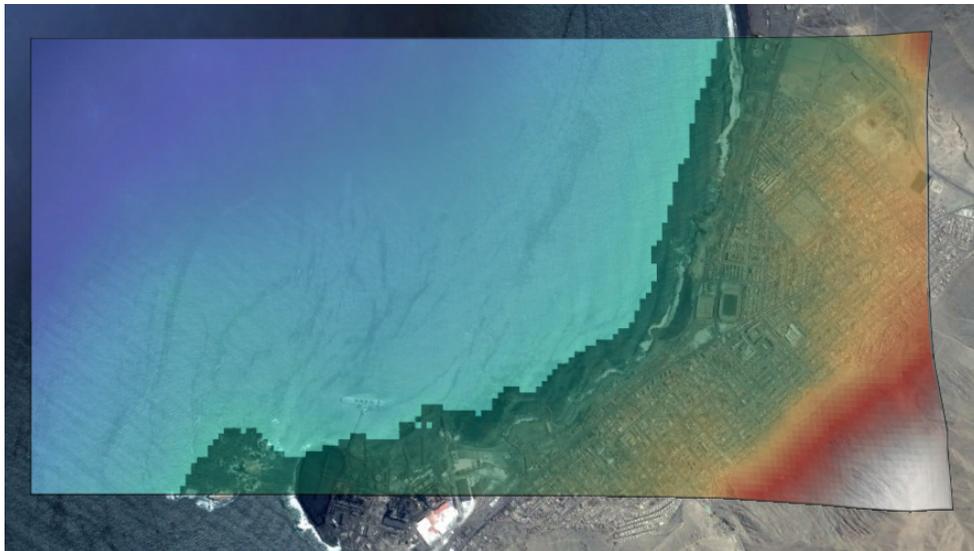


Figura 3.3: Diferencia entre la línea de costa real y la línea de costa de la grilla de nivel 4 utilizada en la modelación de tsunami para la localidad de Tocopilla.

3.2. Modelación del tsunami del 1 de abril de 2014

Esta etapa fue dividida en dos partes con el fin de comparar dos metodologías de modelar un tsunami en COMCOT. La primera es la modelación de este evento con una falla, es decir, una fuente de tsunami homogénea y la segunda es la modelación del tsunami utilizando una fuente de tsunami más detallada y realista, la cual comprende subfallas basadas en los dos modelos de deslizamiento que se tenían disponibles, los modelos de *Lay et al., 2014* y de *Schurr et al., 2014*.

3.2.1. Modelo homogéneo

La solución de los parámetros de falla para este evento dada por el global Centroid Moment Tensor (gCMT, <http://www.globalcmt.org/CMTsearch.html>) indican una geometría con un rumbo de 355° , un ángulo de buzamiento de 15° , un ángulo de deslizamiento de 106° y una profundidad de 21.6 km (última visita 05/01/2014). El hipocentro dado por la misma fuente es de 19.7°S y 70.81°W . El largo y ancho de la falla homogénea fueron estimados mediante las siguientes ecuaciones propuestas por *Papazachos et al., 2004*:

$$\log L = 0.55Mw - 2.19 \quad (3.1)$$

$$\log W = 0.31Mw - 0.63 \quad (3.2)$$

Al evaluar estas ecuaciones para la magnitud Mw 8.1 del evento se obtiene un largo de la falla de 184 km y un ancho de la falla de 76 km.

El deslizamiento de la falla homogénea fue estimado mediante la siguiente ecuación de momento sísmico propuesta por *Kanamori & Anderson et al., 1975*:

$$M_o = \mu DS \quad (3.3)$$

donde M_o corresponde al momento sísmico que según el global Centroid Moment Tensor es igual a 1.9×10^{21} J, μ es igual a 3×10^{10} Pa según *Kanamori & Brodsky et al., 2004*, D es el deslizamiento buscado y S es el área de la

falla, en este caso igual a 184 km por 76 km. Al reemplazar todos los valores anteriores se obtiene un deslizamiento igual a 4.5 m, utilizado finalmente en esta modelación.

3.2.2. Modelos no-homogéneos

Se utilizaron dos modelos de deslizamiento no-homogéneos basados en métodos de inversiones de datos telesísmicos, geodésicos y de tsunami. El modelo de *Lay et al., 2014* correspondía a 54 subfallas cada una con los parámetros de longitud, latitud, deslizamiento y ángulo de deslizamiento. El modelo de *Schurr et al., 2014* corresponde a una grilla de 0.05° de resolución, la cual fue equiespaciada a 0.15° de resolución para obtener 69 subfallas, cada una con los parámetros de longitud, latitud y deslizamiento. El ángulo de deslizamiento se calculó utilizando el modelo de placas NUVEL 1A (DeMets et al., 1994) el cual corresponde en promedio a 77.04° (se utilizó el mismo ángulo para todas las subfallas debido a que no variaba demasiado en latitud). Para crear el rumbo, el ángulo de buzamiento y la profundidad de cada subfalla para ambos modelos se utilizó el modelo de placa de *Tassara et al., 2012*. Estos puntos se equiespaciaron a la resolución de cada grilla correspondiente a cada autor mediante una triangulación y luego se calculó la orientación (strike) y la pendiente (dip) entre los puntos del modelo de placas. Luego se interpolaron los puntos del rumbo, ángulo de buzamiento y profundidad calculados con los datos de deslizamiento de los modelos originales.

Para determinar el largo L y el ancho W de cada subfalla se debe tener en cuenta que:

$$1^\circ lat = 111.13[km] \quad (3.4)$$

$$1^\circ lon = 111.13 \cos(lat)[km] \quad (3.5)$$

La separación entre las subfallas debe ser mínima y cuidar que éstas no se superpongan causando un mayor deslizamiento que no sería realista. Para ésto se utiliza la mayor latitud presente en cada modelo, que corresponde a $20.47^\circ S$ en el caso de *Schurr et al., 2014*, lo que da como resultado un largo L igual a 16.485 m y un ancho W igual a 15.610 m. En el caso de *Lay et al., 2014* la mayor latitud es $20.27^\circ S$, lo que da como resultado un largo L igual

a 14.440 m y un ancho W igual a 11.480 m.

3.3. Modelación del eventual futuro tsunami

Se disponía de 3 modelos de acoplamiento sísmico del norte de Chile. Los modelos corresponden a las publicaciones de *Chlieh et al., 2011*, *Metois et al., 2013* y *Schurr et al., 2014*. El modelo de *Chlieh et al., 2011* utiliza cerca de 20 años de mediciones geodésicas de acumulación de esfuerzo en el norte de Chile. El modelo de *Metois et al., 2013* utiliza velocidades GPS, adquiridas entre 2008 y 2012, que describen con cierto detalle la deformación intersísmica entre 18°S y 24°S y con modelos elásticos se realiza una inversión para encontrar el acoplamiento en la zona. Por último, el modelo de *Schurr et al., 2014* utiliza los datos GPS ITRF08 de velocidad y realiza sus propias correcciones para fijar las velocidades a un marco de referencia estable de América del Sur y para corregir la superposición de señales tectónicas. Estos modelos contienen latitud, longitud y coeficiente de acoplamiento (o acumulación de energía), el cual puede variar entre 0 y 1, donde 1 significa máximo acoplamiento y las placas están pegadas y no se mueven entre ellas. Cuando el acoplamiento es cercano a 0 es débil y la placa de Nazca se desliza lenta pero continuamente con respecto a la Sudamericana. El caso completamente acoplado, es mucho más peligroso que el de acoplamiento débil porque la ruptura es más violenta. El grado de acoplamiento intersísmico, es la relación entre la tasa de deslizamiento intersísmico (distancia/tiempo en que se mueven las placas entre dos grandes sismos), y la velocidad de convergencia de la placa (movimiento de placas en mm/año).

Para obtener el déficit de deslizamiento en la zona norte de Chile, se tomaron los 3 modelos de acoplamiento sísmico y se multiplicaron por la velocidad de convergencia entre las placas Nazca y Sudamericana en esta zona, que corresponde a 66 mm/año (Kendrick et al., 2003) y por la cantidad de años transcurrida desde el último gran terremoto, la cual es igual a 137 años (desde el terremoto de 1877).

Una vez obtenida la distribución de deslizamiento esperado para el norte de Chile para los 3 modelos de acoplamiento, se le restó a cada grilla la

distribución de deslizamiento del terremoto del 1 de abril de 2014 magnitud Mw 8.1 y también de la réplica del 3 de abril de 2014 magnitud Mw 7.6, con el fin de obtener la energía que aún queda acumulada en el norte de Chile y que no fue liberada con dicho terremoto y su correspondiente réplica. Las distribuciones de deslizamiento del terremoto del 1 de abril y de su réplica del 3 de abril están basadas en *Schurr et al., 2014*.

Teniendo ya los 3 modelos del slip que aún está acumulado en el norte de Chile, cada una de estas grillas tenía 3 parámetros para las subfallas: longitud, latitud y deslizamiento. Para encontrar el rumbo, el ángulo de buzamiento y la profundidad para cada subfalla de los 3 modelos se utilizó nuevamente el modelo de placas de *Tassara et al., 2012*. Estos puntos se equiespaciaron a la resolución de 0.35° y se procesaron de la misma forma descrita previamente en la sección 3.2.2. Para tener una distribución coherente del ángulo de deslizamiento a lo largo de la línea de la fosa, al rumbo obtenido anteriormente se le restó el ángulo promedio de deslizamiento de la placa de Nazca con respecto a la Sudamericana. Así, cuando el rumbo es cercano a 0° (frente a Tocopilla, por ejemplo) el ángulo de deslizamiento es cercano a 77° y cuando el rumbo es cercano a 340° (frente a Arica, por ejemplo) el ángulo de deslizamiento es cercano a 57° . Luego se interpolaron los puntos del rumbo, ángulo de buzamiento y profundidad calculados con los datos de deslizamiento que ya se tenían de los 3 modelos de acoplamiento sísmico. Como resultado se obtuvieron 66 subfallas con el modelo de *Chlieh et al., 2011*, 79 subfallas con el modelo de *Metois et al., 2013* y 72 subfallas con el modelo de *Schurr et al., 2014*.

Los últimos parámetros que faltan por determinar son el largo L y el ancho W de cada subfalla. Como los 3 modelos tienen una resolución de 0.33° en longitud y 0.35° en latitud se procede a calcular la separación entre las subfallas de una manera más específica teniendo en cuenta que las relaciones (3.4) y (3.5). Se utiliza la mayor latitud dentro de las subfallas igual a 23°S , para así poder cuidar que éstas no se superpongan causando un mayor deslizamiento del esperado. Como resultado tenemos para cada subfalla un largo L igual a 39.320 m y un ancho W igual a 34.110 m.

Marianne Metois, autora del modelo de acoplamiento sísmico utilizado en este trabajo referenciado como *Metois et al., 2013*, explica que en su modelo no tienen la cobertura de datos necesaria para resolver el valor del acoplamiento en los primeros 10 km de profundidad en la fosa, por lo que las profundidades en este trabajo fueron restringidas a aquellas mayores a 10 km (Metois, comunicación personal). Cabe mencionar que los modelos de *Chlieh et al., 2011* y de *Schurr et al., 2014* poseían bajo estos 10 km deslizamientos que no superaban los 2 m, por lo que no existía una gran diferencia en el tsunami modelado si no se consideraban estas subfallas. En adición, según *Hayes et al., 2014*, todos los temblores preliminares y las réplicas del terremoto del 1 de abril de 2014 ocurrieron a una profundidad mayor a 10 km. Este argumento fue extendido a los tres modelos de acoplamiento sísmico disponibles, restringiéndose los desplazamientos a aquellos ubicados a una profundidad mayor a 10 km.

Capítulo 4

Análisis y Resultados

4.1. Modelación del tsunami del 1 de abril de 2014

Para poder concluir si el modelo homogéneo, de *Lay et. al., 2014* o de *Schurr et al., 2014* reproducen más fielmente el tsunami ocurrido el 1 de abril de 2014, se analizaron los mareógrafos del SHOA ubicados en Arica, Iquique, Tocopilla y Talcahuano, a los cuales se le restó la marea para poder obtener la señal de tsunami, Figuras 4.1, 4.2, 4.3 y 4.4.

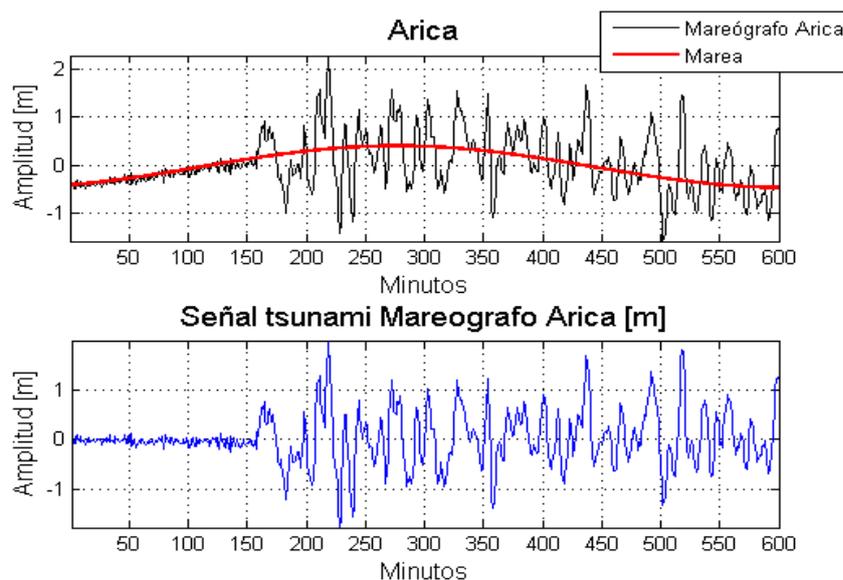


Figura 4.1: Extracción de la señal del tsunami del 1 de abril de 2014 para el mareógrafo de Arica.

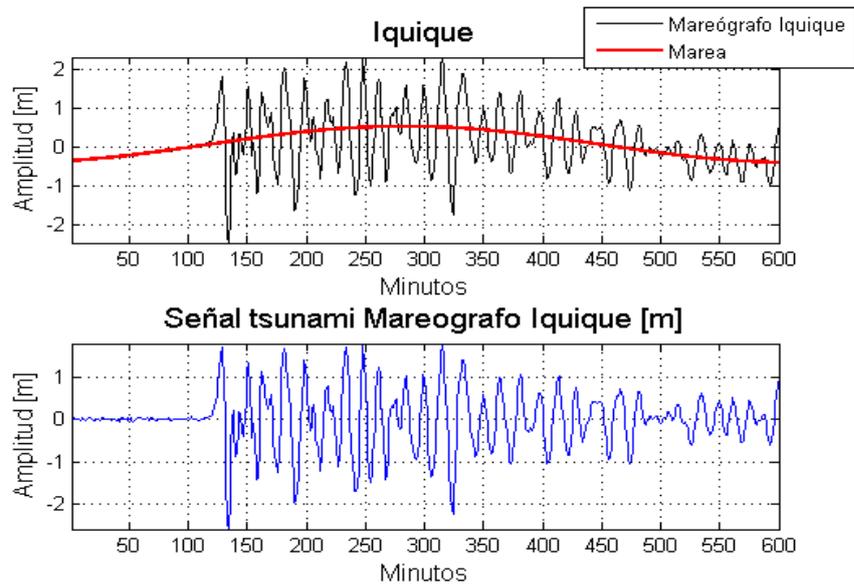


Figura 4.2: Extracción de la señal del tsunami del 1 de abril de 2014 para el mareógrafo de Iquique.

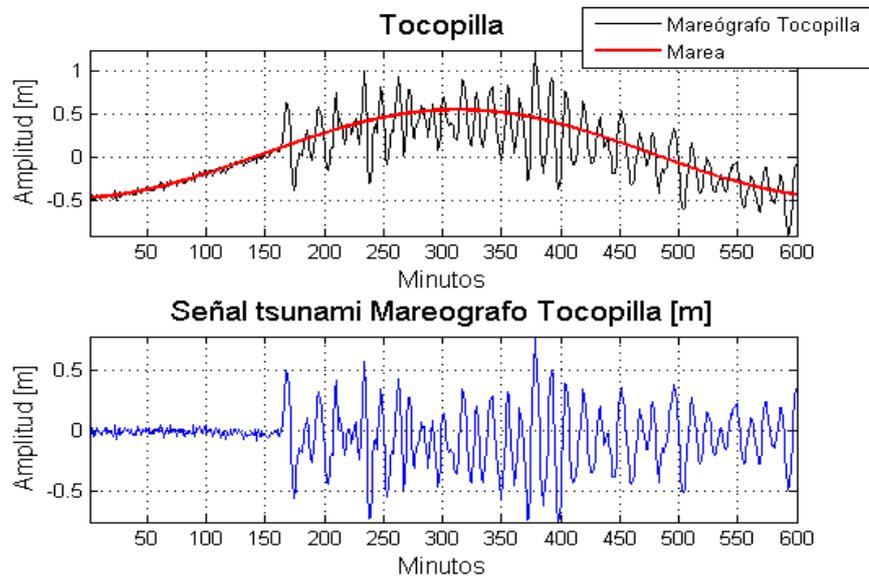


Figura 4.3: Extracción de la señal del tsunami del 1 de abril de 2014 para el mareógrafo de Tocopilla.

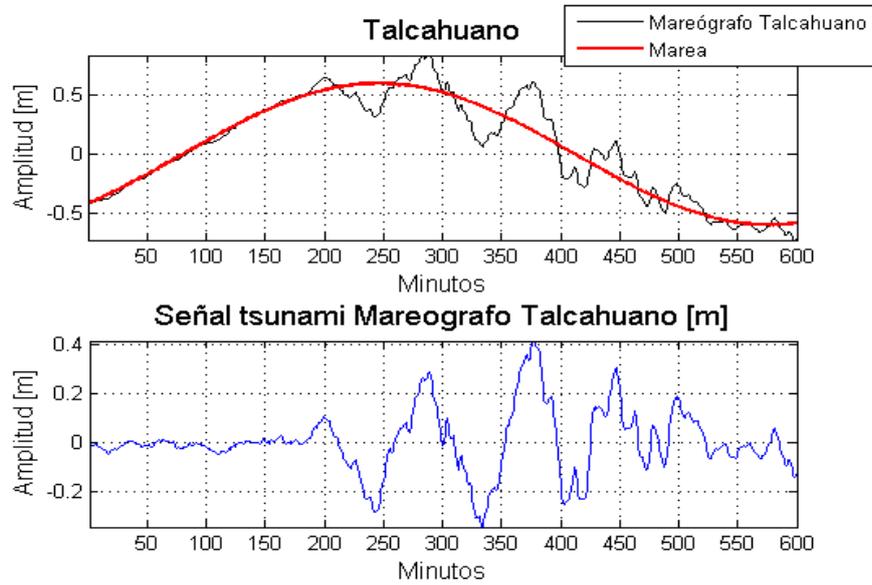


Figura 4.4: Extracción de la señal del tsunami del 1 de abril de 2014 para el mareógrafo de Talcahuano.

Para poder extraer la marea a todos los mareógrafos se utilizó el programa *t_tide* (<http://www.eos.ubc.ca/~rich/>).

En una primera instancia se modeló el tsunami con una falla homogénea, luego con el modelo de subfallas de *Lay et al., 2014* y luego con el modelo de subfallas de *Schurr et al., 2014*, como se describe en la sección 3.2. Se modelaron 6 horas desde la generación del tsunami, con un intervalo de muestreo de 1 minuto. El coeficiente de rugosidad de Manning utilizado para las 3 modelaciones de este tsunami en todas las grillas es de 0.025 (parámetro típico), el cual es definido por *Imamura et al., 2006* como el valor que describe canales naturales en buenas condiciones.

4.1.1. Resultados de los modelos homogéneo y no homogéneos

Las deformaciones iniciales del modelo homogéneo, del modelo de *Lay et al., 2014* y del modelo de *Schurr et al., 2014* se muestran en la Figura 4.5.

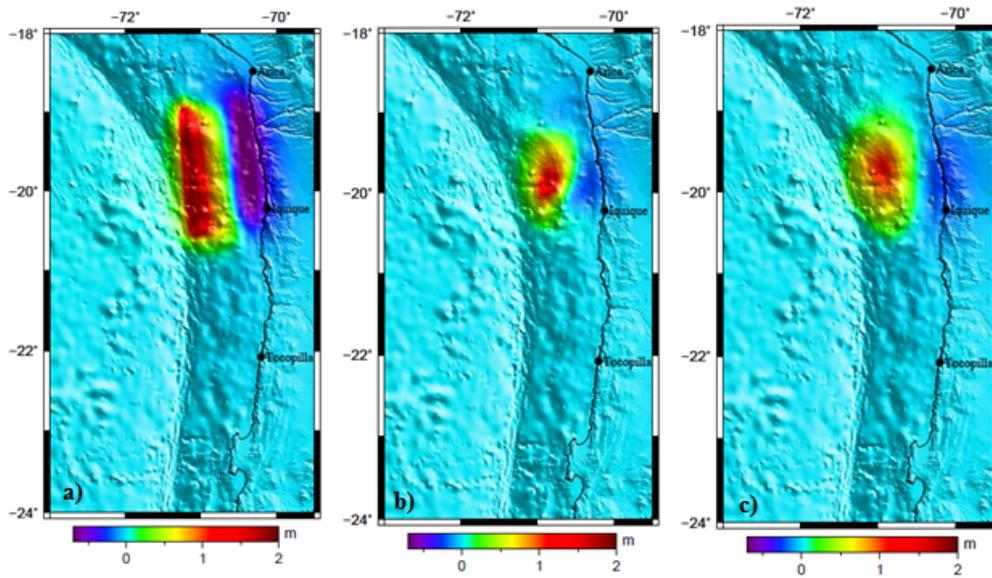


Figura 4.5: Deformación inicial del tsunami de Iquique del 1 de abril de 2014 según el modelo de falla a)homogéneo, b)*Lay et al., 2014* y c)*Schurr et al., 2014*.

En las Figuras 4.6, 4.7 y 4.8 se observa la evolución del tsunami a los 10, 14 y 25 minutos, respectivamente, para los modelos de falla homogéneo, *Lay et al., 2014* y *Schurr et al., 2014*.

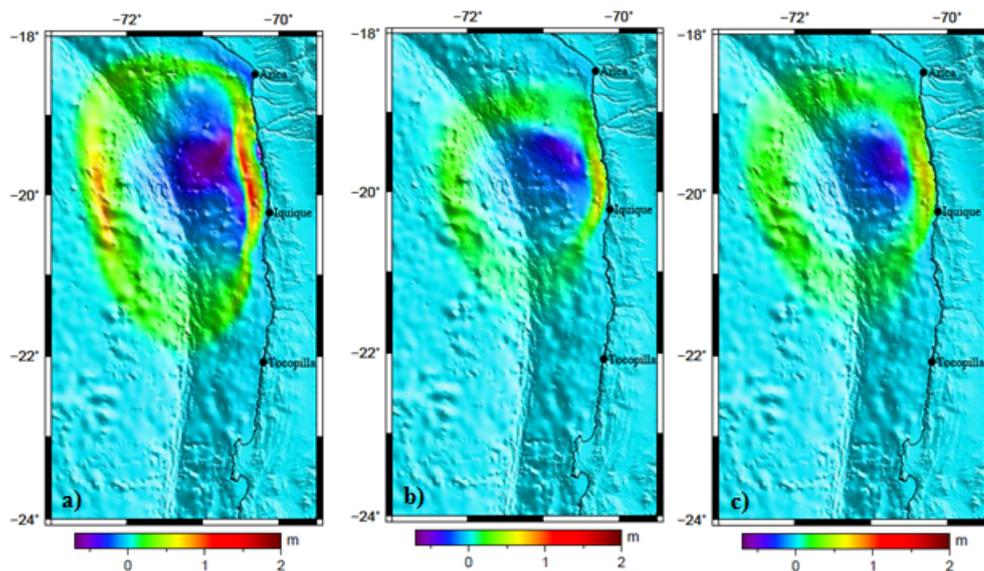


Figura 4.6: Evolución del tsunami del 1 de abril de 2014 en el norte de Chile a los 10 minutos según el modelo de falla a)homogéneo, b)*Lay et al., 2014* y c)*Schurr et al., 2014*.

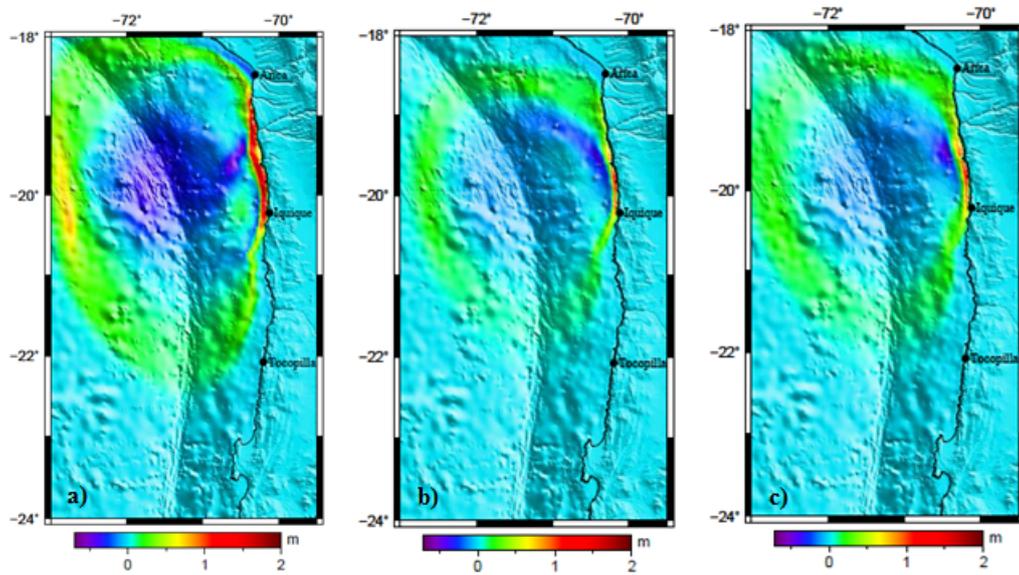


Figura 4.7: Evolución del tsunami del 1 de abril de 2014 en el norte de Chile a los 14 minutos según el modelo de falla a) homogéneo, b) *Lay et al., 2014* y c) *Schurr et al., 2014*.

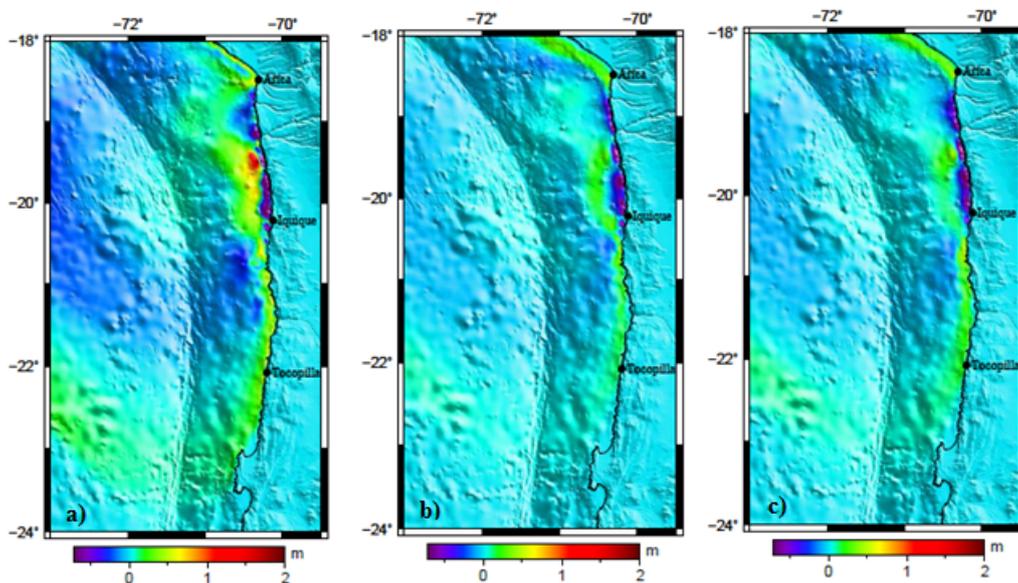


Figura 4.8: Evolución del tsunami del 1 de abril de 2014 en el norte de Chile a los 25 minutos según el modelo de falla a) homogéneo, b) *Lay et al., 2014* y c) *Schurr et al., 2014*.

De las tres modelaciones realizadas se observa como en el caso de la modelación con la falla homogénea la deformación inicial del tsunami ocupa una

gran distancia prácticamente desde Arica hasta Iquique, alcanzando los 1.84 m de elevación inicial del nivel del mar siendo ésta la mayor de los tres modelos y un valle a lo largo de la costa desde Arica hasta Iquique que alcanza los -0.74 m. Lo anterior es lógico considerando el tamaño de la falla calculada con las ecuaciones (3.1) y (3.2). En el caso de las modelaciones con la falla no-homogénea ambas modelaciones son bastante similares en la deformación inicial que tiene el tsunami, así como también a medida que el tsunami se propaga en el tiempo y en el espacio. Según el modelo de *Lay et al., 2014* la deformación inicial del tsunami es mucho más localizada frente a Pisagua y ocupa un área más bien ovalada y alcanza los 1.28 m de elevación inicial del nivel del mar y un valle por conservación de masa que alcanza los -0.23 m. Según el modelo de *Schurr et al., 2014* la deformación inicial del tsunami ocupa también el área frente a Pisagua y alcanza la menor elevación inicial del nivel del mar de los tres modelos siendo ésta igual a 1.09 m y un valle que alcanza los -0.25 m.

4.1.2. Análisis de los mareógrafos

Para las 3 modelaciones de este tsunami se ubicaron mareógrafos virtuales en los nodos de las grillas de nivel 4 más cercanos a la posición de los mareógrafos reales del SHOA (ver Cuadro 4.1).

Localidad	Latitud	Longitud
Arica	18.4758°S	70.3232°W
Iquique	20.2046°S	70.1478°W
Tocopilla	22.0937°S	70.2117°W
Talcahuano	36.6953°S	73.1063°W

Cuadro 4.1: Ubicación de los mareógrafos del SHOA.

Los mareógrafos virtuales se ubicaron para simular el comportamiento del tsunami en las ciudades en estudio que son Arica, Iquique, Tocopilla y Talcahuano. Debido a que los mareógrafos del SHOA están muy cercanos a la costa y las grillas de nivel 4 no tienen la línea de la costa exactamente igual a la real es que el mareógrafo virtual en Arica está aproximadamente a 700

m de distancia del mareógrafo real, en Iquique a 60 m, en Tocopilla a 500 m y en Talcahuano en la misma posición. Se debe considerar además que los mareógrafos virtuales debían tener una profundidad suficiente para que pudieran oscilar y no hubiera un error en la serie de tiempo, por lo que se buscó una posición que tuviera por lo menos una profundidad de 6 m, ya que claramente la modelación con la falla homogénea al abarcar un gran área iba a entregar las mayores amplitudes en los resultados.

Para poder concluir cuál es el modelo de falla que mejor reproduce la forma del tsunami en cada localidad se realizó un análisis cualitativo y también cuantitativo entre las señales de tsunami reales y las sintéticas, todo esto para poder, en una segunda etapa de esta tesis, restar a los modelos de acoplamiento sísmico del norte de Chile las subfallas del mejor modelo de deslizamiento del terremoto del 1 de abril de 2014 que se tenía disponible. El análisis cualitativo es aquél que se realiza visualmente comparando las señales reales y las simuladas, es por esto que fueron graficadas juntas las señales de tsunami observadas de los mareógrafos del SHOA de las 4 localidades antes mencionadas y las obtenidas de los modelos homogéneo, *Schurr et al., 2014* y *Lay et al., 2014*. El análisis cuantitativo se realizó mediante el cálculo del coeficiente de correlación entre la señal de tsunami observada y modelada, para cada localidad. El coeficiente de correlación mide el grado de relación que existe entre dos variables y su valor varía entre 0 y 1, donde 1 significa que existe máxima relación entre ellas. Además, se calculó el coeficiente de correlación cruzada entre la señal de tsunami observada y modelada, con el fin de saber si las series sintéticas se encontraban desfasadas de las señales de tsunami observadas, es decir, si estaban adelantadas o retardadas y conocer en qué instante tenían la máxima relación (Box et al., 1994). Adicionalmente se calculó el error RMS (Root Mean Square). El nombre deriva del hecho de que es la raíz cuadrada de la media aritmética de los cuadrados de los valores, el cual representa el error entre las amplitudes de la señal de tsunami observada y modelada, ya que el coeficiente de correlación sólo entrega la relación entre las formas de onda de la señal de tsunami observada y modelada.

En las Figuras 4.9, 4.10, 4.11, y 4.12 se observan los mareógrafos reales del SHOA y virtuales, generados en la simulación utilizando COMCOT, para las

ciudades de Arica, Iquique, Tocopilla y Talcahuano, respectivamente, durante las 6 horas de modelación del tsunami.

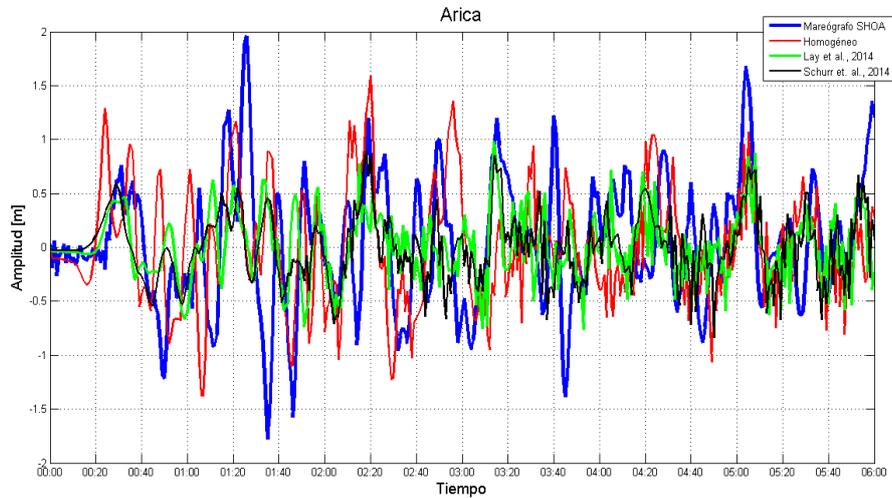


Figura 4.9: Comparación entre el mareógrafo del SHOA en la ciudad de Arica para el tsunami del 1 de abril de 2014 (línea azul) y los mareógrafos virtuales utilizando un modelo de falla homogénea (línea roja) y los modelos de falla no-homogéneos de *Lay et al., 2014* (línea verde) y *Schurr et al., 2014* (línea negra).

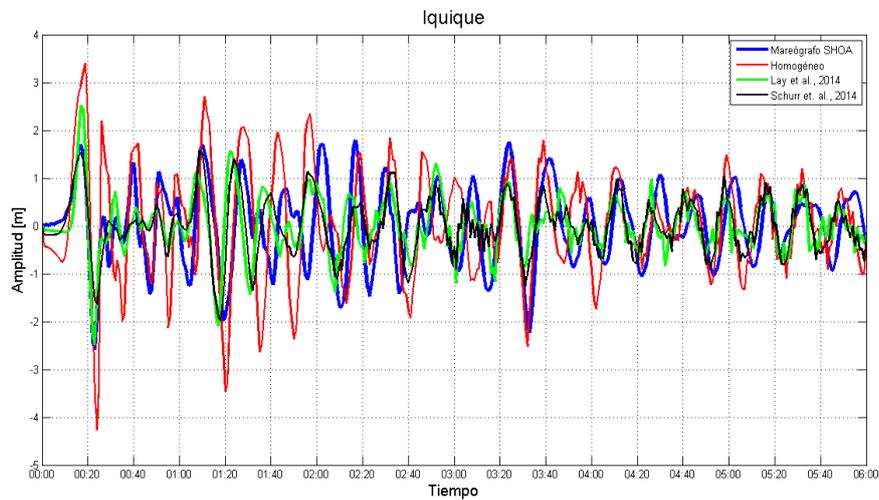


Figura 4.10: Comparación entre el mareógrafo del SHOA en la ciudad de Iquique para el tsunami del 1 de abril de 2014 (línea azul) y los mareógrafos virtuales utilizando un modelo de falla homogénea (línea roja) y los modelos de falla no-homogéneos de *Lay et al., 2014* (línea verde) y *Schurr et al., 2014* (línea negra).

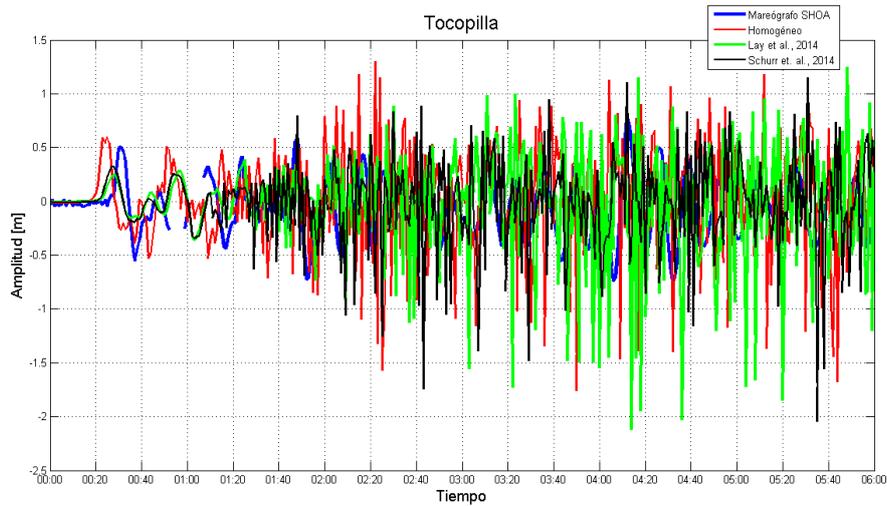


Figura 4.11: Comparación entre el mareógrafo del SHOA en la ciudad de Tocopilla para el tsunami del 1 de abril de 2014 (línea azul) y los mareógrafos virtuales utilizando un modelo de falla homogénea (línea roja) y los modelos de falla no-homogéneos de *Lay et al., 2014* (línea verde) y *Schurr et al., 2014* (línea negra).

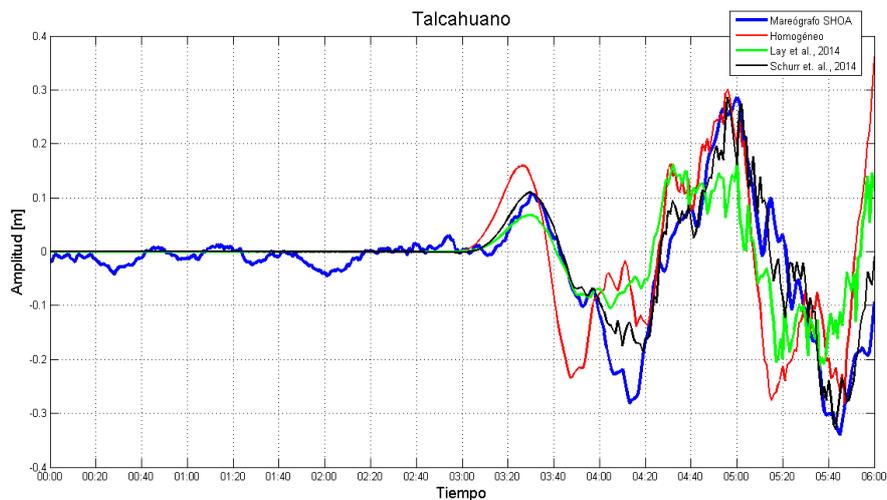


Figura 4.12: Comparación entre el mareógrafo del SHOA en la ciudad de Talcahuano para el tsunami del 1 de abril de 2014 (línea azul) y los mareógrafos virtuales utilizando un modelo de falla homogénea (línea roja) y los modelos de falla no-homogéneos de *Lay et al., 2014* (línea verde) y *Schurr et al., 2014* (línea negra).

Visualmente se observa que en general todos los modelos reproducen bastante bien la forma que tiene la onda de tsunami en cada bahía, pero el modelo homogéneo sobrestima las amplitudes y las llegadas en algunas loca-

lidades. Los modelos de *Lay et al., 2014* y *Schurr et al., 2014* son similares en amplitud y forma de la onda en las 4 localidades. Para Arica e Iquique se observa que el modelo homogéneo predice un valle a los 13 y 5 minutos, respectivamente, que no es realista. Esto es debido a que como se mencionaba anteriormente el tamaño de la falla abarca un largo de 184 km y produce un valle desde Arica hasta Iquique.

En Arica la primera llegada de la onda de tsunami se registra en el mareógrafo del SHOA con una amplitud igual a 0.76 m a los 28 minutos. El modelo homogéneo sobrestima la amplitud de esta primera llegada por 0.53 m y no se ajusta en el tiempo, ya que la predice 8 minutos antes, además estima más oscilaciones que no son realistas. Los mareógrafos virtuales de los modelos de *Schurr et al., 2014* y *Lay et al., 2014* reproducen la primera llegada del tsunami, pero no se ajustan en el tiempo. El mareógrafo virtual del modelo de *Schurr et al., 2014* registra el peak de la primera llegada a los 19 minutos con una amplitud de 0.59 m y el mareógrafo virtual del modelo de *Lay et al., 2014* lo hace a los 17 minutos con una amplitud de 0.46 m. Después de la primera llegada la señal no es bien reproducida, aunque algunos peaks coinciden con la señal real. El mareógrafo del SHOA registra una tercera llegada, que es la más grande a lo largo de todo el tsunami transcurridos 1 hora y 26 minutos con una amplitud de 1.96 m, que no es reproducida por ninguno de los modelos.

En Iquique la hora de llegada de esta primera onda de tsunami es a los 9 minutos y el peak de la amplitud registrada por el mareógrafo del SHOA es de 1.7 m. El mareógrafo virtual del modelo de *Schurr et al., 2014* reproduce la forma, la amplitud y la hora de llegada de esta primera onda de tsunami. El modelo homogéneo se aleja de la realidad registrando para esta primera onda una amplitud de 3.4 m y las siguientes llegadas hasta las 2 horas desde la generación varían entre los 2 y los 3 m. Pasadas 3 horas desde la generación las amplitudes en los tres modelos comienzan a tornarse más parecidas a las registradas por el mareógrafo del SHOA y predicen oscilaciones que tienen una frecuencia dominante similar a la observada, sin embargo los modelos no-homogéneos no logran reproducir la segunda y tercera oscilación.

En Tocopilla el registro del mareógrafo del SHOA indica una amplitud para la primera llegada de 0.5 m a los 32 minutos desde la generación, pero el modelo de *Schurr et al., 2014* predice para esta primera llegada una amplitud menor de 0.3245 m y el modelo de *Lay et al., 2014* una amplitud también menor igual a 0.25 m. El mareógrafo virtual del modelo homogéneo se ajusta de mejor manera a la amplitud del primer peak. Ninguno de los mareógrafos virtuales de los tres modelos logran reproducir el tiempo de arribo de esta primera onda de tsunami, prediciéndola varios minutos antes. Pasados 1 hora y 30 minutos desde la generación los tres modelos predicen una serie de oscilaciones las cuales no están presentes en el mareógrafo real, las cuales hacen dificultosa la comparación. Esto podría deberse a la geometría de esta bahía, la cual es más cerrada que las otras localidades y produce amplificación local y resonancia. Además, la resolución utilizada para la batimetría en esta bahía no es la adecuada y puede subestimar la componente de alta frecuencia de la señal.

En Talcahuano la onda de tsunami llega pasadas 3 horas desde la generación. Los mareógrafos virtuales de los modelos no-homogéneos logran predecir esta llegada a la misma hora, pero el del modelo homogéneo lo hace un par de minutos antes. La amplitud de esta primera llegada es de 0.11 m según el mareógrafo del SHOA. El mareógrafo virtual del modelo de *Schurr et al., 2014* reproduce todos los aspectos de esta onda, es decir, la amplitud, forma de la onda y tiempo de llegada. El mareógrafo virtual del modelo de *Lay et al., 2014* predice una amplitud menor para esta primera llegada igual a 0.07 m y el del modelo homogéneo predice una amplitud mayor para esta primera llegada igual a 0.16 m. La segunda llegada de la onda de tsunami ocurre pasados 4 horas y 30 minutos y tiene una amplitud de 0.29 m según el mareógrafo del SHOA. El mareógrafo virtual del modelo de *Schurr et al., 2014* predice esta llegada y el siguiente descenso del nivel del mar al mismo tiempo y con la misma amplitud. El mareógrafo virtual del modelo de *Lay et al., 2014* subestima la amplitud de esta segunda onda de tsunami a 0.1618 m y el siguiente descenso del nivel del mar en 0.15 m.

Para el análisis cuantitativo se muestran en los Cuadros 4.2, 4.3, 4.4 y 4.5 los valores estadísticos para cada modelo en las localidades de Arica, Iquique,

Tocopilla y Talcahuano, respectivamente. Para esta comparación estadística se utilizó el primer peak, ya que después de éste, la geomorfología local y las oscilaciones propias tienen una gran influencia y la importancia relativa del modelo inicial de deslizamiento es reducida (Yamazaki and Cheung et al., 2011; Belloti et al., 2012)

Modelo	<i>Lay et al., 2014</i>	<i>Schurr et al., 2014</i>	Homogéneo
Coef. Corr.	0.4598	0.5212	0.2451
Coef. Corr. Máx.	0.6216	0.8339	0.6291
Retardo en minutos	3	4	5
RMS	0.2056	0.1959	0.3177
RMS Coef. Corr. Máx.	0.1874	0.1462	0.2247

Cuadro 4.2: Coeficiente de correlación, coeficiente de correlación máximo, retardo de la serie en minutos, RMS del coeficiente de correlación y RMS del coeficiente de correlación máximo para la localidad de Arica.

Modelo	<i>Lay et al., 2014</i>	<i>Schurr et al., 2014</i>	Homogéneo
Coef. Corr.	0.9484	0.9497	0.8415
Coef. Corr. Máx.	0.9484	0.9497	0.8897
Retardo en minutos	0	-1	-1
RMS	0.0986	0.1079	0.2987
RMS Coef. Corr. Máx.	0.0986	0.0968	0.2532

Cuadro 4.3: Coeficiente de correlación, coeficiente de correlación máximo, retardo de la serie en minutos, RMS del coeficiente de correlación y RMS del coeficiente de correlación máximo para la localidad de Iquique.

Modelo	<i>Lay et al., 2014</i>	<i>Schurr et al., 2014</i>	Homogéneo
Coef. Corr.	0.5059	0.5052	0.0819
Coef. Corr. Máx.	0.9184	0.9165	0.7857
Retardo en minutos	3	3	6
RMS	0.2150	0.2208	0.3720
RMS Coef. Corr. Máx.	0.1521	0.1358	0.1743

Cuadro 4.4: Coeficiente de correlación, coeficiente de correlación máximo, retardo de la serie en minutos, RMS del coeficiente de correlación y RMS del coeficiente de correlación máximo para la localidad de Tocopilla.

Modelo	<i>Lay et al., 2014</i>	<i>Schurr et al., 2014</i>	Homogéneo
Coef. Corr.	0.7971	0.9545	0.5744
Coef. Corr. Máx.	0.8130	0.9610	0.6457
Retardo en minutos	5	-1	13
RMS	0.2217	0.1195	0.2842
RMS Coef. Corr. Máx.	0.2095	0.1140	0.2822

Cuadro 4.5: Coeficiente de correlación, coeficiente de correlación máximo, retardo de la serie en minutos, RMS del coeficiente de correlación y RMS del coeficiente de correlación máximo para la localidad de Talcahuano.

Si se analizan los tres modelos de falla utilizados para la modelación del tsunami del 1 de abril de 2014, se aprecia que cualitativamente el modelo que predice con la menor exactitud la amplitud del tsunami en cada localidad es el modelo homogéneo. Se puede comprobar este análisis cualitativo de forma cuantitativa también si observamos los cuadros anteriores, en donde las correlaciones entre modelo homogéneo y las observaciones son las más bajas. El error RMS del modelo homogéneo, que representa el error entre las amplitudes de la señal de tsunami observada y la sintética, es la mayor de los tres modelos y en todas las localidades en estudio. El mayor error RMS del modelo homogéneo en las 4 localidades se presenta en Tocopilla, donde toma el valor de 0.372. En cuanto a los resultados de los coeficientes de correlación se observa que los modelos no-homogéneos son bastante similares, aunque el modelo de *Schurr et al., 2014* siempre obtiene el mejor coeficiente, y que el modelo homogéneo tiene casi ninguna relación con la señal observada en las localidades de Arica y Tocopilla, especialmente después de las primeras llegadas. En éstas mismas localidades es donde los modelos no-homogéneos obtienen correlaciones bastante bajas también, del orden de 0.5. En Talcahuano es donde los modelos alcanzan las mejores correlaciones, siendo el modelo de *Schurr et al., 2014* el que obtiene la mejor correlación con la señal observada (0.9545).

A pesar de que los tres modelos logran reproducir la señal de tsunami, los modelos no-homogéneos entregan una mejor visual para la forma de la onda de tsunami y una mejor estadística con correlaciones más altas y errores RMS menores. Los parámetros para la falla homogénea son estimados de ecuaciones que producen una falla rectangular con un ancho y un largo mayor, que sobrestiman el deslizamiento en los bordes de la falla produciendo

mayores amplitudes en los mareógrafos virtuales y subestimando la hora de llegada de la onda de tsunami. Los modelos no-homogéneos utilizados en esta primera etapa, *Lay et al., 2014* y *Schurr et al., 2014*, son ambos muy buenos y reproducen mejor la forma, la amplitud y la hora de llegada de la onda de tsunami, sobretodo el modelo de *Schurr et al., 2014*. Por todo lo anterior es que se utiliza el modelo de *Schurr et al., 2014* como el que mejor reproduce el tsunami del 1 de abril de 2014.

4.2. Modelación del eventual futuro tsunami

Debido a que el terremoto del 1 de abril de 2014 magnitud Mw 8.1 no liberó toda la energía acumulada en el norte de Chile desde el último gran terremoto (*Schurr et al., 2014*), en esta sección se utilizan tres modelos de acoplamiento sísmico del norte de Chile para estimar la distribución de deslizamiento esperado por cada autor. Los modelos que se utilizaron fueron los modelos de *Chlieh et al., 2011*, *Metois et al., 2013* y *Schurr et al., 2014*, los cuales están basados mediciones GPS y, como se pudo verificar en la sección anterior, utilizar modelos de deslizamiento basados en una amplia gama de observaciones geofísicas es la forma más realista de reproducir un tsunami. Estos modelos fueron manipulados como se describe en la sección 3.3, comprenden desde Arica hasta Mejillones y estiman el peor escenario que podría presentarse hoy en día en el norte de Chile, ya que se asume en este trabajo que durante los 137 años en los que no ha ocurrido un gran terremoto, la placa de Nazca ha subductado bajo la placa Sudamericana a la misma velocidad de 66 mm/año (*Kendrick et al., 2003*), sin considerar periodos postsísmicos ni deslizamientos asísmicos, en los que la placa pudiera haberse movido más lentamente. Además, las mediciones GPS que nos entregan los modelos de acoplamiento son de los últimos 10 años, por lo que también se asume que el mismo grado de bloqueo ha existido durante todo el tiempo transcurrido desde el último gran terremoto en 1877, extrapolando la situación de la última década a todo el periodo. Por otro lado, también se asume que el segmento bloqueado desde Arica hasta Mejillones rompe todo junto y al mismo tiempo, por lo que existe una propagación de la ruptura que cruza el área del terremoto del 1 de abril de 2014, por lo que corresponde al peor escenario que podría presentarse en el norte de Chile.

En base a la sección anterior, el modelo que mejor reproduce el tsunami del 1 de abril de 2014 es el modelo de *Schurr et al., 2014*, es por esto que se resta a los tres modelos de acoplamiento sísmico del norte de Chile la distribución de deslizamiento de dicho modelo, que tiene un deslizamiento máximo de 4.4 m. Además, el 3 de abril de 2014 hubo una réplica sustancial que según el global Centroid Moment Tensor (gCMT, <http://www.globalcmt.org/CMTsearch.html>) tuvo una magnitud M_w de 7.7 y una geometría con un rumbo de 358° , un ángulo de buzamiento de 14° , un ángulo de deslizamiento de 103° y una profundidad de 28.7 km (última visita 05/01/2014). El hipocentro dado por la misma fuente es de 20.43°S y 70.6°W . Dado que se tenía disponible la distribución de deslizamiento de esta réplica basada en el modelo de *Schurr et al., 2014* es que también fue restada a los tres modelos de acoplamiento sísmico. Esta réplica tiene un deslizamiento máximo de 1.2 m. Ambos terremotos, el principal y la réplica, rompieron un total de 200 km de la brecha sísmica (*Schurr et al., 2014*) del norte de Chile. Finalmente, al restar ambas distribuciones de deslizamiento se obtiene el deslizamiento esperado por los tres autores y que reflejan la energía sísmica que aún está acumulada en el norte de Chile.

Se modela entonces el tsunami que causaría el rompimiento de esta brecha sísmica, que correspondería al peor escenario que podría presentarse en el norte de Chile. En una primera instancia se modeló el tsunami con el modelo de subfallas de *Chlieh et al., 2011*, luego con el modelo de subfallas de *Metois et al., 2013* y por último con el modelo de subfallas de *Schurr et al., 2014*, con los parámetros descritos en la sección 3.3. Se modelaron 6 horas desde la generación del tsunami, con un intervalo de muestreo de 1 minuto. El coeficiente de rugosidad de Manning utilizado para las 3 modelaciones en todas las grillas es de 0.025 (parámetro típico).

4.2.1. Resultados de los modelos de acoplamiento sísmico del norte de Chile

La deformación inicial que producen los tres modelos se muestra en la Figura 4.13.

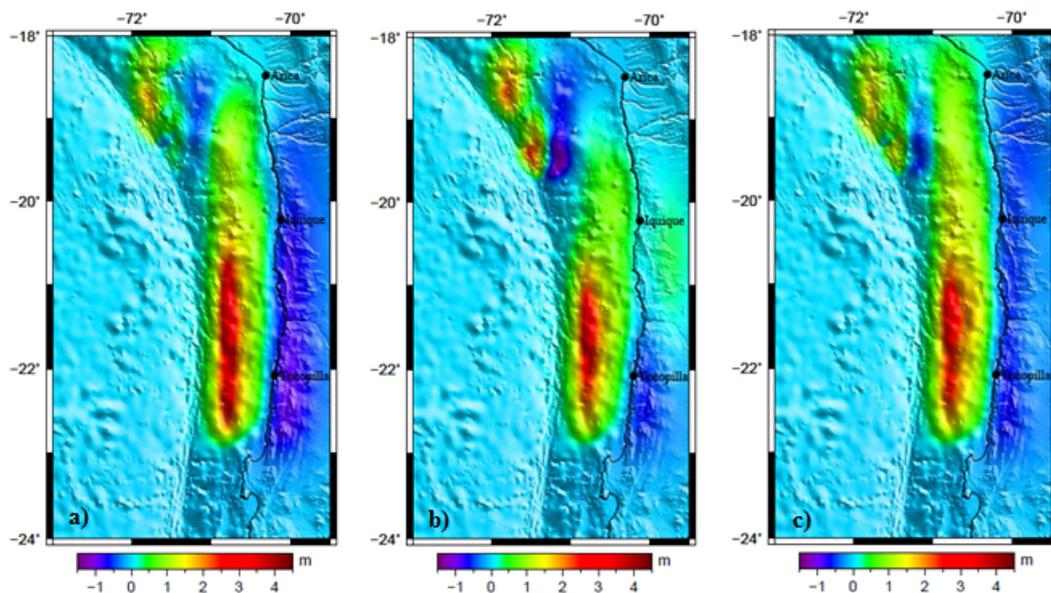


Figura 4.13: Deformación inicial del tsunami que generaría el rompimiento de la brecha sísmica del norte de Chile según los modelos de acoplamiento de a) *Chlieh et al., 2011*, b) *Metois et al., 2013* y de c) *Schurr et al., 2014*.

En las figuras 4.14, 4.15, 4.16, 4.17, y 4.18 se observa la evolución del tsunami a los 4, a los 9, a los 14, a los 20 y a los 28 minutos, respectivamente, para los tres modelos de acoplamiento sísmico.

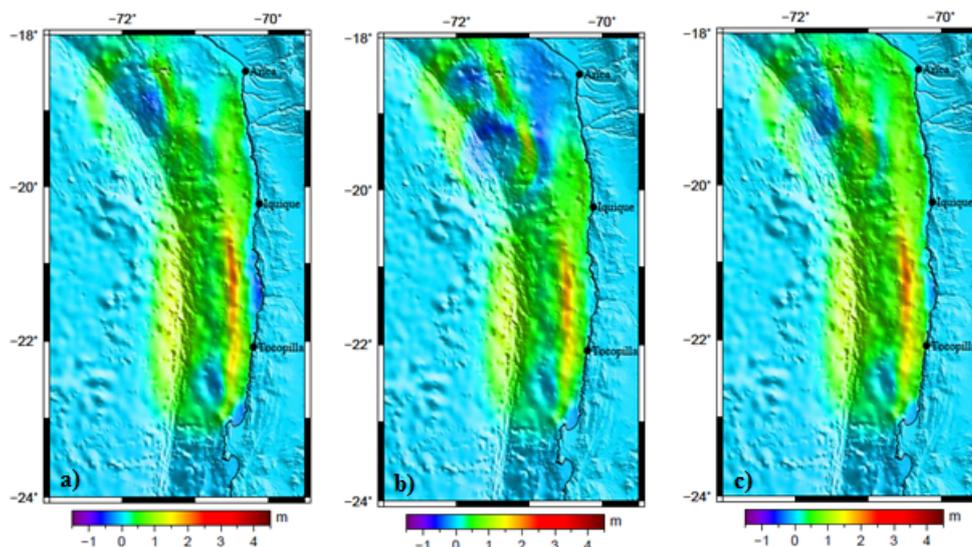


Figura 4.14: Evolución del tsunami que generaría el rompimiento de la brecha sísmica del norte de Chile a los 4 minutos según el modelo de falla de a) *Chlieh et al., 2011*, b) *Metois et al., 2013* y c) *Schurr et al., 2014*.

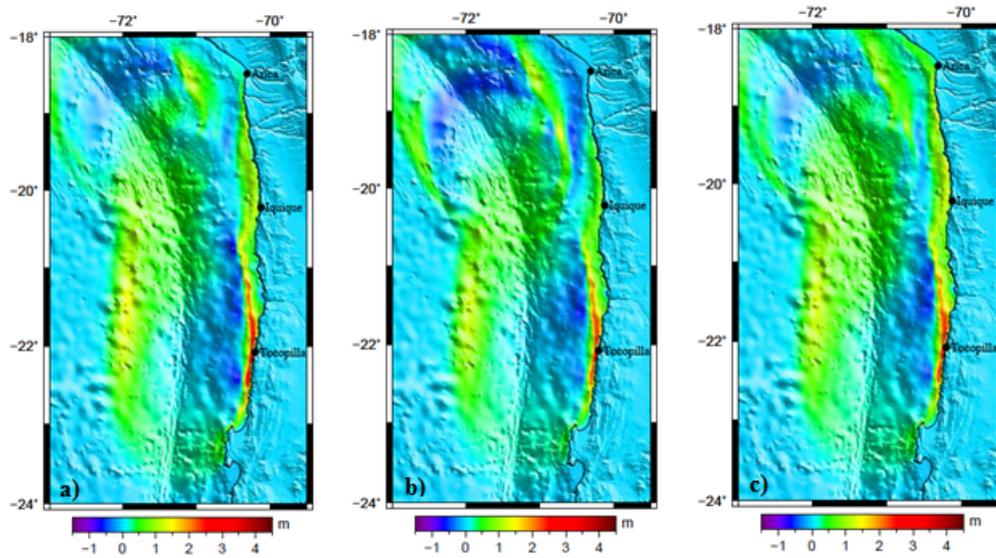


Figura 4.15: Evolución del tsunami que generaría el rompimiento de la brecha sísmica del norte de Chile a los 9 minutos según el modelo de falla de a) *Chlieh et al., 2011*, b) *Metois et al., 2013* y c) *Schurr et al., 2014*.

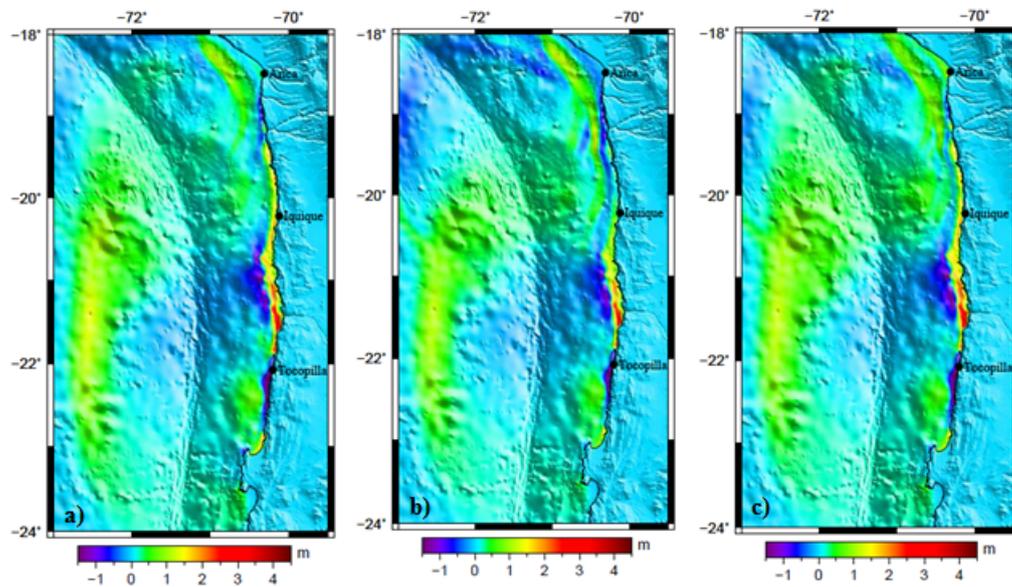


Figura 4.16: Evolución del tsunami que generaría el rompimiento de la brecha sísmica del norte de Chile a los 14 minutos según el modelo de falla de a) *Chlieh et al., 2011*, b) *Metois et al., 2013* y c) *Schurr et al., 2014*.

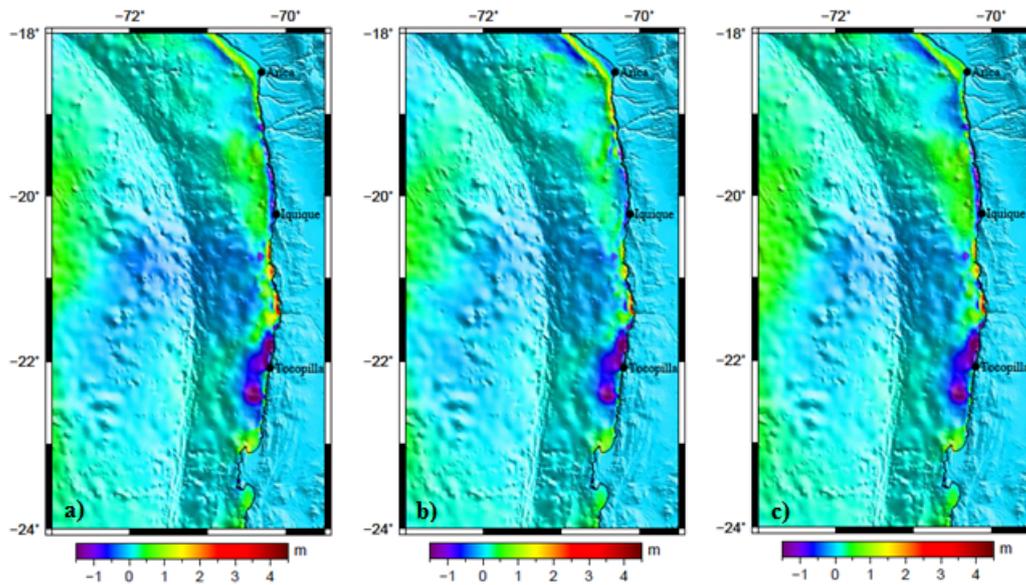


Figura 4.17: Evolución del tsunami que generaría el rompimiento de la brecha sísmica del norte de Chile a los 20 minutos según el modelo de falla de a) *Chlieh et al., 2011*, b) *Metois et al., 2013* y c) *Schurr et al., 2014*.

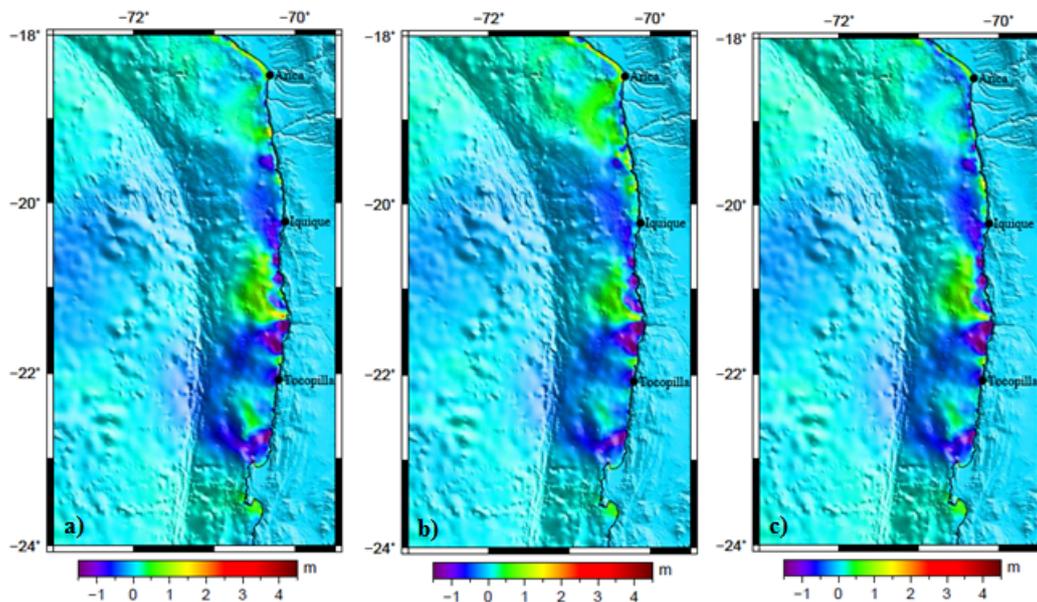


Figura 4.18: Evolución del tsunami que generaría el rompimiento de la brecha sísmica del norte de Chile a los 28 minutos según el modelo de falla de a) *Chlieh et al., 2011*, b) *Metois et al., 2013* y de c) *Schurr et al., 2014*.

Los tres autores coinciden en que la deformación inicial del nivel del mar tiene dos parches; uno más grande y de mayor elevación del nivel del mar

frente a Tocopilla, en adelante parche 1, y otro más pequeño y de menor elevación del nivel del mar frente a Arica, en adelante parche 2. El modelo de *Chlieh et al., 2011* genera una deformación inicial que alcanza las mayores alturas en el parche 1 con una elevación del nivel del mar igual a 3.10 m y un valle a lo largo de casi toda la costa que alcanza -0.91 m. El modelo de *Metois et al., 2013* genera una deformación inicial que alcanza los 2.91 m en el parche 1 y un valle que alcanza -1.25 m en el parche 2. Por último el modelo de *Schurr et al., 2014* también genera una deformación inicial que alcanza las mayores alturas en el parche 1 con una elevación del nivel del mar igual a 3.02 m y un valle a lo largo de casi toda la costa que alcanza -0.65 m. En adelante, mientras el tsunami se va desarrollando, los tres modelos tienden a ser relativamente similares. El parche 1 tiene la misma evolución en los tres modelos, es decir, el tsunami llega casi al mismo tiempo a todas las localidades, pero el desarrollo del parche 2 es distinto en su deformación inicial y por ende en su evolución, por lo que la interacción entre ambos parches genera en los primeros minutos una leve diferencia, especialmente en la parte norte de la ruptura, aunque pasados los 20 minutos los modelos vuelven a ser relativamente similares en la predicción de la evolución del tsunami.

4.2.2. Análisis de los mareógrafos virtuales

La posición de los mareógrafos virtuales se describe en el Cuadro 4.6, con el fin de analizar lo que sucedería en las localidades de estudio las cuales son Arica, Iquique, Tocopilla y lo que ocurriría en el puerto de Talcahuano, alrededor de 1600 km más al sur de donde se generaría el rompimiento de la brecha sísmica. En las siguientes figuras se observa la evolución temporal que tendría el tsunami en las localidades antes descritas durante las 6 horas de modelación.

Localidad	Latitud	Longitud
Arica	18.4758°S	70.3309°W
Iquique	20.2039°S	70.1515°W
Tocopilla	22.0937°S	70.2219°W
Talcahuano	36.6953°S	73.1059°W

Cuadro 4.6: Ubicación de los mareógrafos virtuales.

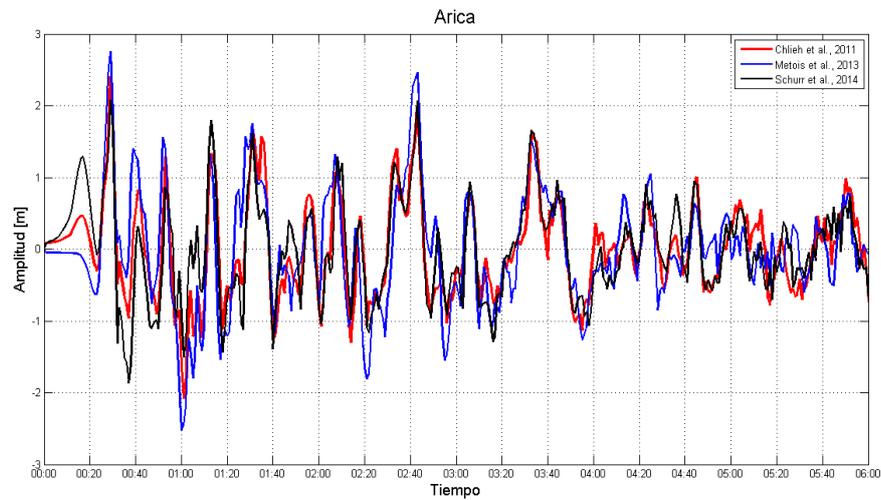


Figura 4.19: Mareógrafos virtuales que simulan el tsunami que sería generado por un rompimiento de la brecha sísmica del norte de Chile en el puerto de Arica según el modelo de acoplamiento de *Chlieh et al., 2011* (línea roja), de *Metois et al., 2013* (línea azul) y de *Schurr et al., 2014* (línea negra).

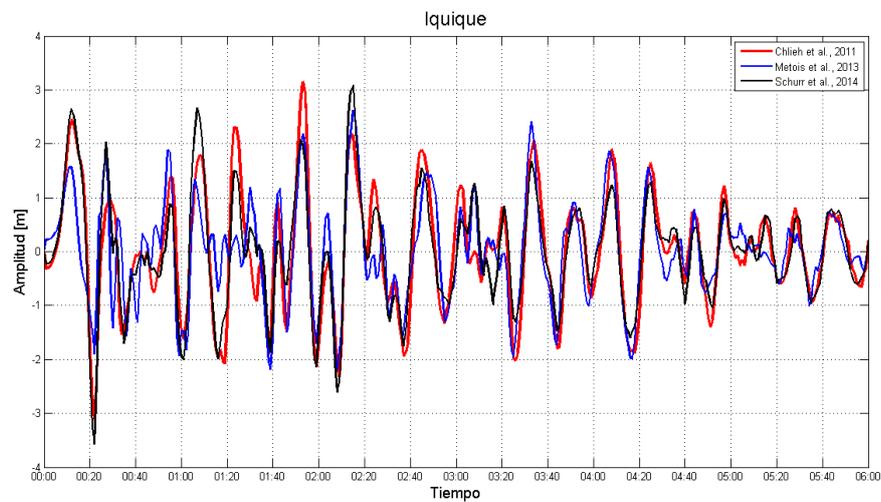


Figura 4.20: Mareógrafos virtuales que simulan el tsunami que sería generado por un rompimiento de la brecha sísmica del norte de Chile en el puerto de Iquique según el modelo de acoplamiento de *Chlieh et al., 2011* (línea roja), de *Metois et al., 2013* (línea azul) y de *Schurr et al., 2014* (línea negra).

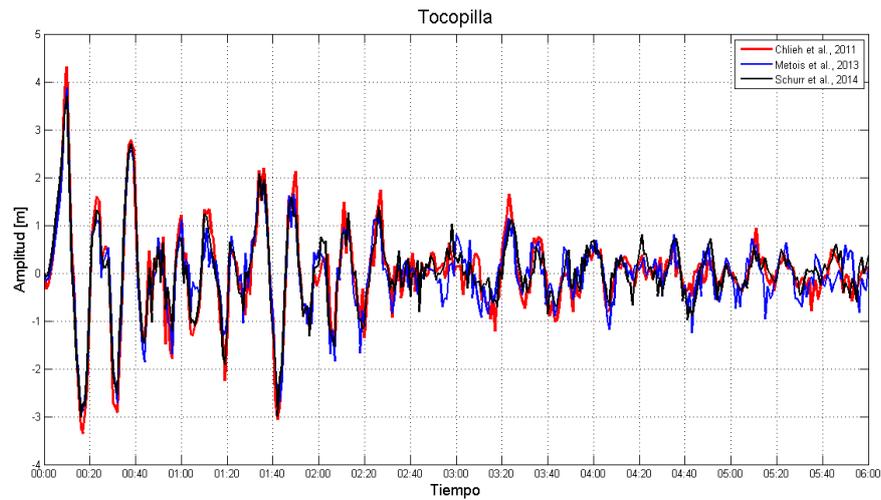


Figura 4.21: Mareógrafos virtuales que simulan el tsunami que sería generado por un rompimiento de la brecha sísmica del norte de Chile en el puerto de Tocopilla según el modelo de acoplamiento de *Chlieh et al., 2011* (línea roja), de *Metois et al., 2013* (línea azul) y de *Schurr et al., 2014* (línea negra).

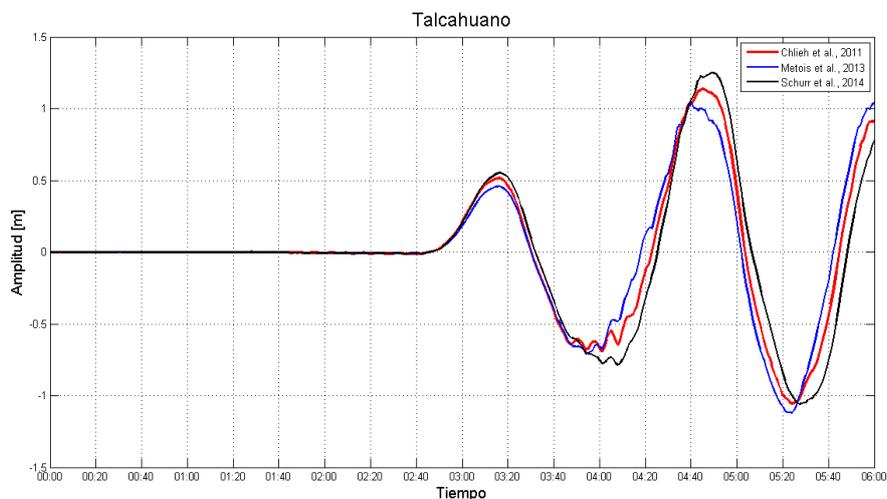


Figura 4.22: Mareógrafos virtuales que simulan el tsunami que sería generado por un rompimiento de la brecha sísmica del norte de Chile en el puerto de Talcahuano según el modelo de acoplamiento de *Chlieh et al., 2011* (línea roja), de *Metois et al., 2013* (línea azul) y de *Schurr et al., 2014* (línea negra).

Se observa que en general los tres modelos de acoplamiento predicen amplitudes similares en el desarrollo del tsunami en las cuatro localidades en estudio, aunque existen diferencias entre los modelos para la primera onda de tsunami en las localidades de Arica e Iquique. La energía sísmica aún acu-

mulada en el norte de Chile es corroborada por los tres autores, prediciendo tsunamis bastante similares a lo largo de toda la zona costera. La deformación inicial del nivel del mar según el *parche 1* va desde Mejillones hasta Arica, por lo que el tsunami llega a los puertos de Tocopilla, Iquique y Arica prácticamente una vez iniciado el rompimiento.

En Arica, los modelos de *Schurr et al., 2014* y de *Chlieh et al., 2011* predicen un ascenso del nivel del mar desde que se inicia el rompimiento, el cual tiene su peak a los 17 minutos con una amplitud de 1.28 m y 0.46 m, respectivamente, en cambio el modelo de *Metois et al., 2013* no reproduce este ascenso del nivel del mar. Los tres modelos reproducen un descenso del nivel del mar a los 23 minutos (que para el modelo de *Metois et al., 2013* es la primera llegada del tsunami) y luego la segunda llegada del tsunami a los 28 minutos. Esta segunda llegada es la más grande a lo largo de todo el tsunami y alcanza 2.76 m según el modelo de *Metois et al., 2013*, 2.4 m según el modelo de *Chlieh et al., 2011* y 2.08 m según el modelo de *Schurr et al., 2014*. En adelante se producen una serie de oscilaciones que no superan los 2 m, pero pasadas 2 horas y 43 minutos los modelos predicen una ola tardía que alcanza una amplitud considerable de 2.45 m según el modelo de *Metois et al., 2013*, 2.06 m según el modelo de *Schurr et al., 2014* y 1.89 m según el modelo de *Chlieh et al., 2011*. Pasadas las 3 horas 40 minutos desde la generación los modelos predicen oscilaciones del nivel del mar que no superan 1 m de amplitud.

En Iquique, los modelos de *Schurr et al., 2014* y de *Chlieh et al., 2011* predicen un pequeño descenso del nivel del mar antes de la llegada de la primera onda de tsunami. Este descenso está ausente en el mareógrafo virtual del modelo de *Metois et al., 2013*. El peak de esta primera llegada ocurre a los 12 minutos con una amplitud que alcanza 2.65 m según el modelo de *Schurr et al., 2014*, 2.45 m según el modelo de *Chlieh et al., 2011* y un poco menor igual a 1.56 m según el modelo de *Metois et al., 2013*. La segunda llegada es predicha por los tres modelos a los 26 minutos con una amplitud cercana a los 2 m según los modelos de *Schurr et al., 2014* y *Metois et al., 2013*, pero cercana a 1 m según el modelo de *Chlieh et al., 2011*. Este último modelo predice una ola tardía que alcanza los 3.15 m pasadas 1 hora y 53 minutos. El

modelo de *Schurr et al., 2014* también predice una ola tardía de una amplitud considerable pero lo hace pasadas 2 horas y 17 minutos con una amplitud que alcanza los 3.08 m. Hasta las 4 horas y 20 minutos desde la generación las oscilaciones continúan teniendo amplitudes cercanas a los 2 m, en adelante se tornan cercanas a 1 m.

En Tocopilla es donde se alcanza la mayor amplitud del tsunami según los mareógrafos virtuales. Los tres modelos predicen un pequeño descenso del nivel del mar y el tsunami llega casi en el minuto en que se produce el rompimiento de la brecha sísmica. El peak de esta primera llegada del tsunami es a los 9 minutos con amplitudes que alcanzan 4.31 m, 3.87 m y 3.70 m según los modelos de *Chlieh et al., 2011*, *Metois et al., 2013* y *Schurr et al., 2014*, respectivamente. La segunda y tercera llegada de la onda de tsunami ocurre a los 22 y 38 minutos, con una amplitud cercana a 1.50 m y a 2.50 m, respectivamente. Hasta pasados 1 hora y 30 minutos las oscilaciones decrecen y se tornan cercanas a 1 m, pero luego vuelven a aumentar haciéndose cercanas a los 2 m, incluso hay un descenso del nivel del mar pasados 1 hora y 42 minutos que alcanza una amplitud de 3 m. En adelante las oscilaciones van decreciendo en amplitud haciéndose nuevamente cercanas a 1 m.

En Talcahuano, los tres modelos predicen la misma hora de llegada de la onda de tsunami, la cual es pasadas 2 horas y 50 minutos desde la generación. La amplitud de esta primera llegada tiene su peak pasadas 3 horas y 15 minutos y alcanza 0.50 m y el siguiente descenso del nivel del mar alcanza una amplitud de 0.70 m. La segunda llegada de la onda de tsunami ocurre pasados 4 horas y 40 minutos desde la generación y alcanza 1.24 m, 1.12 m y 1.00 m de amplitud según los modelos de *Schurr et al., 2014*, *Chlieh et al., 2011* y de *Metois et al., 2013*, respectivamente. La forma, amplitud y tiempo de llegada de las ondas de tsunami al puerto de Talcahuano es la misma según los tres modelos.

4.2.3. Mapas de amplitud máxima e inundación

Los mapas de inundación se generan a partir de la amplitud máxima registrada en todos los puntos de las grillas de nivel 4, y la inundación en la costa se determina usando la condición de frontera móvil. Esta inundación

representa la máxima altura del tsunami sobre superficie seca referida al nivel medio del mar. Cabe mencionar que en la simulación no se consideran los factores hidrodinámicos asociados a la disipación de la energía del tsunami al llegar a la costa, debido a construcciones civiles tales como muelles, edificios, casas u otras obras, sólo se simula la rugosidad del terreno que se impone al flujo que inunda utilizando el parámetro de Manning, que en este trabajo equivale a $n = 0.025$, que representa a superficies ligeramente rugosas.

La correcta batimetría y topografía en la costa son cruciales para generar los mapas de inundación precisos. En este trabajo se disponía de una batimetría confiable proporcionada por el SHOA, pero la topografía disponible de ASTER GDEM no se correspondía con la realidad y estaba desfasada varios metros en las zonas costeras de Arica, Iquique y Tocopilla. En efecto, la línea de costa de las grillas de nivel 4 no se correlacionaba con la línea de costa real, por lo que sacar conclusiones acerca de cuánto fue la penetración tierra adentro en cada localidad no tendría sentido. En adición, el satélite ASTER GDEM puede penetrar aguas poco profundas, por lo que la línea de costa de ASTER GDEM es en realidad mar.

Debido a lo anterior y a lo mostrado en las Figuras 3.1, 3.2 y 3.3, a continuación se muestran los mapas de máxima amplitud con los cuales se confeccionan los mapas de inundación. En este punto es relevante conocer la máxima amplitud que registra el tsunami acercándose a lo largo de la costa, debido a que éste está propagándose por una batimetría conocida y confiable. Las Figuras 4.23, 4.24 y 4.25 muestran los mapas de máxima amplitud para las localidades de Arica, Iquique y Tocopilla predichos por los tres autores de los modelos de acoplamiento sísmico.

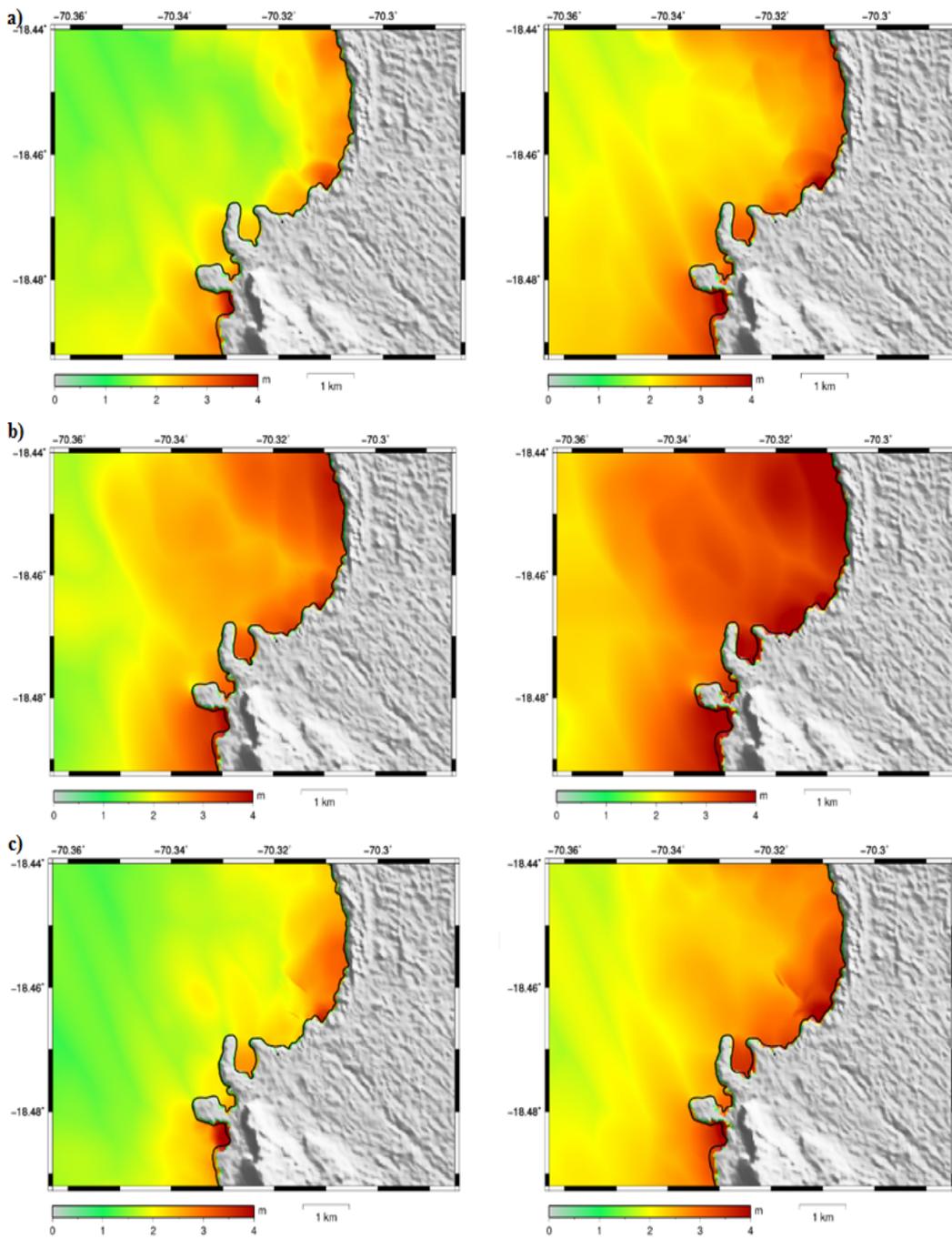


Figura 4.23: Mapas de máxima amplitud del tsunami para la localidad de Arica según a) *Chlieh et al., 2011*, b) *Metois et al., 2013* y c) *Schurr et al., 2014*. La figura de la izquierda corresponde al caso sin marea y la figura de la derecha es considerando una marea alta promedio de la localidad, igual a 1.15 m.

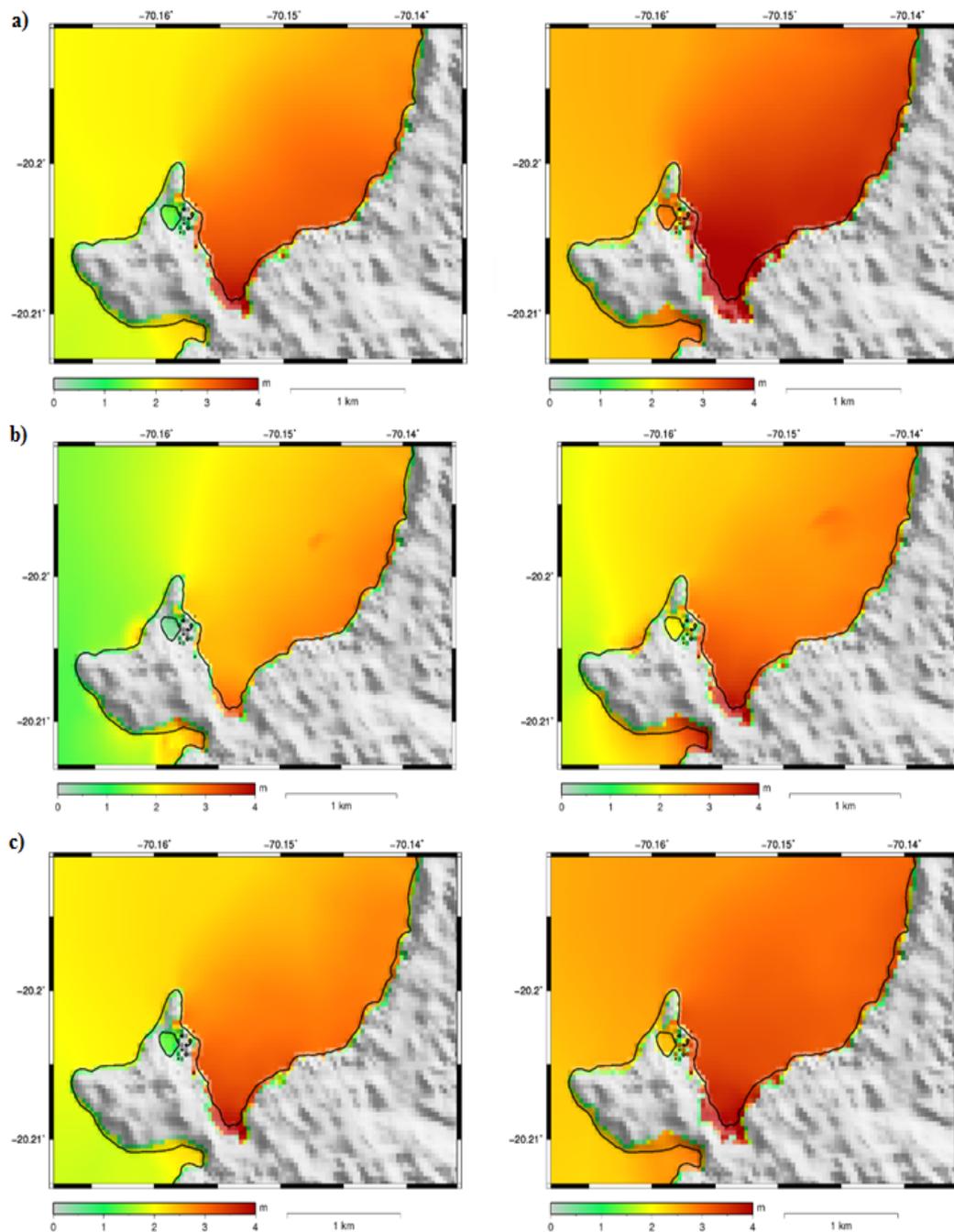


Figura 4.24: Mapas de máxima amplitud del tsunami para la localidad de Iquique según a) *Chlieh et al., 2011*, b) *Metois et al., 2013* y c) *Schurr et al., 2014*. La figura de la izquierda corresponde al caso sin marea y la figura de la derecha es considerando una marea alta promedio de la localidad, igual a 1.21 m.

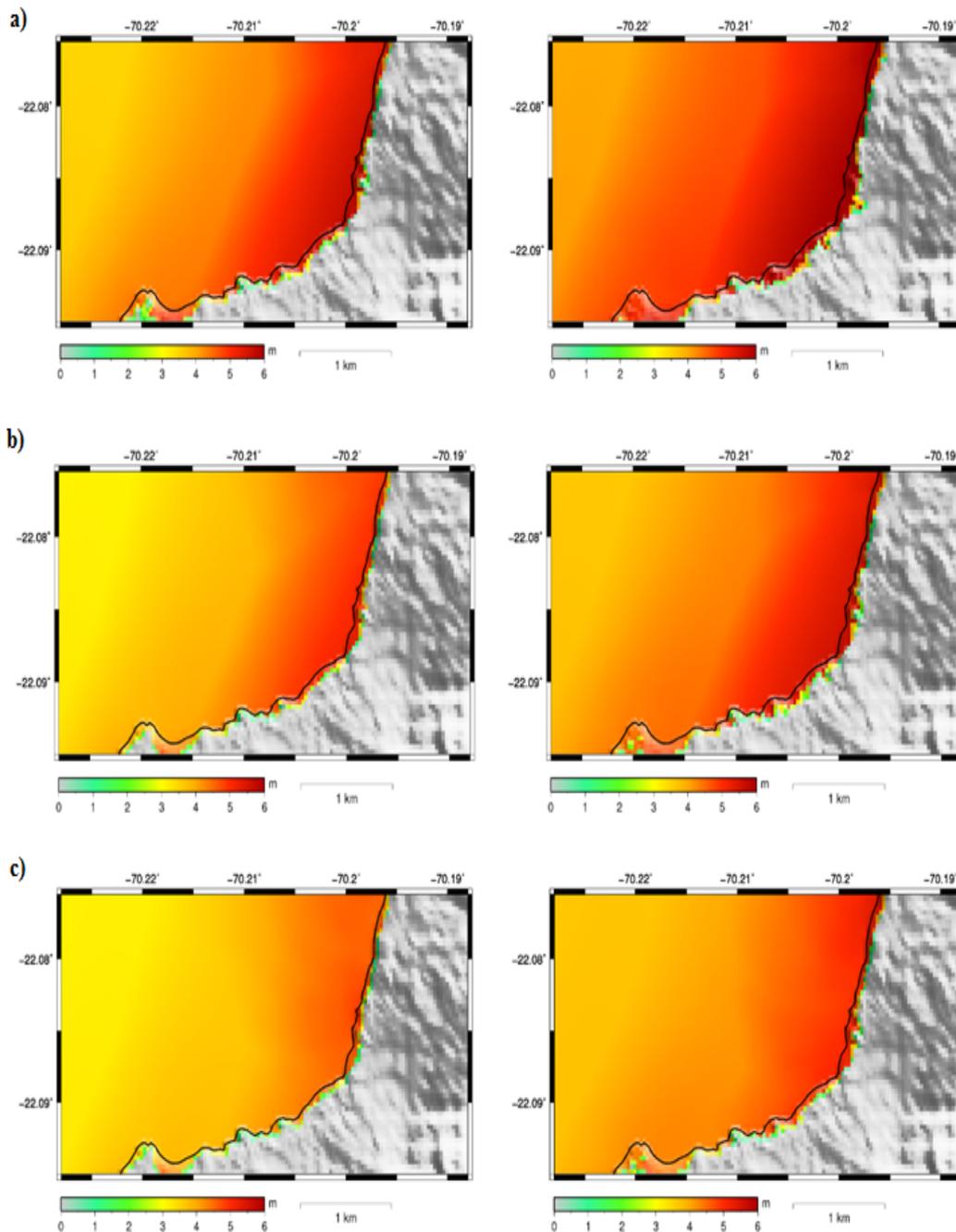


Figura 4.25: Mapas de máxima amplitud del tsunami para la localidad de Tocopilla según a) *Chlieh et al., 2011*, b) *Metois et al., 2013* y c) *Schurr et al., 2014*. La figura de la izquierda corresponde al caso sin marea y la figura de la derecha es considerando una marea alta promedio de la localidad, igual a 1.24 m.

Se observa que en general, y como es lógico, el caso considerando una marea alta promedio es el peor escenario que podría presentarse alcanzándose

las mayores amplitudes en la costa y una mayor área de inundación. Se puede apreciar claramente, y en todos los escenarios, que a medida que la profundidad va disminuyendo al llegar a la costa la amplitud de la onda de tsunami va aumentando, debido a que disminuye la velocidad y la longitud de onda de éste.

En Arica, el peor escenario lo predice *Metois et al., 2013* con alturas de más de 3 m a lo largo de casi toda la costa y por varios cientos de metros mar adentro, aún en el escenario sin marea. En ambos escenarios los tres modelos coinciden en que sobre la latitud 18.48°S existe una concentración de la energía la cual produce una amplitud de la onda de tsunami cercana a los 4 m. Se observa además que el modelo que predice las menores amplitudes en la costa es el modelo de *Schurr et al., 2014*, esto considerando el escenario sin marea, ya que en el escenario con marea alta las amplitudes en la costa aumentan notoriamente haciéndose cercanas a los 4 m. De las localidades en estudio Arica presenta una concentración de la onda de tsunami en algunas zonas de la costa debido precisamente a la geomorfología costera y del puerto, la cual produce atrapamiento de las ondas haciendo que éstas se amplifiquen en ciertos lugares cerrados.

En Iquique, las mayores amplitudes en la costa las predice el modelo de *Chlieh et al., 2011* y son mayores a 3 m en la parte noreste del puerto en el escenario sin marea. Si consideramos ahora el escenario con marea alta, las amplitudes alrededor de los 20.21°S se tornan peligrosamente mayores a 4 m. En la parte suroeste del puerto las amplitudes en el escenario sin marea son cercanas a los 2 m según los tres autores, aunque aumentan haciéndose cercanas a los 3 m en el caso con marea.

En Tocopilla es donde se predicen las mayores amplitudes y según el modelo de *Chlieh et al., 2011* éstas serían cercanas a los 6 m en el caso sin marea y claramente mayores a 6 m en el caso con marea. La zona de la costa que se encuentra paralela a la onda de tsunami es la que se ve más afectada según los tres autores. Cabe mencionar que el mareógrafo virtual en esta localidad fue ubicado en la parte más suroeste de la grilla, por lo que registra sólo amplitudes cercanas a los 4 m en los tres modelos.

Capítulo 5

Discusión

Durante la primera parte de este trabajo que corresponde a la modelación del tsunami causado por el terremoto de Iquique del 1 de abril de 2014 magnitud Mw 8.1, existen dos factores determinantes que ciertamente influyeron en los resultados de la comparación entre los mareógrafos del SHOA y los mareógrafos virtuales de los modelos homogéneo y no-homogéneos de *Lay et al., 2014* y *Schurr et al., 2014*. El primero es la calidad de las grillas en general y el segundo es la ubicación de los mareógrafos virtuales para realizar dicha comparación. La batimetría proporcionada por el SHOA es de buena calidad aunque no estaba equiespaciada y en algunos sectores contenía más datos que en otros, sin embargo la topografía de la imagen satelital de ASTER GDEM, la cual es de 30 m de resolución espacial, no es muy confiable ya que comparando éstos datos con los de Google Earth la línea de costa y la topografía costera estaban desfasadas varios metros. Este fue un error que no se corrigió y se decidió trabajar con los datos topográficos tal como venían por el tiempo disponible para realizar este trabajo, ya que revisar la zona costera de las 3 bahías y mejorar la línea de costa punto a punto requería de un tiempo con el cual no se contaba. En Arica la interpolación de los datos para generar la grilla de 30 m de resolución espacial funcionó bastante bien, ya que los datos proporcionados por el SHOA tenían una gran cantidad de puntos. No fue así en el caso de Iquique y Tocopilla en donde los datos provenientes del SHOA tenían una menor cantidad de puntos, sobre todo en Tocopilla. Ambas grillas quedaron un poco pixeladas al realizar la interpolación y potencialmente se forzaron los datos para generar las grillas de 30 m de resolución espacial. En este caso debió utilizarse una resolución un poco

menor, pero que fuera más confiable y no generara invenciones en los datos y en la línea de costa. Esta podría ser una de las razones por la que los mareógrafos virtuales en Tocopilla tienen oscilaciones con una alta frecuencia, pasados 1 hora y 30 minutos desde la generación, que no tienen nada que ver con la realidad. Otro aspecto que puede considerarse en futuros trabajos para generar las grillas utilizadas en la modelación de tsunamis es hacer pruebas con distintos tipos de interpolaciones como *triangulate*, *greenspline*, etc., y verificar cuál de todas estas interpolaciones genera los datos más realistas. En este trabajo se utilizó el comando *blockmean* y *surface* para generar las grillas y por falta de tiempo no se hicieron otras pruebas. En segundo lugar, las grillas de nivel 4 deben tener una buena resolución espacial, ya que sólo se pueden ubicar mareógrafos virtuales en la posición donde exista un nodo en la grilla. En este punto los mareógrafos virtuales ubicados en los puertos de Iquique y Talcahuano estaban a sólo 60 m y 0 m de distancia, respectivamente, del mareógrafo real y son los que entregan una mayor semejanza entre el tsunami observado y modelado y los mejores coeficientes de correlación muy cercanos a 1. En cambio, los mareógrafos virtuales ubicados en los puertos de Arica y Tocopilla estaban a una distancia de 700 m y 500 m, respectivamente, del mareógrafo real y son los que entregan una peor semejanza con la señal de tsunami y los peores coeficientes de correlación cercanos a 0.5. Esto es debido, como se mencionaba anteriormente, a la gran diferencia que existe entre la línea de costa real y la línea de costa de las grillas utilizadas en la modelación de tsunamis. Por este motivo, no pudieron ubicarse más cercanamente estos mareógrafos sintéticos de los reales, ya que éstos últimos están prácticamente en la línea de la costa.

Por otro lado, las diferencias entre las señales de tsunami modeladas y observadas después de las primeras olas pueden ser atribuidas a la resolución de la batimetría y a las oscilaciones propias, la reflexión y la refracción en bahías cerradas y en la plataforma continental, las cuales pueden tener un gran efecto propagando el error a través de los pasos de tiempo sucesivos en la simulación. Sin embargo, cabe señalar que los modelos son útiles para estimar la amplitud y la duración aproximada de las olas sucesivas, incluso si los peaks individuales de la serie de tiempo no todos coinciden. Teniendo en cuenta que la modelación de tsunamis es altamente dependiente de cualquier

obstáculo batimétrico o topográfico que las ondas encuentran, con el fin de poder comparar las simulaciones con los mareógrafos después de las primeras olas, y atribuir cualquier diferencia a los modelos de origen, sería necesaria una mejor resolución en la batimetría. En este punto, más mareógrafos a lo largo de la costa de Chile, situados en lugares donde estuviera disponible batimetría de alta resolución, ayudarían en este trabajo para diferenciar aún más entre los modelos de fuente de tsunami.

En adición, en este trabajo se utiliza la aproximación de que la ruptura del segmento homogéneo y de todas las subfallas en los modelos no-homogeneos es instantánea, lo cual no es así, ya que la duración aproximada de este terremoto es de 2 minutos según el USGS (http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eventpage/usc000nzvd#scientific_finitefault). Esto podría influir en los tiempos de llegada de las ondas de tsunami modeladas atrasándolas o adelantándolas respecto de la señal de tsunami observada, considerando además el bajo periodo que tiene el tsunami en Arica y Tocopilla, el cual corresponde a 14 minutos y en Iquique, el cual corresponde a 10 minutos.

En la segunda parte de este trabajo que corresponde a la modelación del tsunami que causaría un eventual rompimiento de la brecha sísmica del norte de Chile, se testean 3 modelos de acoplamiento sísmico distintos basados en *Chlieh et al., 2011*, *Metois et al., 2013* y *Schurr et al., 2014*, los cuales entregaron resultados relativamente similares en términos del tsunami que podrían generar. Es decir, a pesar de tener modelos de acoplamiento distintos, cuando se calcula la deformación vertical de la corteza y luego se propaga sobre la batimetría el tsunami que producen, muchas diferencias entre los tres escenarios se pierden y resultan amplitudes, tiempos de arribo y forma del tsunami similares. En adición, lo realmente importante para la generación de tsunamis es el límite up-dip del deslizamiento, lo que hoy en día es controversial si el deslizamiento se produce a profundidades mayores que 10 km o si se propaga hasta la superficie. Los modelos de acoplamiento basados en mediciones GPS no tienen buen control sobre este límite todavía ni la cobertura de datos. Por otro lado, se decidió mostrar los mapas de máxima amplitud con los cuales se confeccionan los mapas de inundación. La única diferencia entre ambos tipos de mapas es que en los mapas de inundación sólo se muestra lo que

ocurre en la costa y las amplitudes máximas que se registran tierra adentro, mientras que en los mapas de máxima amplitud se muestra la evolución de la onda de tsunami a lo largo de la batimetría costera incluyendo lo que sucede tierra adentro, es decir, éstos últimos son más completos y entregan una mejor visual de las amplitudes que se están registrando a lo largo de la costa. Debido a lo que se mencionaba anteriormente con respecto a la resolución de las grillas de nivel 4 y la imperfección de la línea de costa, es imposible y no tiene ningún sentido realizar mapas de inundación con estas grillas y sacar conclusiones acerca de ellos, ya que el *run-up* y la penetración tierra adentro no serían realistas y tendrían un gran margen de error. Dicho error podría ser estimado si se contara con al menos una de las grillas con buena topografía en las localidades en estudio. Podría realizarse dos veces la misma modelación, una con la grilla que contiene la topografía de ASTER GDEM y la otra con la grilla que cuenta con la topografía de buena resolución. Al realizarse los mapas de inundación para ambas grillas podría estimarse el margen de error que tendría el *run-up* y la penetración tierra adentro que se está calculando y el rango en el que podrían variar estos valores en las demás localidades. Lamentablemente no se contaba con topografía de buena resolución en ninguna de las localidades para estimar este margen de error.

Se observa en estos mapas, por ejemplo en el caso de Tocopilla, como el tsunami va acortando su longitud de onda y por ende aumentando significativamente su amplitud al llegar a la costa con alturas cercanas a los 6 m, pero luego éstas no se propagan tierra adentro debido a un error en el dato satelital el cual entrega una topografía más elevada que la real. Ésto sumado a la interpolación de las grillas y a la presencia de acantilados característicos del norte de Chile entregan una penetración tierra adentro que es muy pequeña. Es por ésto que se torna más relevante conocer con estos mapas las máximas amplitudes de la onda de tsunami que llegan a lo largo de toda la costa, ya que con los mareógrafos virtuales sólo conocemos la máxima amplitud del tsunami en un punto. Por lo anterior, hubiera sido más acertado colocar un mareógrafo virtual cerca de la latitud 22.085°S en la bahía de Tocopilla, ya que en este lugar las amplitudes alcanzaron los 6 m y el mareógrafo virtual, el cual se ubicaba al suroeste en la grilla, sólo registró amplitudes cercanas a los 4 m.

Por último, se vuelve absolutamente necesario conocer cuál sería la inundación en términos de *run-up* y penetración tierra adentro que causaría el tsunami generado por el rompimiento esta brecha sísmica, los cuales contribuyan en la gestión del riesgo y a minimizar el impacto que se generaría en las localidades costeras del norte de Chile. Para que estos mapas sean exactos, confiables y realistas, es necesario contar con una buena base de datos topográficos, como por ejemplo los datos LIDAR (Light Detection and Ranging) los cuales tienen una resolución espacial de 3 m. Idealmente se combinan fuentes no-homogeneas basadas en datos GPS y modelos de acomodamiento sísmico con esta buena topografía para estimar escenarios lo más realistas posibles. Además, si se cuenta con esta topografía se puede cambiar el parámetro de Manning para tomar en cuenta edificios, vegetación, etc.

Capítulo 6

Conclusiones

En este trabajo en la primera etapa se modela el tsunami causado por el terremoto de Iquique del 1 de abril de 2014 magnitud Mw 8.1 con una fuente de generación de tsunami homogénea y dos fuentes no-homogéneas basadas en los modelos de deslizamiento de *Lay et al., 2014* y de *Schurr et al., 2014*. A pesar de que los tres modelos reproducen la forma y la amplitud del tsunami en cada localidad, los modelos no-homogéneos entregan una mejor visual y estadística en general. Los parámetros de la fuente homogénea, como el tamaño y el deslizamiento, son estimados mediante fórmulas matemáticas que se corresponden con la magnitud del evento, por ésto la distribución de deslizamiento homogéneo sobrestima las amplitudes en los bordes de la falla, lo que provoca el registro de mayores amplitudes en los mareógrafos virtuales y subestima las horas de llegada de las ondas de tsunami. Por otro lado, los modelos no-homogéneos estiman de mejor manera la forma, amplitud y tiempo de arribo de las ondas de tsunami, ya que la fuente sísmica utilizada en la modelación está basada en una serie de observaciones geofísicas que reproducen de forma realista el tsunami.

Los mareógrafos virtuales del modelo homogéneo registran un descenso del nivel del mar en las ciudades de Arica e Iquique en la onda inicial. El mareógrafo del SHOA no registra este descenso y sólo los modelos no-homogéneos simulan con precisión la forma en que llega esta primera onda de tsunami a las cuatro localidades en estudio. Esto es de vital importancia para la mitigación del riesgo de tsunami, ya que un descenso del nivel del mar en los modelos predictivos de tsunami no puede ser usado como un indicador fidedigno de

la llegada de un tsunami. Este trabajo muestra que esta falta de descenso del nivel del mar puede ser bien simulada por modelos de deslizamiento más complicados que el simple caso homogéneo.

Se concluye entonces para la primera etapa de este trabajo que el modelo de deslizamiento no-homogéneo de *Schurr et al., 2014* es el que representa de mejor forma la fuente sísmica de este tsunami y reproduce de mejor manera la forma, amplitud y tiempo de llegada de las ondas de tsunami, aún siendo *Lay et al., 2014* un muy buen modelo también.

En la segunda etapa de este trabajo, se modela el tsunami que sería causado por un eventual rompimiento de la brecha sísmica del norte de Chile, basado en los modelos de acoplamiento sísmico de *Chlieh et al., 2011*, *Me-tois et al., 2013* y *Schurr et al., 2014*. Estos modelos nos entregan la energía sísmica y el deslizamiento esperado en el norte de Chile por cada autor, y como se asume que durante los 137 años de laguna sísmica ha habido el mismo acoplamiento que nos entregan las mediciones GPS de los últimos 10 años, éste corresponde al peor escenario que podría presentarse en el norte de Chile. *Schurr et al., 2014* explica que la energía sísmica aún acumulada en esta zona es tal que podría albergar un terremoto de magnitud mayor a 8.5. Este trabajo muestra que dicha energía sísmica es corroborada por los tres autores, prediciendo prácticamente el mismo tsunami, en términos de forma, amplitud y horas de llegada de las ondas de tsunami, a lo largo de toda la zona costera, además de prácticamente la misma deformación inicial que tiene el tsunami, prediciendo dos *parches*; uno más grande centrado frente a Tocopilla el cual alcanza una amplitud de 4 m y que tiene un largo de cerca de 200 km y otro siguiendo la línea de la fosa pero frente a Arica, de menor amplitud, cercana a los 2 m, y de menor longitud. Según los mapas de máxima amplitud en Arica y en Iquique se esperarían olas de más de 3 m en el caso sin marea y de 4 m en el caso con marea alta. Para Tocopilla el escenario es más devastador, prediciendo alturas cercanas a los 6 m en el caso sin marea y de más de 6 m en el escenario en que hubiera marea alta. El tsunami arribaría a las 3 localidades con un periodo de entre 12-14 minutos. Unos 1600 km más al sur en Talcahuano, el tsunami arribaría pasados 2 horas y 50 minutos desde la generación y se esperarían olas que no superarían 1.5 m.

A pesar de que los tres modelos de acoplamiento sísmico predicen relativamente la misma forma, amplitud y tiempo de llegada de las ondas de tsunami según los mareógrafos virtuales, los mapas de máxima amplitud son útiles para diferenciar los modelos y muestran que en Arica las máximas amplitudes en la costa las predice el modelo de *Metois et al., 2013*, sin embargo en Iquique y en Tocopilla las máximas amplitudes en la costa las predice el modelo de *Chlieh et al., 2011*. Por otro lado, la resolución de las grillas en la costa no permitió realizar los mapas de inundación, por lo que no se pueden sacar conclusiones acerca de la penetración tierra adentro ni del *run-up* esperado en las localidades en estudio por cada autor. Por la semejanza que tienen los modelos en la generación y propagación del tsunami y sin poder estudiar que es lo que cada uno de ellos predice como inundación es que no se puede decir cuál modelo supone un mayor peligro para la población costera del norte de Chile, aunque sí se puede concluir que dentro de las localidades en estudio Tocopilla sería la más afectada por la llegada de este tsunami y que en Talcahuano sólo se esperarían olas que no superarían 1.5 m.

Bibliografía

- [1] BÉJAR-PIZARRO, M. ET AL., 2010. Asperities and barriers on the seismogenic zone in the North Chile: state-of-the-art after the 2007 Mw 7.7 Tocopilla earthquake inferred by GPS and InSAR data. *Geophys. J. Int.* 183, 390–406.
- [2] BELLOTTI G., BRIGANTI R. AND BELTRAMI G. M., 2012. The combined role of bay and shelf modes in tsunami amplification along the coast, *J. Geophys. Res.*, 117, C08027, doi:10.1029/2012JC008061.
- [3] BOX, G. E. P., JENKINS, G. M. AND REINSEL, G. C., 1994. *Time series analysis: Forecasting and control*. 3rd edition. Upper saddle river, NJ: Prentice-Hall.
- [4] CHLIEH, M. ET AL., 2011. Interseismic coupling and seismic potential along the Central Andes subduction zone, *J. geophys. Res.*, 116(B12), 1–21.
- [5] COMCOT, 2009. User manual for COMCOT version 1.7. <http://ceeserver.cee.cornell.edu/pll-group/comcot.htm>.
- [6] COMTE, D. AND PARDO, M., 1991. Reappraisal of great historical earthquakes in the northern Chile and southern Peru seismic gaps, *Nat. Hazards*, 4(1), 23–44.
- [7] DEMETS, C., GORDON R. G., ARGUS D. F. AND STEIN S., 1994. Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions, *Geophys. Res. Lett.*, 21, 2191-2194.

- [8] HAYES, G. P., HERMAN, M. W., BARNHART, W. D., FURLONG, K. P., RIQUELME, S., BENZ, H. M., BERGMAN, E., BARRIENTOS, S., EARLE, P.S., AND SAMSONOV, S., 2014. Continuing megathrust earthquake potential in Chile after the 2014 Iquique earthquake. *Nature*; DOI: 10.1038/nature13677.
- [9] IIDA, K. AND IWASAKI, T., 1983. *Tsunamis their Science and Engineering*. Tokyo, Japan. Terra Scientific Publishing Company.
- [10] IMAMURA, F., YALCINER A. C., AND OZYURT G., 2006. *Tsunami modelling manual, online manual*. URL http://ioc3.unesco.org/ptws/21/documents/TsuModelMan-v3-ImamuraYalcinerOzyurt_apr06.pdf.
- [11] ITSU, 1999. *Master Plan. Tsunami Warning System in the Pacific*. Intergovernmental Oceanographic Commission, UNESCO. Second Edition, 32 p.
- [12] KANAMORI, H., AND ANDERSON D. L., 1975. Theoretical basis of some empirical relations in seismology, *Bull. Seisrnol. Soc. Arner.*, 65, 1073-1095.
- [13] KANAMORI, H. AND BRODSKY, E. E., 2004. The physics of earthquakes, *Rep. Prog. Phys.*, 67, 1429–1496.
- [14] KENDRICK, E., BEVIS, M., SMALLEY JR., R., BROOKS, B., VARGAS, R.C., LAURÍA, E. AND FORTES, L.P.S., 2003. The Nazca-South America Euler vector and its rate of change, *J. South Am. Earth Sci.*, 16, 125–131.
- [15] LIU, P.L.-F., CHO, Y.-S., YOON, S.-B. AND SEO, S.-N., 1994. Numerical Simulations of the 1960 Chilean Tsunami Propagation and Inundation at Hilo Hawaii. In: El-Sabh, M.I. (ed.), *Recent Development in Tsunami Research*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht.
- [16] LIU, P.L.-F., CHO, Y.-S., BRIGGS, M.J., SYNOLAKIS, C.E. AND KANOGLU, U., 1995. Run-up of Solitary Waves on a Circular Island, *J. Fluid Mech.* 302, 259–285.

- [17] LIU, Y., SHI, Y., YUEN, DA., SEVRE, EOD., YUAN, X., AND XING, HL., 2009. Comparison of linear and nonlinear shallow wave water equations applied to tsunami waves over the China Sea. *Acta Geotechnica*, 4: 129-137.
- [18] 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, 3818–3825, doi:10.1002/2014GL060238.
- [19] LOVELESS, J. P., M. E. PRITCHARD, AND N. KUKOWSKI, 2010. Testing mechanisms of seismic segmentation with slip distributions from recent earthquakes along the Andean margin, *Tectonophysics*, 495, 15–33.
- [20] MANSHINHA, L. AND D. E. SMYLIE, 1971. The displacement fields of inclined faults. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 61, 1433-1444.
- [21] MCCANN, W. R., NISHENKO, S. P., SYKES, L. R. & KRAUSE, J., 1979. Seismic gaps and plate tectonics: seismic potential for major boundaries. *Pure Appl. Geophys.* 117, 1082–1147.
- [22] METOIS, M. ET AL., 2013. Revisiting the North Chile seismic gap segmentation using GPS-derived interseismic coupling. *Geophys. J. Int.* 194, 1283–1294.
- [23] OKADA, Y., 1985. Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 75, 1135-1154.
- [24] PAPAACHOS, B.C., E.M. SCORDILIS, D.G. PANAGIOTOPOULOS, C.B. PAPAACHOS, AND G.F. KARAKAISIS., 2004. Global relations between seismic fault parameters and moment magnitude of earthquakes, *Bull. Geol. Soc. Of Greece*, 36, 1482-1489.
- [25] SHOA, 1984. Maremotos en la Costa de Chile. Valparaíso, Chile. Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de la Armada de Chile (SHOA). 1ª edición, 48 p.

- [26] SCHURR, B., ASCH, G., HAINZL, S., BEDFORD, J., HOECHNER, A., PALO, M., WANG, R., MORENO, M., BARTSCH, M., ZHANG, Y., ONCKEN, O., TILMANN, F., DAHM, T., VICTOR, P., BARRIENTOS, S. AND VILOTTE, J.P., 2014. Gradual unlocking of plate boundary controlled initiation of the 2014 Iquique earthquake. *Nature* 512, 299–302.
- [27] TASSARA, A., AND A. ECHAUREN, 2012. Anatomy of the Andean subduction zone: three dimensional density model upgraded and compared against global-scale models, *Geophys. J. Int.*, 189(1), 161–168.
- [28] TICHELAAR, B., AND L. RUFF, 1993. Depth of seismic coupling along subduction zones, *J. Geophys. Res.*, 98, 2017–2037.
- [29] WANG, X. AND P. L. F. LIU, 2006. An analysis of 2004 Sumatra earthquake fault plane mechanisms and Indian Ocean tsunami. *J. Hydraul. Res.*, 44, 147–154.
- [30] WESSEL, P. AND SMITH, W. H. F., 1998. New, improved version of the Generic Mapping Tools released, *EOS Trans. AGU*, 79, 579.
- [31] WIEGEL, R., 1970. *Earthquake Engineering*. U.S.A. Prentice-Hall. Chapter 11 Tsunamis, pp. 253–306.
- [32] YAMAZAKI, Y. AND CHEUNG, K. F., 2011. Shelf resonance and impact of near-field tsunami generated by the 2010 Chile earthquake, *Geophys. Res. Lett.*, 38, L12605, doi:10.1029/2011GL047508.