

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



**Modelación de desplazamientos  
verticales  
y tsunami, asociados al terremoto  
de febrero de 2010.**

**Paula Elizabeth Jarpa Ascencio**

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

Agosto de 2012

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

**Modelación de desplazamientos  
verticales  
y tsunamis, asociados al terremoto  
de febrero de 2010.**

**Paula Elizabeth Jarpa Ascencio**

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

Profesor Guía:

Dr. J. Arturo Belmonte-Pool Villanueva

Comisión:

Dra. M. Ignacia Calisto Burgos, Dr. Elías Ovalle Miranda,  
Dr. Jorge Quezada Flory



Agosto de 2012

# Índice general

<b>1. Introducción</b>	<b>2</b>
<b>2. Método</b>	<b>7</b>
2.1. Etapa 1 : Modelo de deslizamiento . . . . .	8
2.1.1. Observaciones de alzamiento y subsidencia . . . . .	8
2.1.2. Modelos de deslizamiento publicados . . . . .	9
2.1.3. Modelo de desplazamiento vertical . . . . .	11
2.2. Etapa 2 : Modelación de tsunami . . . . .	13
<b>3. Análisis y Resultados</b>	<b>17</b>
3.1. Modelo de deslizamiento . . . . .	17
3.1.1. Procedimiento para obtener los modelos de desplazamiento vertical. . . . .	17
3.1.2. Resultados . . . . .	20
3.2. Modelación del tsunami . . . . .	23
3.2.1. Procedimiento para modelación de tsunami . . . . .	24
3.2.2. Resultados . . . . .	29
<b>4. Discusión</b>	<b>46</b>
<b>5. Conclusiones</b>	<b>50</b>
<b>6. Anexos</b>	<b>53</b>
6.1. ANEXO A . . . . .	53
6.2. ANEXO B . . . . .	54
6.3. ANEXO C . . . . .	55
6.4. ANEXO D . . . . .	57
6.5. ANEXO F . . . . .	59

# Índice de figuras

2.1. Geometría de las tres fuentes rectangulares finitas diferentes, cuyo campo de deformación interna es descrito por <i>Okada, 1992</i> . Note que el origen de las coordenadas cartesianas $X$ e $Y$ se encuentra asociado a la fuente. . . . .	12
3.1. Modelos de desplazamiento vertical calculados a partir de los modelos de deslizamiento de <i>Lorito et al., 2011</i> , (izquierda) y <i>Tong et al., 2010</i> , (derecha). La estrella marca el epicentro del USGS para del terremoto del 27 de febrero de 2010. . . . .	24
3.2. Amarillo: Ubicación del mareógrafo del SHOA del puerto de Talcahuano. Naranja: Ubicación de los mareógrafos virtuales generados en la simulación de tsunami. . . . .	27
3.3. Comparación entre los resultados de distintas simulaciones de tsunami para Talcahuano considerando $5km$ , $3km$ y $0km$ de profundidad de la fosa respecto del nivel medio del mar. . . . .	28
3.4. Comparación entre los resultados de distintas simulaciones de tsunami para Talcahuano considerando un coeficiente de rugosidad de Manning de 0.025 en las grillas de nivel 1, 2 y 3, nivel 2 y 3, nivel 3 y coeficiente de rugosidad de Manning igual a cero en todas las grillas. . . . .	29
3.5. Simulación de tsunami sobre la grilla 1° nivel a 0 horas 0 minutos (izquierda) y a 0 horas 15 minutos (derecha). . . . .	31
3.6. Modelación del tsunami del 27 de febrero de 2010 para la para la malla de 2° nivel, entre las 0 horas y 0 minutos de generado el tsunami, hasta las 1 horas y 30 minutos. . . . .	32
3.7. Modelación del tsunami del 27 de febrero de 2010 para la para la malla de 2° nivel, entre las 1 horas y 45 minutos de generado el tsunami, hasta las 2 horas y 30 minutos. . . . .	33

3.8. Modelación del tsunami del 27 de febrero de 2010 para la para la malla de 2° nivel, entre las 2 horas y 45 minutos de generado el tsunami, hasta las 3 horas y 30 minutos. . . . .	34
3.9. Modelación del tsunami del 27 de febrero de 2010 para la malla de 2° nivel, entre las 3 horas y 45 minutos de generado el tsunami, hasta las 5 horas y 30 minutos. . . . .	35
3.10. Modelación del tsunami del 27 de febrero de 2010 para la Bahía de Concepción, entre las 0 horas y 0 minutos de generado el tsunami, hasta las 1 horas y 30 minutos. . . . .	36
3.11. Modelación del tsunami del 27 de febrero de 2010 para la Bahía de Concepción, entre las 1 horas y 45 minutos de generado el tsunami, hasta las 2 horas y 30 minutos. . . . .	37
3.12. Modelación del tsunami del 27 de febrero de 2010 para la Bahía de Concepción, entre las 2 horas y 45 minutos de generado el tsunami, hasta las 3 horas y 30 minutos. . . . .	38
3.13. Modelación del tsunami del 27 de febrero de 2010 para la Bahía de Concepción, entre las 3 horas y 45 minutos de generado el tsunami, hasta las 5 horas y 30 minutos. . . . .	39
3.14. Comparación de la variación del nivel del mar medido en el Puerto de Talcahuano y el obtenido mediante el modelo numérico. <i>Aránguiz, 2010</i> . . . . .	40
3.15. Serie de tiempo registrada por el mareógrafo virtual ubicado en el puerto de Talcahuano durante la simulación utilizando COMCOTv1.7 (Virtual 1: línea negra grueso; Virtual 2: línea negra fina), en comparación con la señal de tsunami registrada por el mareógrafo del SHOA y las distintas estimaciones de tiempos de llegada de las olas a la Bahía de Concepción establecidas por <i>Larrañaga, 2010</i> , (verde), <i>Aránguiz, 2010</i> , (magenta), <i>Quezada et al., a</i> , y <i>Quezada et al., b</i> , (cyan). . . . .	43
3.16. Ubicación de las estaciones virtuales en las Bahías de Coliumo (arriba), Concepción y San Vicente (abajo). Google Earth. . . . .	44
3.17. Mareogramas sintéticos para distintas localidades dentro de la Bahía de Concepción, Bahía de Coliumo y Bahía de San Vicente. Las líneas azules verticales marcan los “peaks” de las 4 olas correspondientes en las distintas localidades respecto de las olas identificadas en Talcahuano. . . . .	45

6.1. Modelos de deslizamiento de <i>Hayes, 2010</i> , (arriba-izquierda), <i>Shao et al., 2010</i> , (arriba-derecha), <i>Sladen and Owen, 2010</i> , (abajo-izquierda) y <i>Delouis et al., 2010</i> , (abajo-derecha), tomados del SUPPORT ONLINE MATERIAL FOR <i>Vigny et al., 2011</i> , donde los valores de deslizamiento se indican en $m$ y el ángulo de deslizamiento por vectores. . . . .	55
6.2. Modelos de deslizamiento de <i>Lorito et al., 2011</i> , (arriba) y <i>Tong et al., 2010</i> , (abajo), tomados del SUPPORT ONLINE MATERIAL FOR <i>Vigny et al., 2011</i> , donde los valores de deslizamiento se indican en $m$ y el ángulo de deslizamiento por vectores. . . . .	56
6.3. Modelo de falla como mecanismo generador de tsunami, para COMCOTv1.7. . . . .	59

# Agradecimientos

A mi familia quienes han sido un pilar fundamental en mi vida. Mi mamá Nubia, mi papá Jovino, mi hermana Arlenne y mi sobrino Matías, quien a pesar de darme más de un dolor de cabeza también me ha dado muchas alegrías. A todo el resto de mi pequeña familia. A mis amigos de la vida y a los que pronto además de llamar amigos llamaré colegas. A Francisco Rodríguez, mi pareja, quien me a brindado su amor, apoyo y comprensión durante este proceso de Habilitación Profesional.

A todos los miembros del Dgeo quienes de una u otra manera han contribuido a mi formación. A mi profesor guía Dr. Arturo Belmonte y a quien a sido un fundamental apoyo durante el desarrollo de mi Habilitación Profesional, la Dra. M<sup>a</sup> Ignacia Calisto. A los profesores miembros de mi comisión Dr. Elías Ovalle y Dr. Jorge Quezada.

Finalmente un especial agradecimiento a todos los que han aportado con un “granito de arena”; con un dato práctico, conocimientos específicos o simplemente con un consejo. A todos quienes de una u otra manera han estado presentes durante mi vida como estudiante de Geofísica.

# Dedicatoria

A la memoria de Haydée Ormeño; mi abuela, conocida como “la abuelita Yeye”. A quien durante sus últimos años llegué a conocer, comprender, admirar y amar.



# Resumen

En el presente trabajo se calculan los modelos de predicción de desplazamiento vertical para una serie de modelos de deslizamiento del terremoto  $Mw$  8,8 del 27 de febrero de 2010, utilizando el modelo elástico de *Okada, 1985*, implementado en el software MICAP-G. Los modelos obtenidos se comparan con observaciones de terreno de alzamiento y subsidencia cosísmica de dos publicaciones *Quezada et al., 2010*, y *Vargas et al., 2011*. Los resultados indican que el modelo de *Lorito et al., 2011*, es el que mejor representa las observaciones de *Quezada et al., 2010*, con un *errorRMS* de 26,45cm (versus 28,13cm del modelo de *Tong et al., 2010*), mientras que el de *Tong et al., 2010*, representa mejor las de *Vargas et al., 2011*, con un *errorRMS* entre 14,87cm (versus 21,73cm del modelo de *Lorito et al., 2011*).

En una segunda etapa del trabajo, el modelo de *Tong et al., 2010*, se toma como base para la modelación del tsunami producido por el terremoto de 2010, adaptándolo para lograr su implementación en el software de modelación de tsunami COMCOTv1.7. La modelación se realiza utilizando un set de 3 grillas anidadas de baja resolución 2', 0,5' y 0,1', la última de ellas, localizada sobre la Bahía de Concepción. Los resultados de la modelación muestran cuatro olas llegando a la Bahía de Concepción. Sólo la primera ola muestra coincidencia (aunque con una subestimación de amplitud) con la hora de llegada establecida (3 : 55 hrs., hora local) según el registro del mareógrafo del Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de la Armada de Chile (SHOA) ubicado en el puerto de Talcahuano al momento del tsunami, mientras que la segunda ola se presenta retrasada. En distintos mareógrafos virtuales ubicados en diferentes localidades dentro de las Bahías de Concepción, Coliumo y San Vicente también se identifican cuatro olas propagándose en dirección N-S, de las cuales la segunda es la de mayor

---

amplitud, alcanzando, además, su mayor altura de ola dentro de la Bahía de Coliumo (mayor a  $7m$  en Dichato).

A pesar de que la simulación de tsunami no logró reproducir fielmente la forma de onda registrada en el puerto de Talcahuano, en términos generales, asemeja algunas de sus características principales. Se presume que las discrepancias se deben a los posibles errores técnicos y a la falta de recursos disponibles para este trabajo, lo cual en un trabajo posterior, necesariamente, debe ser evaluado y corregido con el fin de validar el modelo de tsunami y extender el trabajo a la etapa de inundación. Sin embargo, los resultados obtenidos (como modelo inicial de tsunami) resultan satisfactorios y completan los objetivos establecidos en el marco de la Habilitación Profesional.

# Capítulo 1

## Introducción

Chile está ubicado en Sudamérica, ocupando una delgada franja entre la Cordillera de Los Andes y el este del Océano Pacífico. Posee en promedio 4300 *km* de extensión por 175 *km* de ancho. Está además, ubicado en el llamado “Cinturón de fuego” del Pacífico, con la placa oceánica de Nazca al oeste convergiendo con la placa continental Sudamericana al este. Más al sur, la placa Antártica también converge con la placa Sudamericana. La ubicación de la convergencia de la placa de Nazca y la placa Sudamericana puede identificarse por la fosa Chile-Perú del suelo oceánico. La placa de Nazca converge a una tasa de 7 – 9 *cm* al año, mientras que la Antártica lo hace a sólo 2 *cm* al año. La cordillera de los Andes, incluida sus zonas volcánicas, se generan por la compresión causada en el borde occidental de la placa Sudamericana debido a la subducción de la corteza oceánica bajo ella. Como en otras zonas de subducción similares alrededor del mundo, en Chile, las erupciones volcánicas así como los terremotos grandes y pequeños y los posibles tsunamis asociados a ellos son de común ocurrencia.

Durante el periodo anterior a la ocurrencia de un terremoto de subducción, conocido como periodo intersísmico, existe una zona de acople entre la placa superior y la subductada. Durante la convergencia el bloque

## 1. Introducción

---

inferior empuja al bloque superior generando una acumulación de estrés en dicha zona. Cuando el estrés es tal que ya no puede ser soportado por el bloque superior, se rompe el acople, provocando que el bloque superior retroceda en un tipo de fallamiento conocido como mecanismo inverso. Este periodo es conocido como periodo co-sísmico. Los deslizamientos que sufre la placa superior producen una deformación de la corteza en todas direcciones, la cual puede representarse por el desplazamiento horizontal (2 direcciones perpendiculares) y vertical de cada punto. Dicho desplazamiento vertical se traduce en zonas de alzamiento y subsidencia co-sísmica.

Los maremotos más comúnmente conocidos por su denominación japonesa “tsunami” (“ola en el puerto” u “ola en la Bahía”), son ondas de gravedad oceánica - más comúnmente un tren de ese tipo de olas - generadas por la deformación del suelo oceánico asociada con terremotos submarinos, deslizamientos de terreno y erupciones volcánicas, o por el impacto de asteroides. En alta mar, estas ondas tienen una altura inferior a una ola de viento, menos de un metro y gran longitud de onda. La velocidad de propagación es del orden  $700 \text{ km/hora}$ , similar a un jet de aerolínea. Al llegar a la costa, la longitud de onda disminuye, lo mismo que la velocidad, a unos  $50 \text{ km/hora}$ . Sin embargo también aumenta la altura. Dependiendo de la topografía y batimetría litoral, el tsunami puede manifestarse como una marea viva, una gigantesca ola a punto de reventar o una gran masa espumosa que avanza sin que nada la detenga (GEMA UdeC). 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.

De todas las fuentes de tsunami, la más frecuente y la que causa los tsunamis más grandes y destructivos son los terremotos de tipo inverso, típicos de las zonas de subducción. Cuando un de estos terremotos ocurre,

## 1. Introducción

---

la deformación de la corteza oceánica (desplazamientos verticales) perturba la columna de agua que yace sobre ella dando origen a un tsunami. Si la deformación ocurre de manera repentina, es decir, si ésta puede considerarse instantánea (tiempo de ruptura menor al periodo de las ondas de tsunami), la deformación de la columna de agua será, en el eje vertical, idéntica a la de la corteza, luego, a mayor deformación de la corteza (terremotos de mayor magnitud) mayor será la deformación de la superficie del agua y el tsunami tendrá mayor amplitud y será potencialmente más destructivo.

En Chile debemos convivir con la amenaza de tsunamis locales y lejanos, lo que hace de suma importancia la comprensión de su comportamiento. La modelación numérica de tsunami representa una poderosa herramienta para lograr este objetivo. Considerando ésto y todo lo antes expuesto, se hace también de suma importancia contar con un buen modelo de desplazamientos verticales que represente de la manera más fiel posible los desplazamientos reales de la corteza, entregándonos una buena aproximación del desplazamiento inicial de la superficie del agua sobre ella que nos sirva de valor de entrada en la modelación numérica del tsunami.

El 27 de febrero de 2010 a las 3 : 34 *hrs.*, hora local, Chile central se despertó con el gran terremoto de magnitud momento 8,8 y epicentro localizado en  $36,29^{\circ}S$ ,  $73,24^{\circ}W$  a una profundidad de 30 *km*, según el Servicio Sismológico Nacional (SSN) y  $35,909^{\circ}S$ ,  $72,733^{\circ}W$  y foco a 35 *km* de profundidad, según el “U.S. Geological Service” (USGS), que rompió una zona cercana a los 450 *km* de largo, desde el sur de Santiago hasta más allá del Golfo de Arauco, causando daños importantes desde la región de Valparaíso a la región del Biobío. Al gran daño causado por el terremoto se le sumaron los devastadores efectos del tsunami que le siguió durante las horas posteriores, afectando a una gran cantidad de

## 1. Introducción

---

localidades y cobrando cientos de vidas.

El objetivo primario de este trabajo en el marco de una Habilitación Profesional, es desarrollar habilidades y adquirir experiencia en el manejo de herramientas de modelación de la deformación de la corteza, modelación de tsunamis y en el desarrollo de los elementos necesarios para su implementación. Del objetivo primario surge el objetivo de lograr la modelación preliminar del tsunami asociado al terremoto del 27 de febrero de 2010 desde la etapa de generación hasta la de propagación, sin entrar en el terreno de la inundación, lo que habría implicado una cantidad de recursos y un tiempo de desarrollo mayor al disponible para este trabajo.

En este trabajo se testean distintos modelos de deslizamiento publicados para el terremoto del 27 de febrero de 2010, calculando sus respectivos modelos de desplazamiento vertical (utilizando el software MICAP-G basado en *Okada, 1985*, y *Okada, 1992*) y comparándolos con observaciones de terreno de alzamiento y subsidencia co-sísmica de *Quezada et al., 2010*, y *Vargas et al., 2011*. El modelo obtenido es usado para modelar el tsunami producido por el terremoto utilizando el software libre COMCOTv1.7.. Cabe mencionar que los desplazamientos horizontales de la corteza producidos por los deslizamientos del bloque superior respecto del inferior durante el terremoto fueron registrados por un variado número de sistemas de posicionamiento global (GPS; “Global Positioning System” en inglés) antes, durante y de manera posterior al evento sísmico. Sin embargo, en este trabajo, por ser éstos los responsables de la generación del tsunami, sólo se comparan los desplazamientos verticales de la corteza con las observaciones de terreno (es decir, no se realiza una comparación de los desplazamientos horizontales generados a partir de los modelos de deslizamiento, con las observaciones de GPS) .

## 1. Introducción

---

A continuación se presenta la estructura de esta Habilitación Profesional. El Capítulo 1 presenta la motivación y objetivos de este trabajo. En el Capítulo 2 se da una reseña de la información y de las características de los softwares utilizados. En el Capítulo 3 se explica el procedimiento seguido para la modelación de los desplazamientos verticales de la corteza, como para la modelación del tsunami y se entregan los resultados obtenidos. En el Capítulo 4 se genera una discusión acerca de los resultados obtenidos y el alcance de la calidad de los datos utilizados y de las aproximaciones realizadas. El Capítulo 5 presenta las conclusiones. Finalmente en el Capítulo 6 se adjuntan una serie de ANEXOS que extienden la información entregada en los capítulos previos.

# Capítulo 2

## Método

A grandes rasgos, podemos dividir la modelación de tsunamis en tres etapas:

- La primera, es la generación de la perturbación de la columna de agua, la cual puede tener múltiples orígenes, siendo el más común, la deformación de la corteza oceánica a causa de un gran sismo.
- La segunda, es la propagación de la perturbación desde la fuente hasta la costa y los distintos efectos de amplificación y atenuación del tsunami al llegar a ella.
- La tercera es la creación de mapas de inundación y el cálculo del “run-up” provocado por el tsunami, los cuales son utilizados para la confección de productos, como las cartas de inundación costera.

El trabajo realizado, como modelo preliminar del tsunami provocado por el terremoto del 27 de febrero del 2010, se concentra en las primeras dos etapas de la modelación, intentando reproducir de la mejor manera los fenómenos observados durante los periodos co- y post-sísmicos. La tercera no fue llevada a cabo por no contar con el tiempo ni con los recursos necesarios para su desarrollo, tales como batimetría y topografía, de buena



calidad y resolución, de las distintas zonas afectadas.

Para cumplir con este objetivo, el trabajo fue dividido en dos etapas, las cuales son descritas en las secciones 2.1 y 2.2 respectivamente.

## 2.1. Etapa 1 : Modelo de deslizamiento

*A priori*, es posible deducir que la perturbación de la columna de agua, como punto inicial de la propagación del tren de ondas de tsunami, es un factor determinante en la forma en que el tsunami se desarrolla. Y con ello, el proceso de ruptura del terremoto (deslizamiento o “slip” en inglés), adquiere un rol protagónico en la modelación de tsunamis.

### 2.1.1. Observaciones de alzamiento y subsidencia

Por lo antes expuesto es que la primera etapa del trabajo consistió en encontrar un modelo de deslizamiento para el terremoto cuya deformación vertical de la corteza resultante se ajustara a las observaciones de terreno de alzamiento y subsidencia cosísmica entregadas por *Vargas et al., 2011*, cuya publicación corresponde a una versión expandida y corregida de la de *Farías et al., 2010*, para referir las observaciones al nivel medio del mar. Estas observaciones corresponden a mediciones en terreno de cambios del nivel del suelo en sitios a lo largo de la costa y en valles estuarinos, donde la medida del alzamiento fue determinada directamente de la franja formada por un alga coralina muerta que se adhiere a las rocas y que en vida tiene un color rosado y muerta es blanca (*Lithothamnium*), elevada por encima de la zona intermareal inferior, mientras que la subsidencia fue determinada a partir de las marcas antropogénicas sumergidas y el límite inferior de la vegetación. La deformación de la corteza obtenida a partir de los modelos de deslizamiento, además, fue comparada y contrastada con las observaciones de alzamiento y subsidencia publicadas por *Quezada et al., 2010*, quienes

utilizaron técnicas similares, considerando para la medición del alzamiento la mortandad de biota marina como Luche (*Ulva lactuca*), Picorocos (*Balanus*), Choritos (*Perumytilus*) y *Lithothamnium*, y para la subsidencia, la vegetación terrestre sumergida, el crecimiento de algas marinas nuevas en la parte alta de los roqueríos litorales, cambios en la morfología de la desembocadura de ríos, muelles sumergidos y cambios en el nivel del agua de lagos.

### 2.1.2. Modelos de deslizamiento publicados

Hasta la fecha se han publicado variados modelos de deslizamiento para el terremoto del 27 de febrero de 2010, los cuales representan el proceso de ruptura del terremoto a través de un conjunto finito de fallas, cada una de ellas definida por una posición (latitud, longitud y profundidad), rumbo (“strike” en inglés), ángulo de buzamiento (“dip” en inglés), deslizamiento (“slip” en inglés), ángulo de deslizamiento (“rake” en inglés) y el tiempo de inicio de la ruptura de la subfalla. En la mayoría de los casos los autores utilizan el mismo rumbo y el mismo ángulo de deslizamiento para todas las subfallas, además, el tiempo inicial de ruptura para todas las subfallas es fijado en cero (deslizamiento instantáneo).

El “U.S Geological Survey” (USGS) publicó dos modelos de deslizamiento preliminares (original y actualizado), los cuales fueron construidos a través de la inversión de un conjunto de formas de onda sísmicas de banda ancha que incluyen ondas superficiales de largo periodo y ondas de cuerpo telesísmicas (Hayes, 2010). La “University of California, Santa Barbara” (UCSB) publicó un modelo de deslizamiento de 1-día (Shao et al., 2010); una actualización del modelo en tiempo real obtenido por el USGS. El “California Institute of Technology” (Caltech) también publicó un par de modelos de deslizamiento preliminares (Sladen and Owen, 2010); el primero obtenido a través del análisis de las formas de ondas de banda ancha y el segundo obtenido tras la incorporación de datos

de Global Positioning System (GPS). *Lay et al., 2010*, obtuvieron dos modelos de deslizamiento de fallas finitas, uno a través de la inversión de ondas P telesísmicas y ondas SH y el otro añadiendo la inversión de ondas Rayleigh de arco-corto globales de banda ancha. *Delouis et al., 2010*, obtuvieron un modelo de deslizamiento de fallas finitas a partir de la inversión de datos telesísmicos, datos de Interferometric Synthetic Aperture Radar (InSAR) y datos de High Rate GPS (HR GPS). *Tong et al., 2010*, obtuvieron un modelo de deslizamiento de fallas finitas a partir de la inversión de datos de InSAR del satélite ALOS (Advanced Land Observing Satellite) y mediciones de GPS de campo cercano de 3-componentes. *Lorito et al., 2011*, obtuvieron dos modelos de deslizamiento de fallas finitas (promedio y mejor modelo) a partir de la inversión de datos geodésicos (InSAR, GPS y cambios de nivel del suelo de *Farías et al., 2010*) y de datos de tsunami (Mareógrafos costeros y sensores DART: Deep-Ocean Assessment and Reporting of Tsunami). *Pollitz et al., 2011*, obtuvieron un modelo de deslizamiento de fallas finitas a partir de la inversión de datos InSAR de ALOS/PALSAR (Phased Array type L-band Synthetic Aperture Radar) y GPS y cGPS (GPS continuo), muestreando el campo lejano y cercano. *Vigny et al., 2011*, obtuvieron un modelo de deslizamiento de fallas finitas a partir de la inversión de datos de GPS y cGPS de campo cercano. Desde la publicación de *Tong et al., 2010*, (hasta mayo de 2011) se volvieron disponibles los datos de 9 estaciones continuas de GPS. *Luttrell et al., 2011*, (donde X. Tong es co-autor) publicó una versión actualizada del modelo de deslizamiento de fallas finitas de *Tong et al., 2010*, considerando las nuevas observaciones. *Pulido et al., 2011*, obtuvieron un modelo de deslizamiento de fallas finitas a partir de la inversión de ondas de cuerpo telesísmicas. *Moreno et al., 2012*, obtuvieron un modelo de desplazamiento vertical a través de la inversión de datos de GPS y cGPS de campo cercano recolectados previa y posteriormente al evento sísmico. *Koper et al., 2012*, (donde T. Lay es co-autor) obtuvieron un modelo de

deslizamiento de fallas finitas a partir de la inversión de ondas P telesísmicas y ondas SH muy similar al de *Lay et al., 2010*.

De todos los modelos publicados, sólo 6 se encontraron disponibles para la realización de este trabajo.

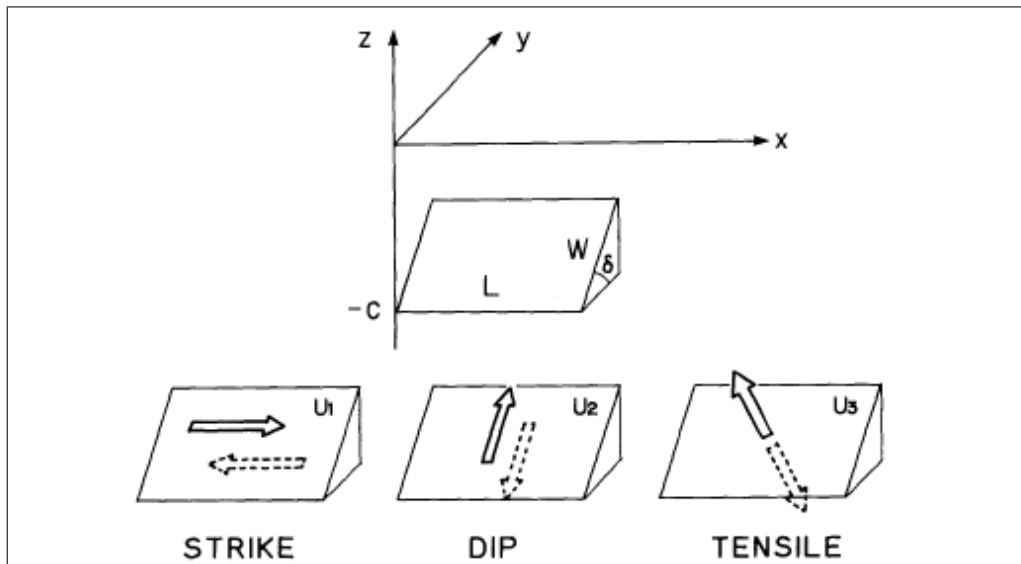
### 2.1.3. Modelo de desplazamiento vertical

Para el cálculo de la deformación de la corteza se utilizó el software MICAP-G (Model-Fault-Induced Crustal Deformation Analysis Program with GUI: Graphical User Interface) Ver.2.1.00, el cual fue desarrollado por *Naito and Yoshikawa, 1999*. MICAP-G calcula la deformación de la corteza utilizando subrutinas de *Okada, 1985*, y *Okada, 1992*, (NIED: “National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention”). *Okada, 1992*, presenta un conjunto de expresiones analíticas para el desplazamiento **interno** y las deformaciones (“strains” en inglés) debido a fallas cortantes y tensionales en un semi-espacio elástico homogéneo para fuentes puntuales y finitas rectangulares. *Okada, 1985*, por su parte, puede considerarse como un caso particular de *Okada, 1992*, donde se considera  $z = 0$ , es decir, presenta un conjunto de expresiones analíticas para el desplazamiento y deformación **superficial** debido a fallas cortantes y tensionales inclinadas en un semi-espacio elástico homogéneo.

*Okada, 1992*, calcula la deformación interna en un sistema de coordenadas  $X, Y, Z$  como el que se muestra en la Figura 2.1. MICAP-G, calcula este desplazamiento para múltiples fuentes puntuales y rectangulares finitas (hasta 20), referidas a un sistema de coordenadas ( $X - Y - Z$  en  $km$ ) común para todas las fuentes, sobre una campo equiespaciado en las direcciones  $E - W$  y  $N - S$  respectivamente (el cual puede o no ser inclinado), mediante la suma de la deformación de cada una de las fuentes. Esta deformación puede o no asociarse a un mapa de

proyección cónica (única proyección disponible en la versión de MICAP-G utilizada en este trabajo). *Okada, 1992*, entrega expresiones para el desplazamiento a partir de fallas “strike”, “dip” y “tensile” puras (Figura 2.1), pero en general, las fuentes poseen componentes de los tres tipos, de modo que la deformación final para cada fuente corresponderá a la suma de las contribuciones de cada una de ellas (de lo cual también se encarga MICAP-G). El campo sobre el cual MICAP-G realiza sus cálculos se encuentra dentro de un semi-espacio cuyo límite corresponde a la superficie  $Z = 0$ .

El Cuadro 6.1 del ANEXO A y el Cuadro 6.2 del ANEXO B, respectivamente, muestran un resumen de los parámetros necesarios para definir las fallas y el campo donde se realiza el cálculo del desplazamiento vertical en MICAP-G.



**Figura 2.1:** Geometría de las tres fuentes rectangulares finitas diferentes, cuyo campo de deformación interna es descrito por *Okada, 1992*. Note que el origen de las coordenadas cartesianas  $X$  e  $Y$  se encuentra asociado a la fuente.

La publicación de *Naito and Yoshikawa, 1999*, está escrita en japonés, de modo que, para este trabajo, no se contó con un manual oficial legible de MICAP-G. A pesar de ello, es posible deducir que MICAP-G utiliza un sistema de coordenadas geográficas-geodésicas (aunque no se conoce el datum, es decir, la geometría elipsoidal de referencia, probablemente utilice WGS84 como otros softwares de este tipo). Además, es posible notar que MICAP-G considera que el medio es un sólido de Poisson (*i.e.*  $\lambda = \mu$ , donde  $\lambda$  y  $\mu$  son las constantes de Lamé).

Para evaluar los modelos de deslizamiento co-sísmico, mediante la comparación y contraste con las observaciones de alzamiento y subsidencia fue necesario calcular un modelo de predicción de desplazamiento vertical (desplazamiento en la coordenada  $Z$ ) para cada modelo de deslizamiento a evaluar.

## 2.2. Etapa 2 : Modelación de tsunami

Para la modelación del tsunami se utilizó el software COMCOTv1.7 (Cornell Multi-grid Coupled Tsunami Model) desarrollado por Xiaoming Wang et al.. Xiaoming Wang pertenece al “Institute of Geological & Nuclear Science” de Nueva Zelanda y es parte del “Wace Group” de la Universidad de Cornell, USA. COMCOTv1.7 es capaz de simular toda la vida útil de un tsunami, desde su generación, propagación y “runup/rundown” en las regiones costeras.

COMCOTv1.7 fue desarrollado basado en las ecuaciones de aguas someras, tanto en coordenadas esféricas (usadas en la modelación del tsunami en el océano profundo), como en coordenadas cartesianas (usadas cuando la modelación se hace dentro de una región pequeña donde la rotación de la Tierra no juega un papel prominente). Estas ecuaciones están

implementadas tanto en su versión lineal (válidas fuera de la costa), como no lineal (usadas cuando el tsunami se acerca a la costa).

A continuación se presentan las:

**Ecuaciones de aguas someras no lineales, en coordenadas esféricas, implementadas por COMCOTv1.7.**

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

$$\frac{\partial P}{\partial t} + \frac{1}{R \cos \varphi} \frac{\partial}{\partial \psi} \left\{ \frac{P^2}{H} \right\} + \frac{1}{R} \frac{\partial}{\partial \varphi} \left\{ \frac{PQ}{H} \right\} + \frac{gH}{R \cos \varphi} \frac{\eta}{\partial \psi} - fQ + F_x = 0 \quad (2.2)$$

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{1}{R \cos \varphi} \frac{\partial}{\partial \psi} \left\{ \frac{PQ}{H} \right\} + \frac{1}{R} \frac{\partial}{\partial \varphi} \left\{ \frac{Q^2}{H} \right\} + \frac{gH}{R} \frac{\partial \eta}{\partial \varphi} + fP + F_y = 0, \quad (2.3)$$

donde  $\eta$  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;  $(\varphi, \psi)$  denota la latitud y la longitud de la Tierra;  $R$  es el radio de la Tierra;  $g$  es la aceleración de gravedad y  $h$  es la profundidad del agua;  $H$  es la profundidad total del agua ( $H = h + \eta$ ). Y el término  $-\frac{\partial h}{\partial t}$  refleja el efecto de movimiento tranciente 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 ( $f = \Omega \sin \varphi$ , donde  $\Omega$  es la tasa de rotación de la Tierra.).  $F_x$  y  $F_y$  representan la fricción con el fondo en las coordenadas  $X$  e  $Y$ , respectivamente, evaluados por la “Fórmula de Manning”:

$$F_x = \frac{gn^2}{H^{7/3}} P \sqrt{P^2 + Q^2} \quad (2.4)$$

$$F_y = \frac{gn^2}{H^{7/3}} Q \sqrt{P^2 + Q^2}, \quad (2.5)$$

donde  $n$  es el “Coeficiente de rugosidad de Manning”:

Respecto del método numérico, COMCOTv1.7 adaptó el método explícito de “salto de rana” (“leap-frog” en inglés) de diferencias finitas para resolver tanto las ecuaciones lineales como las no lineales (*Cho, 1995*), donde la evaluación de la elevación de la superficie libre y el flujo de volumen se escalonan en el tiempo y en el espacio. El esquema numérico tiene una precisión de  $(\Delta t^2, \Delta x^2)$ .

COMCOTv1.7 utiliza un sistema de grillas anidadas, lo que permite aumentar la resolución de las grillas a medida que nos acercamos a la costa y con ello obtener información detallada en las regiones costeras de interés (a medida que nos acercamos a la costa la longitud de onda de tsunami disminuye haciendo necesario el uso de grillas de mayor resolución). Además, utilizando grillas anidadas obtenemos un significativo ahorro computacional (no resultaría viable realizar una simulación de gran resolución en un área demasiado grande por el tiempo de cálculo requerido y por la falta de información batimétrica real de las zonas fuera de la costa). COMCOTv1.7 permite utilizar grillas anidadas de diferente tamaño (con  $\Delta x = \Delta y$ , para cada grilla) y utiliza diferentes “saltos de tiempo” (“time steps” en inglés,  $\Delta t$ ) para cada una de ellas, lo que le permite cumplir con la condición de estabilidad de Courant-Friedrichs-Lewy (CFL) descrita en la Ecuación 2.6.

$$\sqrt{gh} \frac{\Delta t}{\Delta x} < 1 \quad (2.6)$$

COMCOTv1.7 permite utilizar hasta 12 sub-grillas (13 grillas en total) anidadas hasta el cuarto nivel, es decir, si la región con mayor tamaño de grilla se llama grilla de 1°-nivel entonces todas las grillas directamente anidadas a esta grilla se llamarán grillas de 2°-nivel y así sucesivamente hasta el 4°-nivel.



COMCOTv1.7 permite implementar múltiples mecanismos de generación de tsunamis, incluyendo la ruptura instantánea del suelo oceánico calculada a partir de modelos de falla (utilizando *Okada, 1985*, y *Mansinha and Smylie, 1971*). Si se utiliza un modelo de fallas para la generación del tsunami (alzamiento repentino del suelo oceánico), COMCOTv1.7 asume que la superficie del agua sigue exactamente el alzamiento del suelo oceánico ya que la columna de agua sobre el área de ruptura no alcanza a ser drenada en tan corto periodo.

COMCOTv1.7 permite implementar modelos de deslizamiento de múltiples sub-fallas (hasta 99), cada una definida a través de los parámetros descritos en el Cuadro 6.5 y la Figura 6.3 del ANEXO F.

COMCOTv1.7 utiliza la proyección estereográfica oblicua (*Snyder, 1987*), la cual corresponde a un sistema para dibujar la superficie de un elipsoide (el terremoto) sobre un plano, fijando el epicentro donde el plano es tangencial a la superficie de la Tierra. En COMCOTv1.7, para esta proyección, la Tierra es descrita a través del Datum WGS84 (es decir, semi eje mayor  $a = 6378137,0 \text{ m}$ , semi eje menor  $b = 6356752,3142 \text{ m}$ , con un factor de escala  $k_0 = 0,9996$ ).

# Capítulo 3

## Análisis y Resultados

### 3.1. Modelo de deslizamiento

De todos los modelos de deslizamiento disponibles se calculó el modelo de predicción de desplazamiento co-sísmico vertical para los modelos preliminares de deslizamiento co-sísmico de *Hayes, 2010, Shao et al., 2010,* y *Sladen and Owen, 2010,* además de los modelos publicados de *Delouis et al., 2010, Lorito et al., 2011,* y el modelo actualizado de *Tong et al., 2010,* publicado en *Luttrell et al., 2011,* (en este trabajo nombrado simplemente como modelo de *Tong et al., 2010*).

El Cuadro 3.1 muestra un resumen de las características de estos modelos de deslizamiento.

#### 3.1.1. Procedimiento para obtener los modelos de desplazamiento vertical.

1. Transformar cada una de las sub-fallas de cada modelo de deslizamiento a un formato compatible con MICAP-G (descrito en el ANEXO A).

Modelo	Datos	N° de fallas	$\phi$ [°]	$\delta$ [°]	$L$ [km]	$W$ [km]	Área sub-falla [km <sup>2</sup> ] ( $L \times W$ )
Hayes, 2010	Ondas de cuerpo telesísmicas y ondas superficiales.	180 (18 × 10)	17,5	18	540	200	30 × 20
Shao et al., 2010	Onda de cuerpo telesísmica y ondas superficiales.	220 (20 × 11)	17,5	18	600	187	30 × 17
Sladen and Owen, 2010	Ondas de cuerpo telesísmicas y GPS.	276 (23 × 12)	18	18	690	180	30 × 15
Delouis et al., 2010	Ondas de cuerpo telesísmicas, InSAR y GPS.	126 (18 × 7)	15	18	720	280	40 × 40
Lorito et al., 2011	InSAR, GPS, formas de onda de tsunami.	200 (25 × 8)	*	*	~ 650	~ 200	25 × 25
Tong et al., 2010	InSAR y GPS.	442 (34 × 13)	16,8	15	670	260	19,7 × 20

Cuadro 3.1: Resumen de las características de los modelos de deslizamiento cósmico utilizados. [\*] = variable.

- a) Posición: La mayoría de los modelos describen las sub-fallas mediante las coordenadas (latitud, longitud, profundidad) del centro de la sub-falla, por lo que fue necesario calcular las coordenadas de una de las esquinas del borde superior de cada una de ellas, lo cual se hizo (como primera aproximación) utilizando un sistema de coordenada esférico con radio medio de la tierra igual a  $6371km$ .
  - b) Profundidad: Se calculó el desplazamiento vertical para cada modelo de deslizamiento a la profundidad de referencia establecida por cada autor.
2. Dividir las sub-fallas de los modelos de deslizamiento en grupos de, a lo más, 20 *fallas*; máximo de fallas que MICAP-G acepta como entrada.
  3. Definir el campo donde se calcula el desplazamiento vertical. Los desplazamientos verticales se calcularon sobre una grilla horizontal

equiespaciada cada  $1km$  en las direcciones  $X$  e  $Y$  (cuyos parámetros de entrada se muestran en el ANEXO B). Los límites del campo de observación se definieron de acuerdo al área abarcada por las observaciones de alzamiento y subsidencia con el fin de ahorrar tiempo de cálculo (Cuadro 3.2).

Esquina	Lat.[°S]	Lon.[°W]	Esquina	Lat.[°S]	Lon.[°W]
N-W	32,9953	73,8570	N-E	33,0041	71,5029
S-W	40,0024	74,0089	S-E	40,0121	71,4323

Cuadro 3.2: Límites del campo de observación del desplazamiento vertical para los modelos de deslizamiento testeados.

MICAP-G posee la opción de establecer sitios de observación para todos los cálculos que realiza, a través del ingreso de un archivo que indica la ubicación de dichos sitios, opción que no fue aprovechada por no contar con el formato del archivo de entrada de los sitios de observación.

4. Realizar el cálculo de los desplazamientos verticales para cada sub-grupo de sub-fallas para cada modelo de deslizamiento.
5. Luego, con una simple rutina MATLAB, calcular el desplazamiento vertical total sobre el campo de observación, para cada modelo de deslizamiento, mediante la suma de los desplazamientos verticales obtenidos de cada sub-grupo de sub-fallas.
6. Finalmente, extraer la predicción de alzamiento y subsidencia de cada modelo en los puntos, dentro del campo de observación, correspondientes a los más cercanos a la ubicación real de las observaciones de *Quezada et al., 2010*, y *Vargas et al., 2011*.

### 3.1.2. Resultados

#### Desplazamientos verticales.

A partir de los distintos modelos de deslizamiento se obtuvieron los respectivos modelos de predicción de desplazamiento vertical para el terremoto Maule del 27 de febrero de 2010. En los Cuadros 3.3 y 3.4 se compara el comportamiento del modelo de predicción de desplazamiento vertical respecto de las observaciones de *Quezada et al., 2010*, y *Vargas et al., 2011*, respectivamente. En la primera fila se encuentran el número de puntos en los cuales no se logró una predicción acertada del alzamiento o la subsidencia y el valor porcentual respecto del número total de puntos de observación. En la segunda fila se muestra el número de puntos donde sí se logra una predicción acertada del patrón de alzamiento y subsidencia y el valor porcentual correspondiente respecto del número total de observaciones (es decir, el complemento de la primera fila). En la tercera fila se muestra el número de puntos donde se acertó en la predicción de la magnitud del alzamiento o subsidencia (es decir, el valor de desplazamiento vertical predicho se encuentra dentro del *error* asignado a la observación) y el valor porcentual de dicho número respecto de los puntos donde se acertó en la predicción de alzamiento o subsidencia (segunda fila). En la cuarta fila se muestra el *errorRMS* de la magnitud predicha de los puntos para los cuales la predicción de alzamiento y subsidencia fue acertada, respecto del intervalo de *error* asignado a las observaciones. En las filas quinta y sexta se muestran los errores máximo y mínimo, para cada modelo, de las magnitudes predichas respecto del valor observado menos el *error* asignado para cada observación. En la última fila se muestra el *errorRMS normalizado* por la diferencia entre el valor máximo y mínimo de la fila anterior (considerando todos los modelos), la cual representa una medida comparativa de mayor eficacia entre los diferentes modelos ya que da cuenta del valor porcentual del *errorRMS* de un modelo específico respecto

del rango de errores de todos los modelos.

Respecto del patrón de alzamiento y subsidencia, se observa que todos los modelos tienen un porcentaje de acierto superior al 60% para ambos conjuntos de observaciones y que, en general, los modelos de predicción se ajustan mejor a las observaciones de *Vargas et al., 2011*, (porcentaje de acierto superior a  $\approx 70\%$ ).

Se observa que los modelos que mejor predicen el patrón alzamiento - subsidencia de *Quezada et al., 2010*, son los modelos de *Delouis et al., 2010*, (modelo *D*, desde ahora), *Lorito et al., 2011*, (modelo *E*, desde ahora) y *Tong et al., 2010*, (modelo *F*, desde ahora), el primero con 5 puntos donde la predicción fue errada (es decir, en vez de predecir subsidencia se predice alzamiento y vice versa), el último con 4 puntos y el segundo con sólo 3 de 40 puntos de observación. Los modelos *D* y *E* poseen un número similar de aciertos respecto de la magnitud de las observaciones, pero el modelo *D* posee un *errorRMS* mucho mayor que el modelo *E*. El modelo *E* posee una mayor cantidad de aciertos respecto de la magnitud de las observaciones que el modelo *F*, pero el modelo *F* posee un *errorRMS* menor. Sin embargo, la diferencia en el número de puntos de acierto es de sólo 1 entre los modelos *E* y *F* y la diferencia entre el *errorRMS* es de sólo 1,48 *cm*.

El Cuadro 6.3 del ANEXO D muestra los resultados completos de los distintos modelos de predicción en contraste con las observaciones de *Quezada et al., 2010*.

Se observa que los modelos que mejor predicen el patrón de alzamiento y subsidencia de las observaciones de *Vargas et al., 2011*, son los modelos *D*, *E* y *F*, al igual que para las observaciones de *Quezada et al., 2010*. Sin

embargo, en ésta ocasión el modelo  $F$  posee un marcado liderazgo sobre los demás, ya que posee menos puntos donde no se acierta al patrón de alzamiento y subsidencia, más puntos donde la magnitud predicha por el modelo acierta al intervalo de *error* asignado a cada observación y menor *errorRMS*.

El Cuadro 6.4 del ANEXO D muestra los resultados completos de los distintos modelos de predicción en contraste con las observaciones de *Vargas et al., 2011*.

MODELO	(A)	(B)	(C)	(D)	(E)	(F)
NO predice alz. o subs.	7 (17.50 %)	12 (30.00 %)	16 (40.00 %)	5 (12.50 %)	3 (7.50 %)	4 (10.00 %)
SI predice alz. o subs.	33 (82.50 %)	28 (70.00 %)	24 (60.00 %)	35 (87.50 %)	37 (92.50 %)	36 (90.00 %)
Dentro del Error	3 (9.09 %)	2 (7.14 %)	2 (8.33 %)	11 (31.43 %)	12 (32.43 %)	6 (16.67 %)
Error RMS [cm]	53.56	97.16	40.99	40.01	25.85	24.37
Máximo $\delta Z$ [cm]	171.81	223.22	122.98	126.84	75.87	71.04
Mínimo $\delta Z$ [cm]	0.19	3.31	2.88	0.34	0.83	1.17
Error RMS nor.	0.24	0.44	0.18	0.18	0.12	0.11

Cuadro 3.3: Comparación entre las observaciones en terreno de alzamiento y subsidencia de *Quezada et al., 2010*, y el modelo de predicción de desplazamientos verticales calculado a partir de los modelos de deslizamiento de (A) : *Hayes, 2010*, (B) : *Shao et al., 2010*, (C) : *Sladen and Owen, 2010*, (D) : *Delouis et al., 2010*, (E) : *Lorito et al., 2011*, y (F) : *Tong et al., 2010*.

MODELO	(A)	(B)	(C)	(D)	(E)	(F)
NO predice alz. o subs.	6 (16.67 %)	11 (30.56 %)	5 (13.89 %)	4 (11.11 %)	2 (5.56 %)	1 (2.78 %)
SI predice alz. o subs.	30 (83.33 %)	25 (69.44 %)	31 (86.11 %)	32 (88.89 %)	34 (94.44 %)	35 (97.22 %)
Dentro del Error	13 (43.33 %)	12 (48.00 %)	11 (35.48 %)	14 (43.75 %)	15 (44.12 %)	18 (51.43 %)
Error RMS [cm]	49.97	96.29	33.85	31.49	20.89	15.80
Máximo $\delta Z$ [cm]	131.55	193.55	116.64	119.89	50.58	46.90
Mínimo $\delta Z$ [cm]	0.50	6.51	0.26	0.03	11.31	0.05
Error RMS nor.	0.26	0.50	0.17	0.16	0.11	0.08

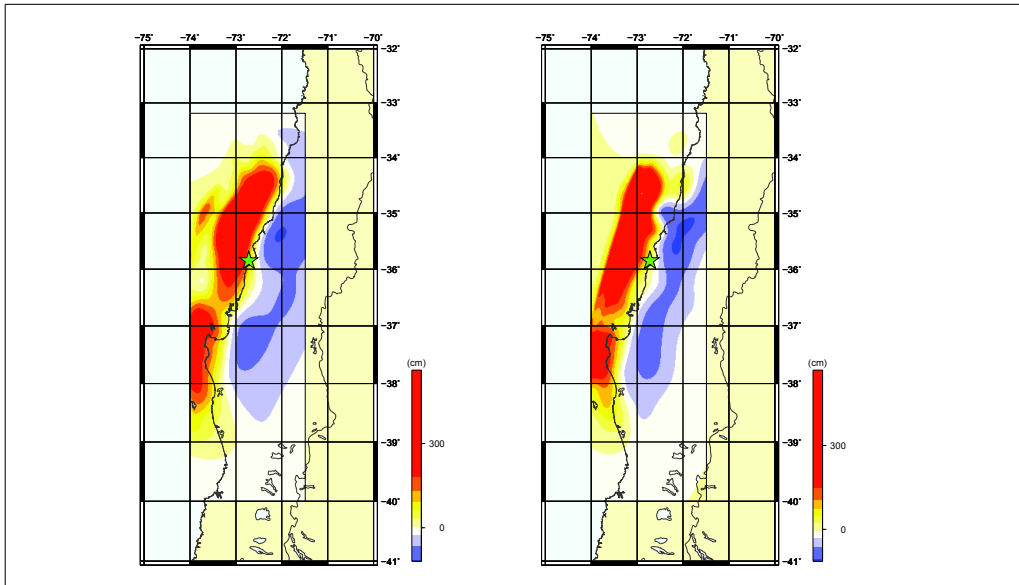
Cuadro 3.4: Comparación entre las observaciones en terreno de alzamiento y subsidencia de *Vargas et al., 2011*, y el modelo de predicción de desplazamientos verticales calculado a partir de los modelos de deslizamiento de (A) : *Hayes, 2010*, (B) : *Shao et al., 2010*, (C) : *Sladen and Owen, 2010*, (D) : *Delouis et al., 2010*, (E) : *Lorito et al., 2011*, y (F) : *Tong et al., 2010*.

La Figura 3.1 muestra los resultados del cálculo de los modelos de desplazamiento vertical  $E$  y  $F$ . Para la construcción de las figuras los puntos dentro de la grilla de observación fueron transformados a coordenadas geográficas (como primera aproximación) mediante la utilización de un sistema de coordenadas esféricas.

## 3.2. Modelación del tsunami

Del análisis de los modelos de deslizamiento se obtuvo que los modelos que mejor predicen las observaciones de terreno de alzamiento y subsidencia son los presentados por *Lorito et al., 2011*, y *Tong et al., 2010*, modificado (*Luttrell et al., 2011*). De ellos se ha escogido el modelo de *Tong et al., 2010*, para ser testado en la modelación del tsunami provocado por el terremoto





**Figura 3.1:** Modelos de desplazamiento vertical calculados a partir de los modelos de deslizamiento de *Lorito et al., 2011*, (izquierda) y *Tong et al., 2010*, (derecha). La estrella marca el epicentro del USGS para del terremoto del 27 de febrero de 2010.

del Maule del 27 de febrero de 2010. Dicha elección se hizo considerando que, a pesar de que los modelos de *Lorito et al., 2011*, y *Tong et al., 2010*, son similares en la predicción de las observaciones de *Quezada et al., 2010*, los resultados de *Tong et al., 2010*, presentan una notoria superioridad en la predicción de las observaciones de *Vargas et al., 2011*.

### 3.2.1. Procedimiento para modelación de tsunami

1. Reducir el número de fallas del modelo de deslizamiento.

COMCOTv1.7 sólo permite la implementación de un máximo de 99 planos de falla. Luego, considerando que el modelo de *Tong et al., 2010*, posee 442 fallas (Cuadro 3.1), fue necesario reducir el número de fallas a cerca de una cuarta parte de ellas, lo cual se hizo agrupando las fallas colindantes (en la dirección del rumbo) que

poseen una diferencia de deslizamiento no mayor a  $3m$  (ejemplo,  $0 \leq \text{deslizamiento} < 3$ ), intentando, además, mantener individuales las fallas con mayor deslizamiento. Con dicho procedimiento se obtuvieron 91 grupos de fallas, a los cuales se les asignó un valor promedio de deslizamiento y ángulo de deslizamiento y su centro fue calculado utilizando un sistema de coordenadas esférico (como primera aproximación).

2. Construcción de las grillas. Se construyeron 3 grillas anidadas de resolución  $2' \sim 3700 m$  (malla 1) para la grilla de 1°-nivel,  $0,5' \sim 925 m$  (malla 2) para la grilla de 2°-nivel y  $0,1' \sim 185 m$  (malla 3) para la grilla de 3°-nivel, la cual está centrada en la Bahía de Concepción. La malla 3 fue generada a partir de una batimetría cercana a  $0,1'$  y de curvas de nivel de la topografía de  $5 m$  (a partir de curvas de nivel cada  $30 m$ ) derivadas de imágenes satelitales ASTER GDEM (Aster Global Digital Elevation Model) disponibles “on-line” (<http://www.gdem.aster.ersdac.or.jp/index.jsp>), transformadas a formato *xyz* y luego unidas a la batimetría disponible, todo ello utilizando el software ArcGIS9.3 (cortesía de Víctor Martínez T., estudiante en práctica, Facultad de Arquitectura y Urbanismo, Departamento de Geografía, Universidad de Concepción) y luego suavizada (utilizando la función BLOCKMEAN) y equiespaciadas (utilizando la función SURFACE) con el software GMT (General Mapping Tool, <http://gmt.soest.hawaii.edu/>). Las mallas 1 y 2 fueron tomadas de ETOPO1 ([http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/gdas/gd\\_designagrid.html](http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/gdas/gd_designagrid.html)) y equiespaciadas a la resolución deseada utilizando GMT. El Cuadro 3.5 muestra los límites de las mallas utilizadas.

Límite	Malla 1	Malla 2	Malla 3
Sur-Oeste	56.1°S	37.6°S	36.8°S
	85.03°O	74.33°O	73.23°O
Norte-Este	15.10°S	35.8°S	36.5°S
	69.93°O	72.53°O	72.93°O
Dimensiones	41° × 15,1°	1,8° × 1,8°	0,3° × 0,3°

Cuadro 3.5: Dimensiones de las mallas utilizadas en la simulación de tsunami.

### 3. Determinación de puntos de observación.

La Figura 3.2 muestra la ubicación de dos mareógrafos virtuales generados para la simulación del tsunami en el puerto de Talcahuano y la ubicación del mareógrafo del Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de la Armada de Chile (SHOA), el cual funcionó durante los primeros 114 minutos luego de ocurrido el terremoto. COMCOTv1.7 permite establecer puntos de observación del paso del tsunami, es decir, mareógrafos virtuales, en cualquier punto dentro de la grilla, pero debido a la baja resolución de la línea de costa dentro de la grilla utilizada para este trabajo y considerando que el punto de observación deseado se encuentra muy cercano a la costa (ubicación del mareógrafo del SHOA en el puerto de Talcahuano) se prefirió utilizar como punto de observación el nodo de la grilla más cercano al punto real de observación, lo que limitó los sitios de observación a puntos equiespaciados  $\approx 185m$  (debido a la resolución de la grilla de nivel 3).

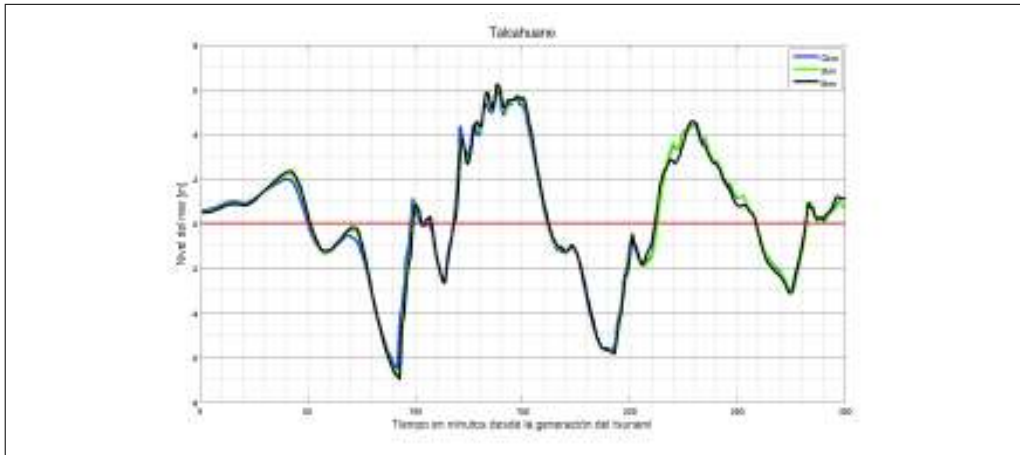
### Sensibilidad de parámetros de PROFUNDIDAD y COEFICIENTE DE RUGOSIDAD

Con el fin de reducir las posibles fuentes de error de los resultados de la simulación de tsunami se realizaron dos pruebas de sensibilidad a los parámetros de profundidad y coeficiente de rugosidad de Manning.



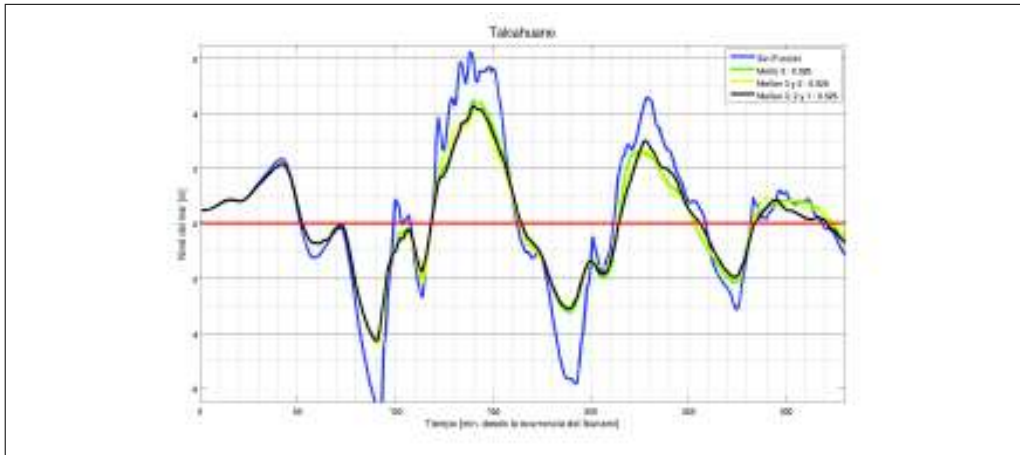
**Figura 3.2:** Amarillo: Ubicación del mareógrafo del SHOA del puerto de Talcahuano. Naranja: Ubicación de los mareógrafos virtuales generados en la simulación de tsunami.

PROFUNDIDAD: El modelo de deslizamientos de *Tong et al., 2010*, se encuentra referido a la profundidad de la fosa. Luego, la prueba consistió en determinar cómo y cuánto varían los resultados de la simulación de tsunami dependiendo de la profundidad de la fosa respecto del nivel medio del mar. La Figura 3.3 muestra los resultados obtenidos para tres simulaciones considerando profundidades de  $5km$ ,  $3km$  y el caso extremo de  $0km$ . De la figura se concluye que al considerar diferentes profundidades de la fosa respecto del nivel medio del mar no se generan cambios significativos en los resultados para el modelo de fallas heterogéneo, ya que sólo se observa un leve desfase entre las señales correspondiente a un retardo de la señal a medida que aumenta la profundidad de la fosa.



**Figura 3.3:** Comparación entre los resultados de distintas simulaciones de tsunami para Talcahuano considerando  $5km$ ,  $3km$  y  $0km$  de profundidad de la fosa respecto del nivel medio del mar.

COEFICIENTE DE RUGOSIDAD DE MANNING: A medida que el tsunami se aproxima a la costa la rugosidad del fondo oceánico comienza a influir en la propagación de la señal. Luego, la prueba consistió en determinar cómo y cuánto varían los resultados de la simulación de tsunami dependiendo de la aplicación del coeficiente de rugosidad de Manning a los distintos niveles de grillas. La Figura 3.4 muestra los resultados obtenidos para cuatro simulaciones considerando fricción en los nivel de grilla 1, 2 y 3, sólo en los niveles de grilla 2 y 3, sólo en el nivel de grilla 3 y el caso extremo sin fricción. De la figura se puede concluir que el coeficiente de rugosidad es un parámetro que influye en los resultados de la simulación de tsunami, incidiendo en la amplitud alcanzada por las distintas oscilaciones, pero no en la forma en la que el tsunami se desarrolla. Además, se concluye que el coeficiente de rugosidad juega su papel más importante en la grilla de nivel 3 (la de mayor resolución y más cercana a la costa), ya que no se observan diferencias significativas al aplicarlo además en la grilla de nivel 2 y en las grillas de nivel 2 y 1.



**Figura 3.4:** Comparación entre los resultados de distintas simulaciones de tsunami para Talcahuano considerando un coeficiente de rugosidad de Manning de 0.025 en las grillas de nivel 1, 2 y 3, nivel 2 y 3, nivel 3 y coeficiente de rugosidad de Manning igual a cero en todas las grillas.

### 3.2.2. Resultados

La simulación realizada comprendió *5 horas* a partir de la generación del tsunami, considerando la profundidad media de la fosa en la zona de ruptura, respecto del nivel medio del mar, igual a  $5\text{ km}$ . Además se consideró un coeficiente de rugosidad de Manning de 0,025 aplicado a las grillas de nivel 2 y 3 (valor utilizado por algunos software de modelamiento de tsunamis como valor predeterminado y definido por *Imamura et al., 2006*, como un valor que representa canales naturales en buenas condiciones). Para los cálculos dentro de las tres grillas se utilizó la opción de coordenadas esféricas no lineales.

Según *Quezada et al., a*, el terremoto tuvo dos asperezas sísmicas o segmentos de ruptura, cada uno provocando su propio tsunami. La primera ruptura entre Cobquecura y Tirúa ( $36^{\circ}\text{S}$ - $38,6^{\circ}\text{S}$ ) y un minuto más tarde, una segunda ruptura mayor, localizada en la parte más superficial del contacto interplaca entre  $33^{\circ}$  -  $36^{\circ}\text{S}$ . La Figura 3.5 muestra el desarrollo del

tsunami para la malla de 1°-nivel, en el momento de su generación (coherente con la Figura 3.1 derecha), y a los 15 minutos, donde se ve claramente como el tsunami comienza a propagarse en dos fuentes independientes (la del norte de mayor amplitud).

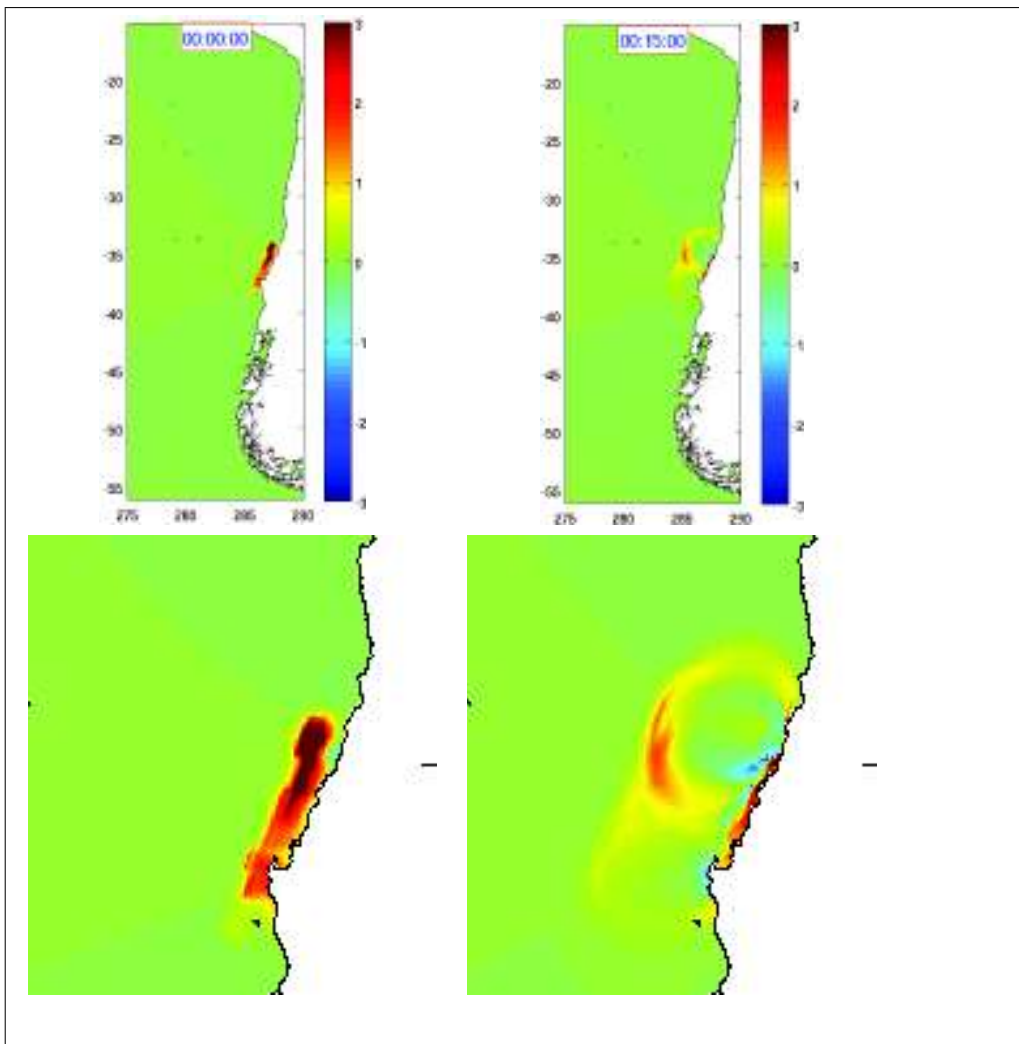
Las Figuras 3.6 a 3.9, muestran los resultados de la modelación del tsunami del 27 de febrero de 2010, para la malla de 2°-nivel, cada 15 minutos, desde la 0 hora 0 minuto de generado el tsunami, hasta las 5 horas con 30 minutos.

A grandes rasgos se observan 3 olas llegando al golfo de Arauco. La primera proveniente desde la fuente del tsunami, una parte ingresando por el N-W del golfo y propagándose en dirección N-S y otra parte ingresando por el S-W y propagándose en dirección S-N hasta encontrarse con la onda proveniente el N-W para luego seguir camino junto con ella (Figura 3.6, 0 horas y 15 minutos y 0 horas y 30 minutos). La segunda ola ingresa por el N y se propaga en dirección N-S (Figura 3.7, desde 1 hora 45 minutos a 2 horas 30 minutos.). Finalmente se visualiza una tercera ola, de menor amplitud pero de iguales características de propagación que la anterior (Figura 3.8, 3 horas 30 minutos a 4 horas 0 minutos y Figura 3.9, 4 horas 15 minutos).

Las Figuras 3.10 a 3.13, muestran los resultados de la modelación del tsunami del 27 de febrero de 2010, para la Bahía de Concepción cada 15 minutos, desde la 0 hora 0 minuto de generado el tsunami, hasta las 5 horas con 30 minutos.

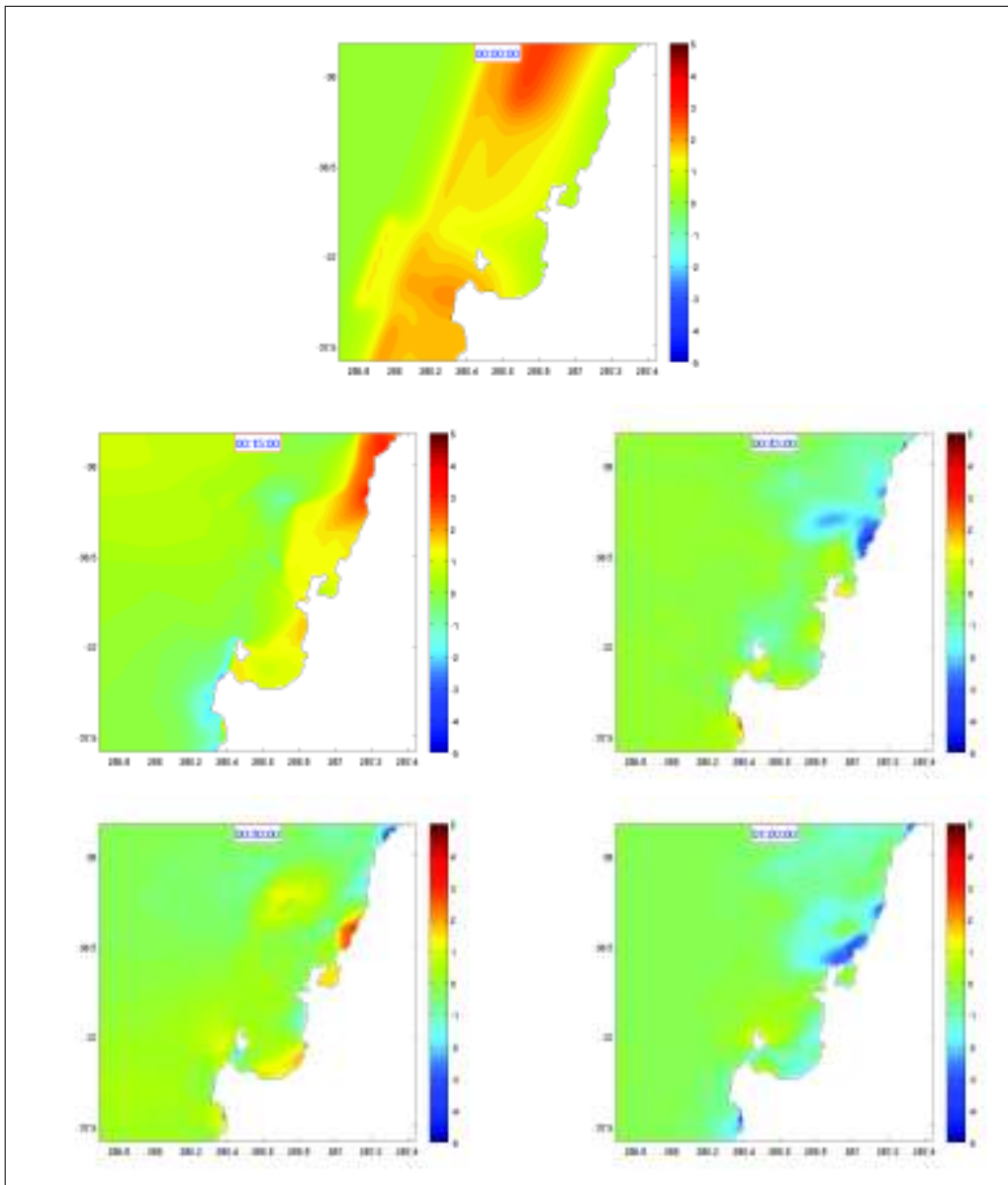
Se observa la llegada de 4 olas, que entran desde el norte a la Bahía de Concepción. Primero llega una pequeña (Figura 3.10, 0 horas 45 minutos). Luego una de mayor amplitud (Figura 3.11, 2 horas 15 minutos). Luego

otra de mayor amplitud que la primera, pero menor que la segunda ola (Figura 3.12, 3 horas 45 minutos). Finalmente se observa una última ola de menor amplitud que todas las demás (Figura 3.13, 5 horas 0 minutos).

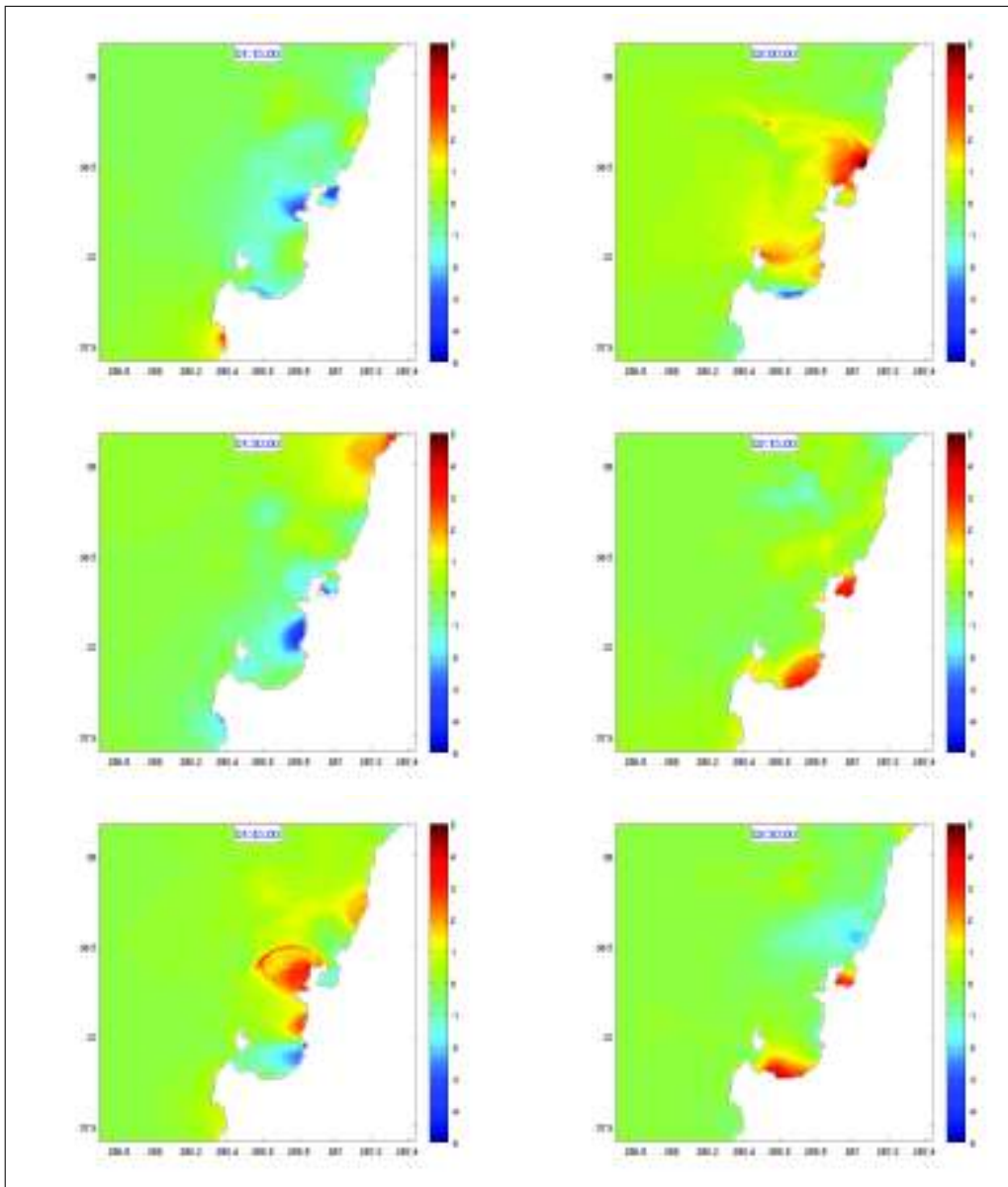


**Figura 3.5:** Simulación de tsunami sobre la grilla 1° nivel a 0 horas 0 minutos (izquierda) y a 0 horas 15 minutos (derecha).

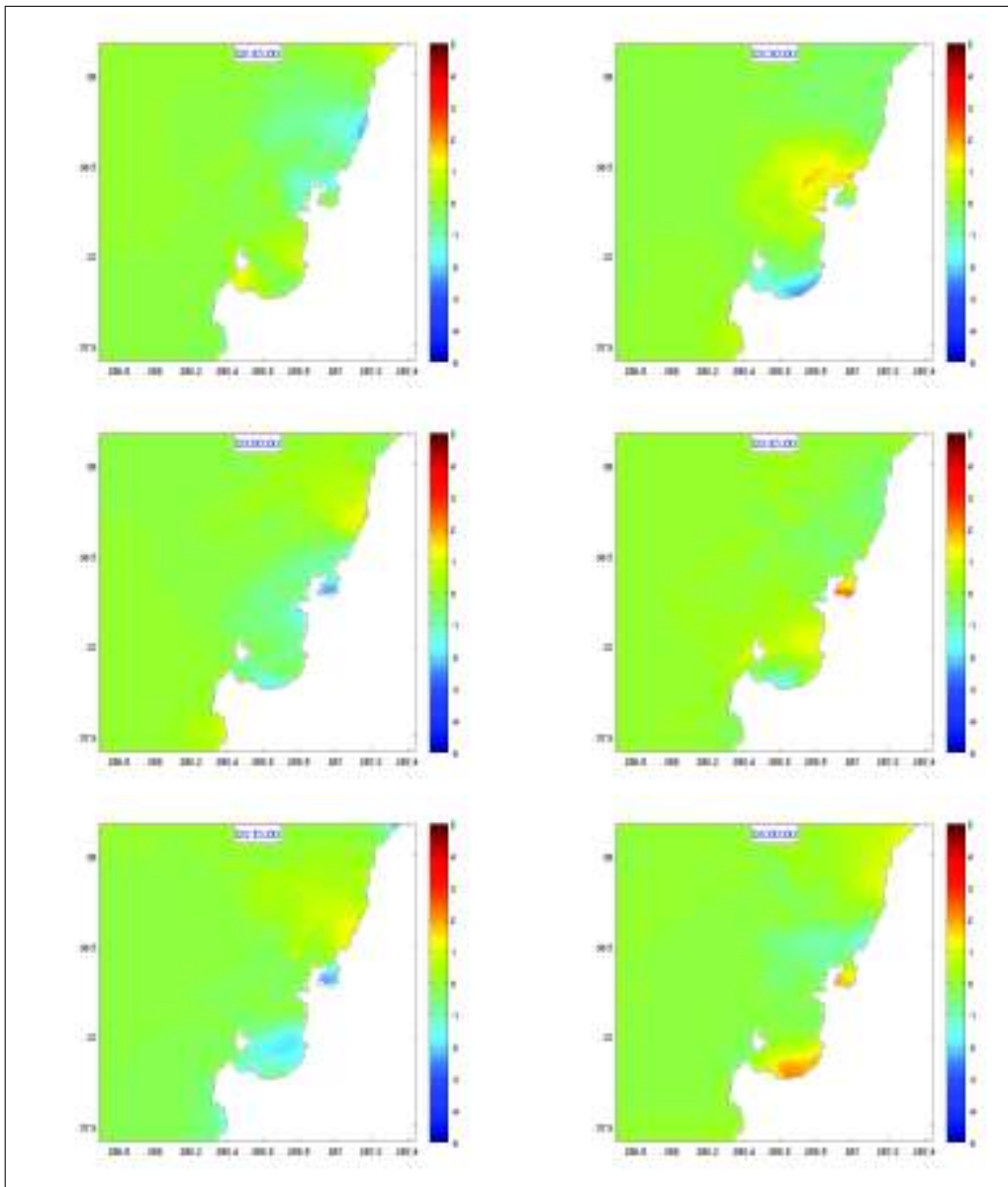




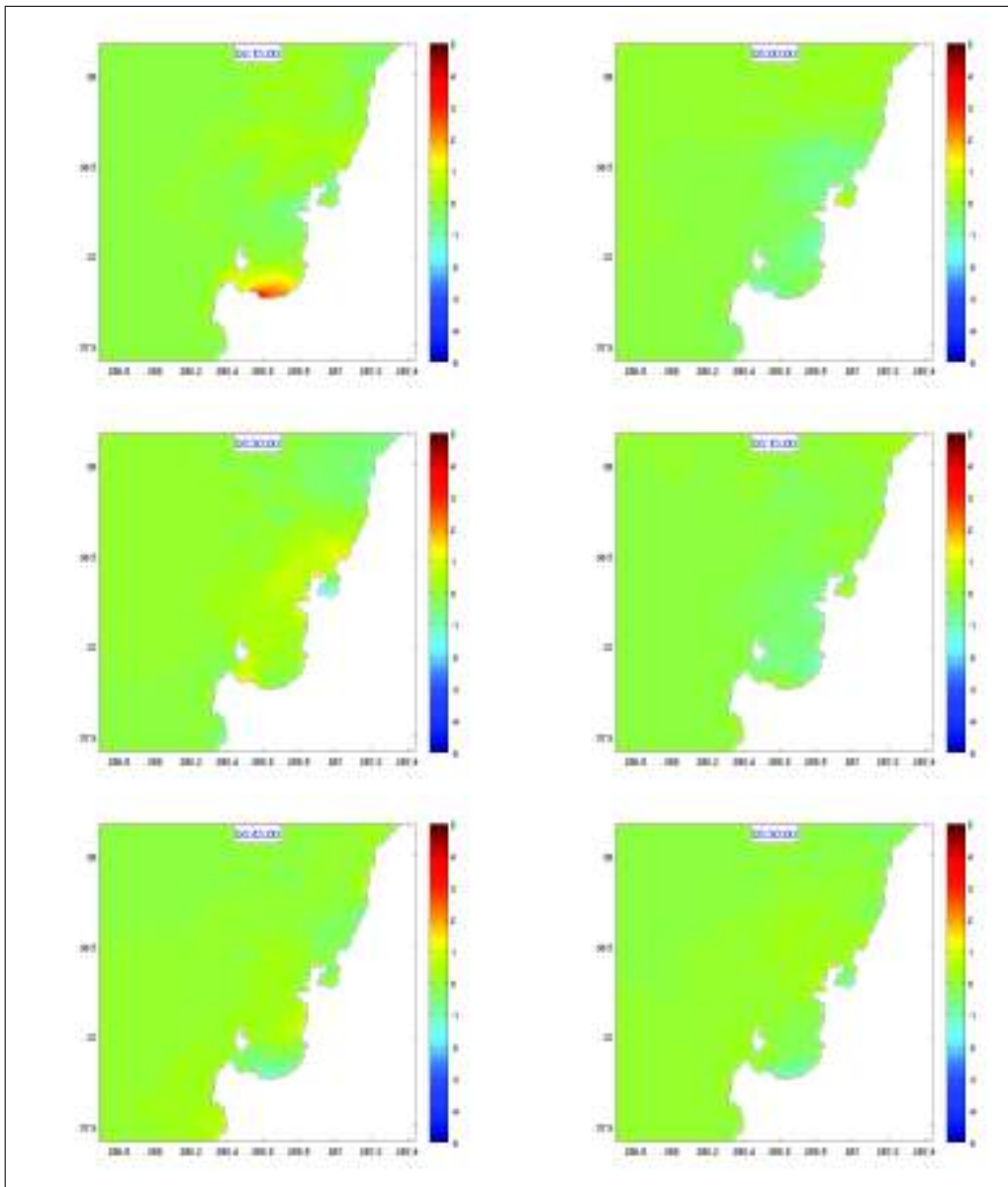
**Figura 3.6:** Modelación del tsunami del 27 de febrero de 2010 para la para la malla de 2° nivel, entre las 0 horas y 0 minutos de generado el tsunami, hasta las 1 horas y 30 minutos.



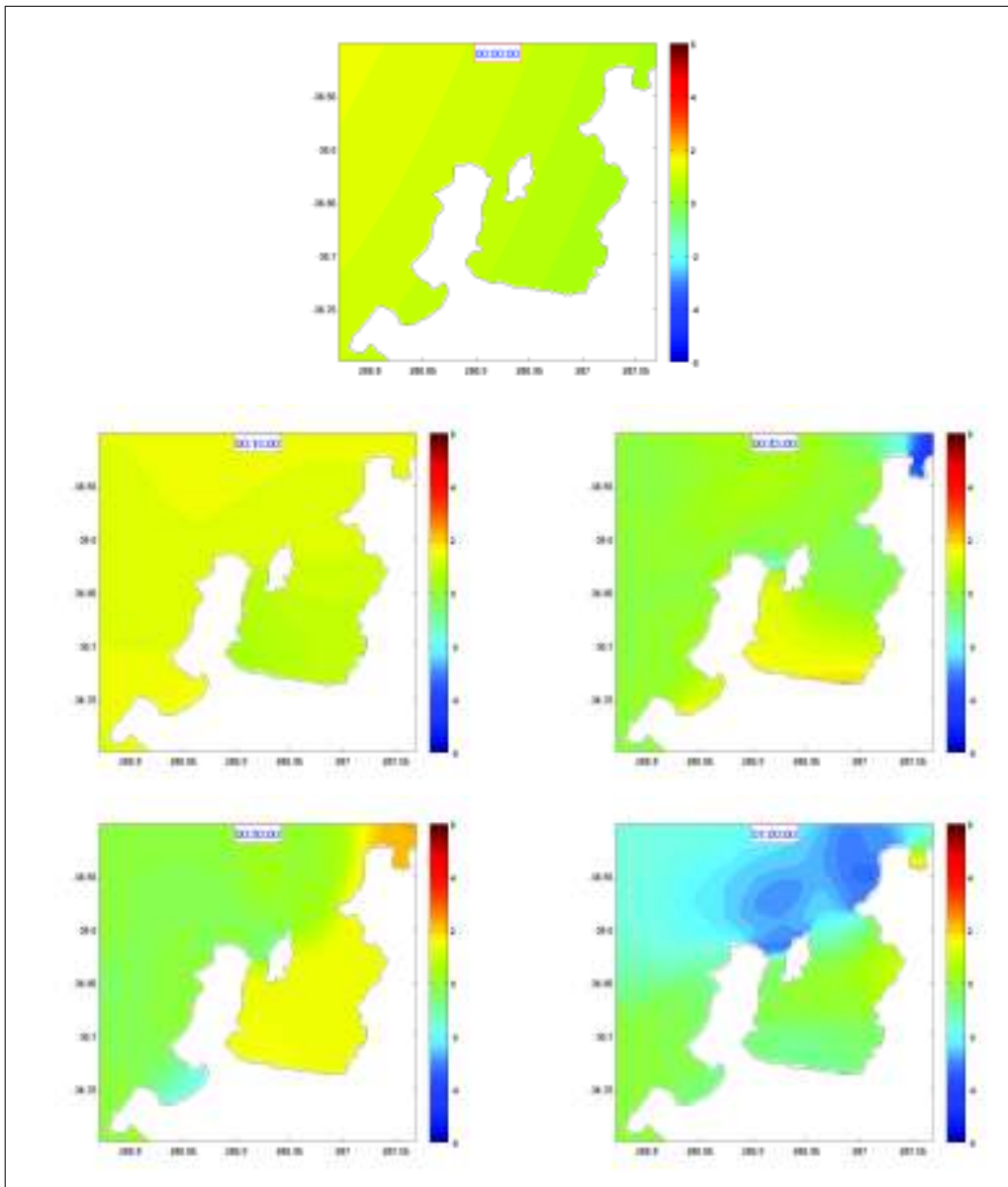
**Figura 3.7:** Modelación del tsunami del 27 de febrero de 2010 para la para la malla de 2° nivel, entre las 1 horas y 45 minutos de generado el tsunami, hasta las 2 horas y 30 minutos.



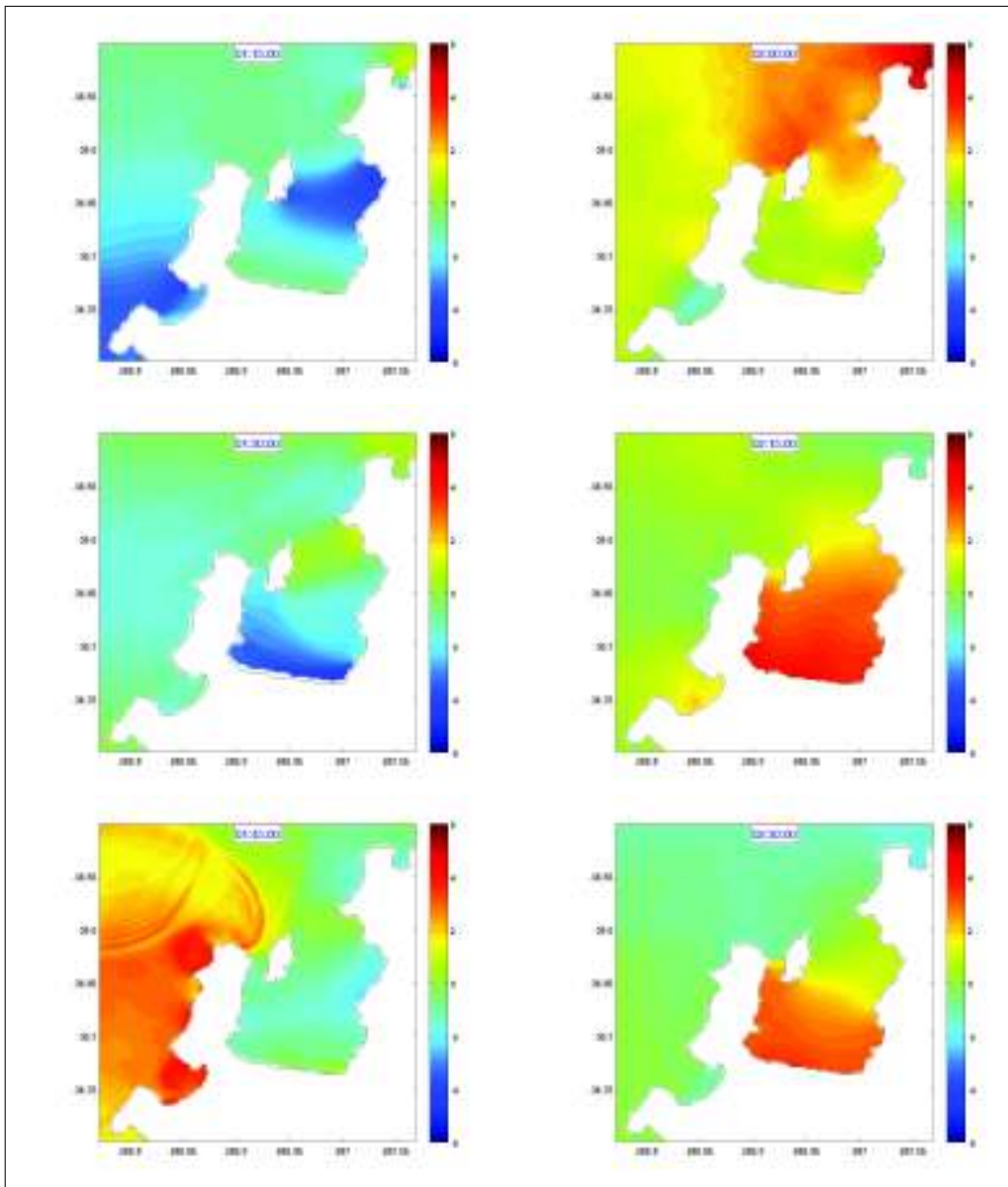
**Figura 3.8:** Modelación del tsunami del 27 de febrero de 2010 para la para la malla de 2° nivel, entre las 2 horas y 45 minutos de generado el tsunami, hasta las 3 horas y 30 minutos.



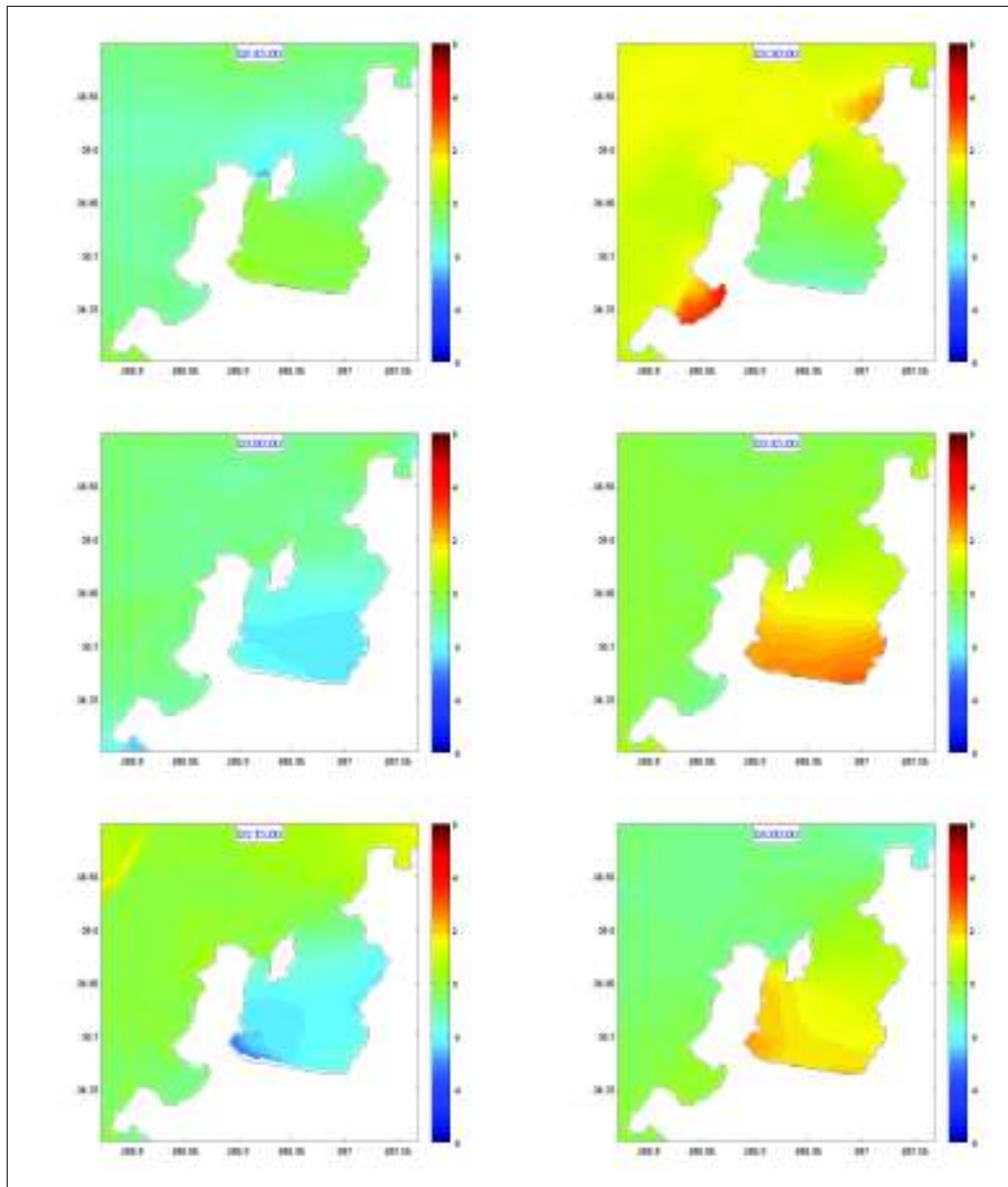
**Figura 3.9:** Modelación del tsunami del 27 de febrero de 2010 para la malla de 2° nivel, entre las 3 horas y 45 minutos de generado el tsunami, hasta las 5 horas y 30 minutos.



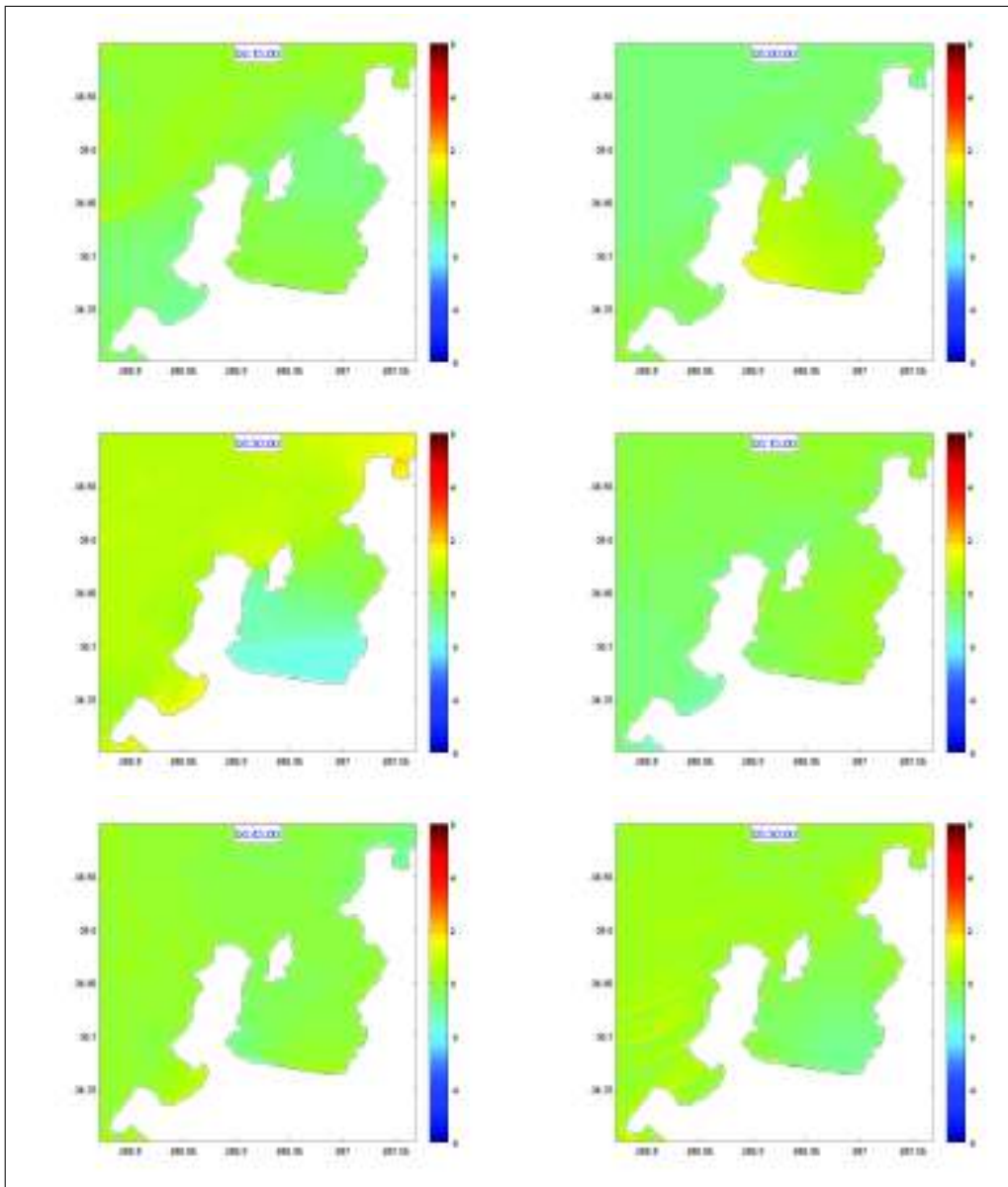
**Figura 3.10:** Modelación del tsunami del 27 de febrero de 2010 para la Bahía de Concepción, entre las 0 horas y 0 minutos de generado el tsunami, hasta las 1 horas y 30 minutos.



**Figura 3.11:** Modelación del tsunami del 27 de febrero de 2010 para la Bahía de Concepción, entre las 1 horas y 45 minutos de generado el tsunami, hasta las 2 horas y 30 minutos.



**Figura 3.12:** Modelación del tsunami del 27 de febrero de 2010 para la Bahía de Concepción, entre las 2 horas y 45 minutos de generado el tsunami, hasta las 3 horas y 30 minutos.

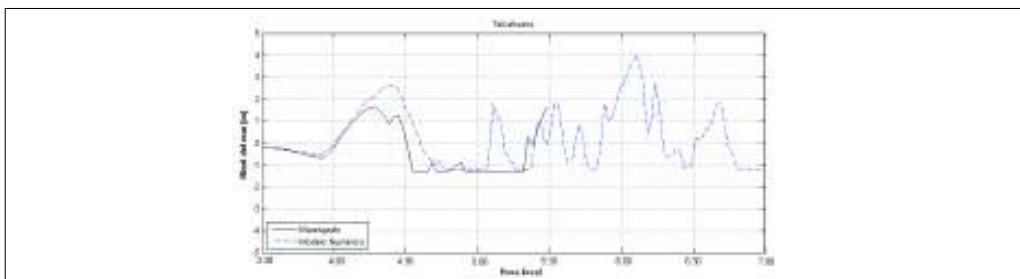


**Figura 3.13:** Modelación del tsunami del 27 de febrero de 2010 para la Bahía de Concepción, entre las 3 horas y 45 minutos de generado el tsunami, hasta las 5 horas y 30 minutos.



*Larrañaga, 2010*, entrega información de las horas de arribo de las olas a Talcahuano. Indicando la presencia de cuatro olas; la primera a las 3 : 54 hrs, hora local (determinada mediante el registro del mareógrafo del SHOA ubicado en el puerto de Talcahuano); la segunda a las 5 : 30 hrs.; la tercera a las 6 : 00 hrs.; y la cuarta a las 6 : 40 hrs. (las tres últimas determinadas mediante información diversa, principalmente basado en relatos de testigos, lo cual otorga gran subjetividad a los resultados).

*Aránguiz, 2010*, quien modeló el tsunami del 27 de febrero de 2010 a partir del modelo de deslizamiento de *Delouis et al., 2010*, (Figura 3.14), indica que tras el análisis de la serie de tiempo del mareógrafo del Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de la Armada de Chile (SHOA), ubicado en el puerto de Talcahuano (estación TALC), el cual se mantuvo activo registrando el nivel del mar cada 2 minutos hasta las 5 : 28 hrs., hora local, se observa que la primera ola llegó a las 3 : 55 hrs. (21 minutos luego de generado el tsunami), alcanzando su máximo a las 4 : 17 hrs., y la segunda a las 5 : 20 hrs. (106 minutos luego de generado el tsunami), sin alcanzar a registrar el máximo de esta segunda ola. *Aránguiz, 2010*, también concluye que el modelo realizado en su trabajo acierta a las horas de llegada de las olas tercera y cuarta determinadas por *Larrañaga, 2010*, siendo la tercera la de mayor amplitud, cercana a los 4m.



**Figura 3.14:** Comparación de la variación del nivel del mar medido en el Puerto de Talcahuano y el obtenido mediante el modelo numérico. *Aránguiz, 2010*

Cabe mencionar que la información de las horas de llegada de las olas a la Bahía de Concepción difiere entre los distintos autores. Los trabajos de *Quezada et al., a*, y *Quezada et al., b*, por su parte, estiman como horas de llegada de tres olas entre las 4 : 05 y las 4 : 15 hrs. (31 – 41 minutos luego de generado el tsunami, afectando a las localidades de Talcahuano y Tumbes), entre las 5 : 15 y las 5 : 20 hrs. (101 – 106 minutos luego de generado el tsunami y de mayor amplitud que la primera) y entre las 7 : 30 y 8 : 00 hrs. (236 – 266 minutos luego de generado el tsunami, afectando a Penco y Lirquén principalmente).

La Figura 3.15 muestra las series de tiempo registradas por los mareógrafos virtuales ubicados en el puerto de Talcahuano en la simulación utilizando COMCOTv1.7, en comparación con la señal de tsunami registrada por el mareógrafo del SHOA y las distintas estimaciones de tiempos de llegada de las olas a la Bahía de Concepción establecidas por los autores mencionados arriba. La línea negra punteada representa la señal de tsunami virtual como resultado de la simulación; la línea roja representa la señal de tsunami registrada por el mareógrafo del SHOA (a la cual le fue suprimida la señal de marea); las líneas color verde representan la hora de llegada para cuatro olas establecidas por *Larrañaga, 2010*; las líneas color magenta representan la hora de llegada para la primera y segunda ola y el “peak” de la primera ola establecidos por *Aránguiz, 2010*; las franjas color cyan representan las franjas horarias establecidas por *Quezada et al., a*, y *Quezada et al., b*, para la llegada de tres olas a la Bahía de Concepción; finalmente, las líneas color negro verticales representan los “peak” de cuatro olas registradas en el mareógrafo virtual como resultado de la simulación de tsunami realizada en este trabajo.

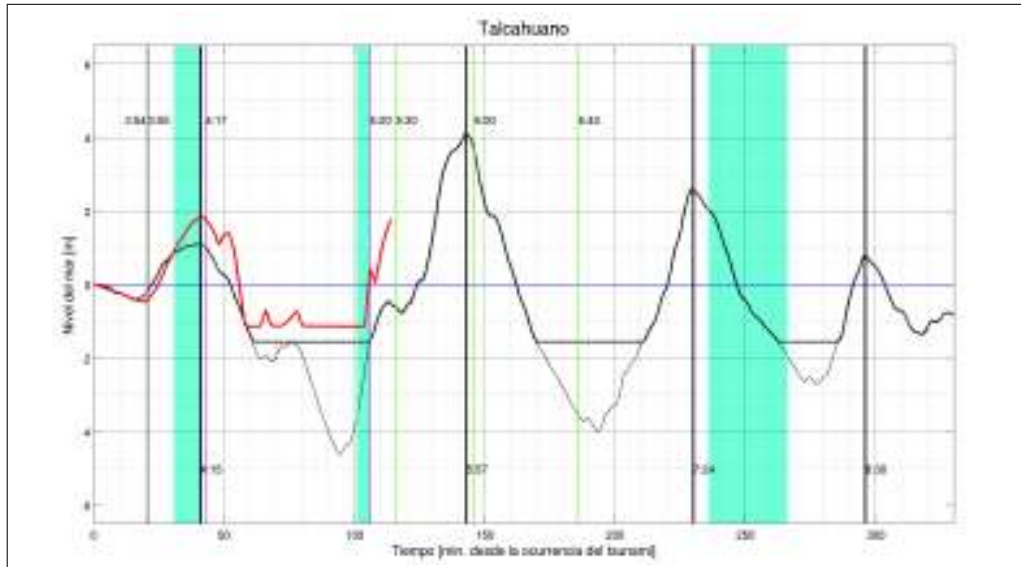
Los resultados obtenidos muestran cuatro olas en el puerto de Talcahuano, las cuales alcanzan sus máximos a las 4 : 17hrs, 5 : 57hrs,

7 : 24hrs y 8 : 30hrs, hora local.

Se observa que el mareógrafo virtual logra reproducir el descenso del nivel del mar y tiempo de llegada de la primera ola, así como su respectivo “peak” registrado por el mareógrafo del SHOA, aunque predice una ola de menor amplitud. La simulación, sin embargo, no logra reproducir la segunda ola registrada en el mareógrafo del SHOA, presentando una segunda ola cuya hora de llegada acierta a la estimación para la tercera ola publicada por *Larrañaga, 2010*, y cuya amplitud coincide con la tercera ola registrada en la simulación de *Aránguiz, 2010*, cercana a los 4m. Finalmente, la tercera ola registrada en el mareógrafo virtual acierta (levemente adelantada) a la estimación de *Quezada et al., a*, para hora de llegada de la tercera ola a la Bahía de Concepción. Cabe mencionar que, en términos generales, la señal virtual asemeja (en forma de onda) a la señal registrada por el mareógrafo del SHOA, aunque con un claro desfase.

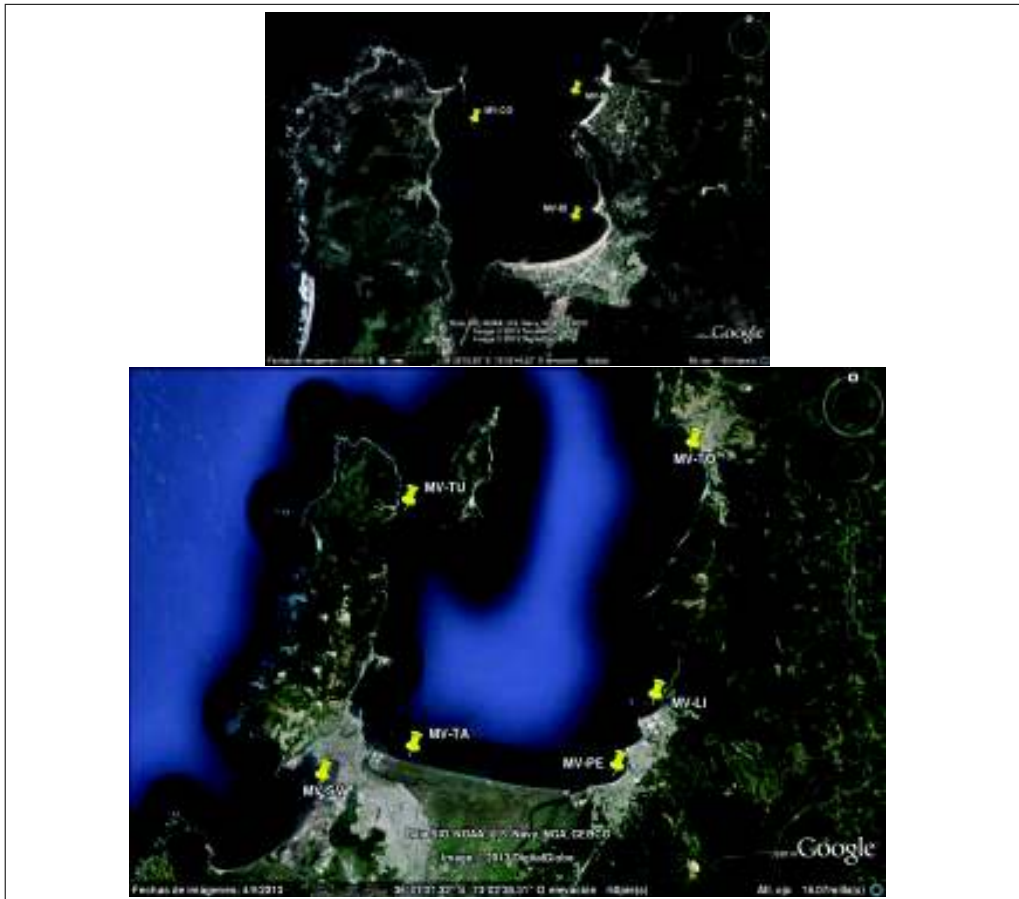
La Figura 3.17 muestra los mareogramas sintéticos obtenidos para distintas localidades dentro de la Bahía de Concepción, la Bahía de Coliumo y la Bahía de San Vicente (ubicación en Figura 3.16). Ya que las estimaciones de las horas de llegada de las distintas olas se han realizado en base a observaciones visuales y no instrumentales, es probable que dichas estimaciones coincidan con los máximos alcanzados por las distintas olas, luego, tomando como referencia las cuatro olas registradas en la localidad de Talcahuano, se han destacado las horas donde dichas olas alcanzan su máximo en las localidades de San Vicente, Tumbes, Pingueral, Coliumo, Dichato, Tomé, Lirquén y Penco.

Los resultados muestran que en todas las localidades es posible identificar las cuatro olas respectivas a las registradas en la localidad de Talcahuano, sin embargo, el comportamiento de la señal es diferente dentro de las distintas



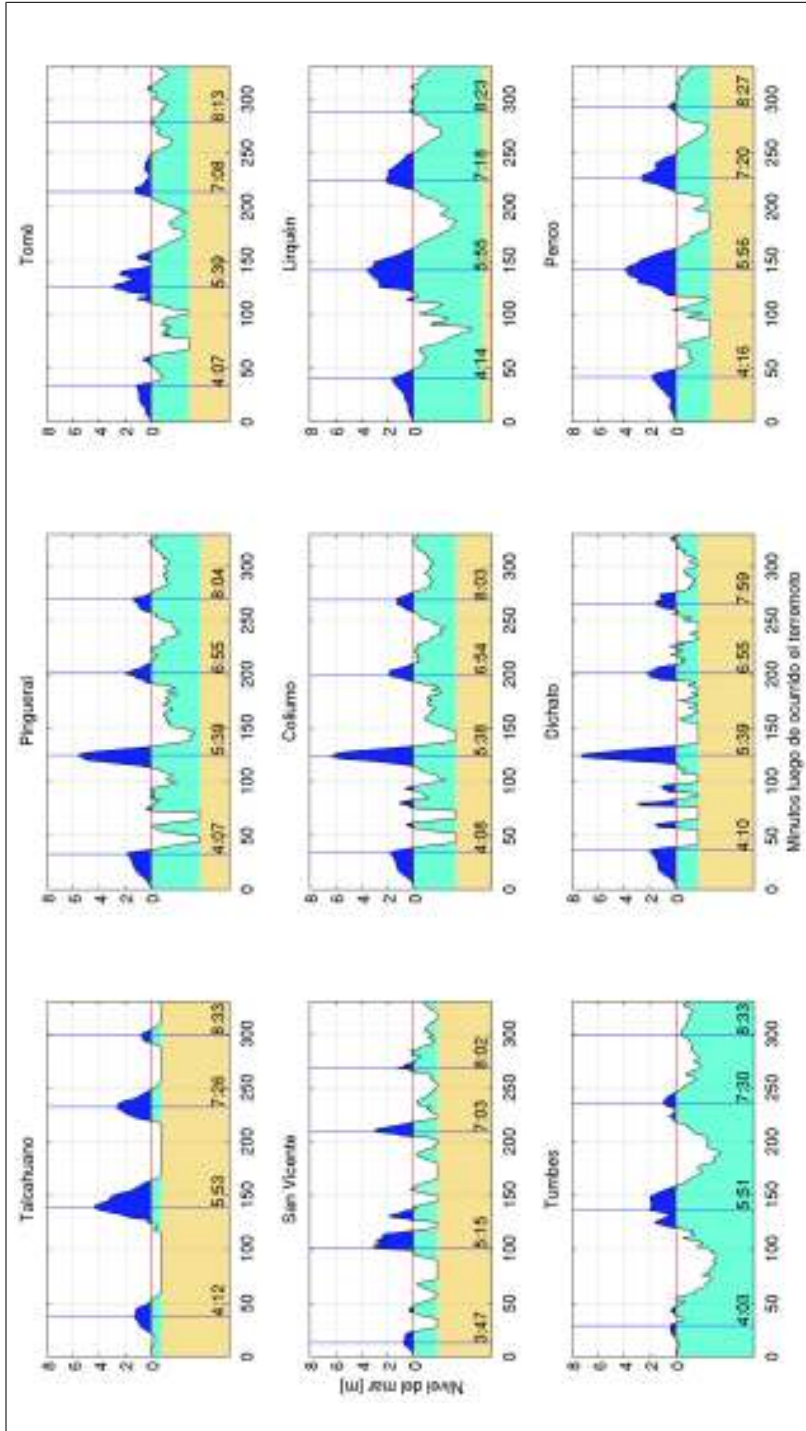
**Figura 3.15:** Serie de tiempo registrada por el mareógrafo virtual ubicado en el puerto de Talcahuano durante la simulación utilizando COMCOTv1.7 (Virtual 1: línea negra grueso; Virtual 2: línea negra fina), en comparación con la señal de tsunami registrada por el mareógrafo del SHOA y las distintas estimaciones de tiempos de llegada de las olas a la Bahía de Concepción establecidas por *Larrañaga, 2010*, (verde), *Aránguiz, 2010*, (magenta), *Quezada et al., a*, y *Quezada et al., b*, (cyan).

bahías. Se observa que en Tumbes, al igual que en Talcahuano, las cuatro olas se presentan bien definidas sin llegadas intermedias. La amplitud de estas olas es menor que las registradas en Talcahuano y llegan minutos antes, mostrando la propagación del tsunami en dirección N-S dentro de la Bahía de Concepción y el aumento de la amplitud de la señal a medida que se propaga hacia el extremo sur. En Tomé, Lirquén y Penco también es posible observar claramente las cuatro olas y su propagación en dirección N-S, así como el aumento de la amplitud de la señal en dicha dirección, alcanzando en Penco amplitudes similares a las registradas en Talcahuano. Dentro de la Bahía de Coliumo vemos como además de las cuatro olas registradas en Talcahuano se observan algunas llegadas intermedias entre la primera y segunda ola que



**Figura 3.16:** Ubicación de las estaciones virtuales en las Bahías de Coliumo (arriba), Concepción y San Vicente (abajo). Google Earth.

se hacen notorias en la localidad de Dichato. Además se observa un aumento considerable en la amplitud de la denominada segunda ola, la cual supera los  $7m$  en Dichato (máxima amplitud). Finalmente, al igual que en la Bahía de Concepción, se observa una propagación en dirección N-S con un aumento de amplitud en dicha dirección. En la Bahía de San Vicente, por su parte, se observa gran fluctuabilidad de la señal posiblemente por efectos de resonancia dentro de ella, alcanzando amplitudes inferiores a los registrados en el resto de las bahías.



**Figura 3.17:** Mareogramas sintéticos para distintas localidades dentro de la Bahía de Concepción, Bahía de Coliumo y Bahía de San Vicente. Las líneas azules verticales marcan los “peaks” de las 4 olas correspondientes en las distintas localidades respecto de las olas identificadas en Talcahuano.

# Capítulo 4

## Discusión

En la primera etapa del trabajo, es posible reconocer una serie de errores técnicos que pudieron influir en los resultados. Para realizar el cálculo de la deformación de la corteza (particularmente, los desplazamientos verticales), los modelos utilizados fueron transformados al formato de entrada de MICAP-G, para lo cual, por simplicidad y falta de recursos, se utilizó una aproximación esférica de la Tierra; MICAP-G utiliza una aproximación elipsoidal, de modo que la ubicación de las fallas quedó levemente desalineada. Además, MICAP-G advierte que la ubicación de uno de los extremo de la falla sobre el plano, dada la ubicación del otro extremo y el rumbo, puede ser poco certera producto de la proyección utilizada (cónica), punto sobre el cual no fue posible influir debido a que dicha proyección es la única disponible en la versión de MICAP-G utilizada en este trabajo. Por otra parte MICAP-G realiza la suma de los desplazamientos de un campo de estudio debido al deslizamiento de cada segmento; lo ideal es que los distintos segmentos no compartan los bordes ya que en ellos, al realizar la suma de los desplazamientos, se pueden general sobre o sub estimaciones de los mismos. Debido al tiempo disponible y al gran número de subfallas a evaluar, no fue posible cuidar este detalle. Finalmente, cada modelo de deslizamientos está referido a una

#### 4. Discusión

---

profundidad diferente (profundidad de la fosa o nivel medio del mar); las observaciones de alzamiento o subsidencia, por su parte, están hechas a diferentes alturas sobre el nivel medio del mar (las observaciones de *Vargas et al., 2011*, han sido referidas al nivel medio del mar), luego, esta diferencia de alturas, entre los modelos y las observaciones, pudiera variar los resultados obtenidos. No se sabe cuánto estos errores pueden influir en los resultados, de modo que un trabajo posterior debiera incluir la evaluación de la propagación de estos errores para determinar si los resultados varían o no de manera significativa. La determinación de las coordenadas geográficas de los puntos para la construcción de las Figuras 3.1 también se hizo utilizando una aproximación esférica, luego, al dibujar en GMT, el cual utiliza una aproximación elipsoidal de la Tierra, la forma de los desplazamientos queda levemente achatada hacia el sur. Aún así, se considera que los resultados son satisfactorios ya que se logró obtener un modelo de deslizamientos que asemejara el patrón de alzamientos y subsidencia en más de un 90% respecto de las observaciones con un *errorRMS* menor a 25cm. Cabe mencionar que para el modelo de *Tong et al., 2010*, los mayores errores están asociados a los puntos de observación con mayor desplazamiento. El análisis realizado, respecto de los modelos de deslizamiento versus las observaciones, corresponde a un análisis cuantitativo, en una siguiente etapa es necesario además analizar cualitativamente los modelos y las observaciones y las posibles discrepancias entre los autores.

Si los errores técnicos incurridos en la generación del modelo fallan es significativo, se presume que dichos errores también serán transmitidos a la etapa de la simulación de tsunami. Un caso puntual se observa en la propagación del tsunami en el Golfo de Arauco; la deformación resultante (del modelo de deslizamientos) presenta un ángulo en dirección NW al norte de la isla Santa María (Figura 3.6) lo que provoca que la primera ola



#### 4. Discusión

---

ingrese al golfo no sólo por el SW (como reportó *Quezada et al., a*) sino que también por el NW. Ésto puede deberse tanto a errores en el modelo original de deslizamientos, errores en la implementación del modelo de tsunami o un error en la observación realizada, posiblemente influenciada por la subjetividad inducida por la posición del observador.

Otro factor que influye en los resultados de la modelación (principalmente en la amplitud de las oscilaciones) es el coeficiente de rugosidad de Manning. En este trabajo se utilizó un valor estándar de 0,025 en las grillas de nivel 2 y 3, sin embargo se presume que un coeficiente de rugosidad de Manning específico para la zona de estudio arrojaría resultados más acertados. La profundidad media de la fosa respecto del nivel medio del mar también afecta los resultados ya que a mayor profundidad la señal sufre un retardo de las llegadas de las distintas olas, aunque es importante mencionar que dicho desfase es muy leve. Por otra parte, se presume que debido a la resolución y calidad de las grillas utilizadas no es posible captar plenamente los distintos efectos de amplificación dentro de las bahías, como las reflexiones o resonancia, las que contribuyen al desarrollo del tsunami, tanto en forma, como en amplitud. Además, la modelación se ha realizado asumiendo una ruptura instantánea de todos los segmentos, lo cual es sólo una aproximación ya que en todos los terremotos el tiempo de ruptura es superior a 0 minutos. Particularmente el terremoto del 27 de febrero de 2010 tuvo un tiempo de ruptura cercano a los 2 minutos, además, según *Quezada et al., a*, el terremoto se desarrolla en dos rupturas separadas en tiempo cerca de 1 minuto, primero rompiendo la parte sur del epicentro y luego la parte norte. Se presume que dicho comportamiento infuiría en la manera en la que el tsunami se desarrolla, derivando en adelanto o retardo de las llegadas de las olas de la modelación respecto de la señal real de tsunami.

#### 4. Discusión

---

Aún si todas las posibles fuentes de error fueran evaluadas y/o suprimidas, es difícil determinar cuán acertados son los resultados obtenidos, ésto debido a que no se cuenta con observaciones instrumentales en la zona de estudio más que el registro obtenido por el mareógrafo del SHOA del puerto de Talcahuano, el cual sólo registró la llegada de la primera ola y parte de la segunda a dicho lugar. Luego, sólo es posible señalar que el modelo obtenido logra reproducir el descenso del nivel del mar luego del terremoto, la primera ola aunque con una subestimación de la amplitud (aunque hay que recordar que el mareógrafo virtual no se ubicó en la posición exacta del mareógrafo del SHOA), además, logra asemejar la forma de la señal, pero no logra reproducir la segunda ola registrada en el mareógrafo del SHOA. Por otra parte, es posible señalar que el modelo logra reproducir ciertas observaciones de la forma en la que el tsunami se propagó por las distintas bahías, logrando alturas de olas mayores en la Bahía de Coliumo que en la de Concepción y actividad discreta en la Bahía de San Vicente. Respecto de las olas siguientes, la discrepancia entre las estimaciones de distintos autores hace muy difícil determinar qué tan bien se ajustan los resultados a la realidad, sólo es posible señalar que los resultados de la simulación muestran cuatro olas llegando a la Bahía de Concepción, Bahía de Coliumo y Bahía de San Vicente, siendo la segunda la de mayor amplitud alcanzando valores cercanos a los  $4m$  en la Bahía de Concepción y  $8m$  en la Bahía de Coliumo. Las horas de llegada de dichas olas coinciden con las estimaciones de hora de llegada de la primera y tercera de las cuatro olas de *Larrañaga, 2010*, y de la primera y tercera de las tres olas de *Quezada et al., a*, y *Quezada et al., b*.

Finalmente, debido a la baja resolución de las grillas no es posible generar mapas de inundación ni el cálculo del “run-up”, ni testear el modelo en este sentido, lo que sabido de antemano no fue establecido dentro de los objetivos.

# Capítulo 5

## Conclusiones

El presente trabajo presenta un modelo preliminar del tsunami del 27 de febrero de 2010 a causa del terremoto que le prescidió, centrado en la Bahía de Concepción (y considerando además las Bahías de Coliumo y San Vicente). El modelo se realizó utilizando 3 grillas anidadas de baja resolución (mejor resolución  $\sim 185m$ ), utilizando las ecuaciones de aguas someras no lineales en coordenadas esféricas, implementadas en COMCOTv1.7.

La generación del tsunami se basó en un modelo de desplazamientos verticales derivado del modelo de deslizamientos de *Tong et al., 2010, modificado*, el cual, al igual que el de *Lorito et al., 2011*, representa de buena manera las observaciones de terreno de alzamiento y subsidencia de *Quezada et al., 2010*, y *Vargas et al., 2011*, con un porcentaje de acierto superior al 90%. Aunque los modelos de deslizamiento no son perfectos se consideran buenos representantes de la deformación de la corteza como “input” para la modelación numérica.

## 5. Conclusiones

---

La simulación de tsunami, hecha partiendo del modelo de deslizamientos *Tong et al., 2010, modificado*, arroja como resultado cuatro olas principales llegando a las Bahías de Concepción, Coliumo y San Vicente. La primera ola alcanza su máximo entre las 3 : 47 hrs. y 4 : 17 hrs.; la segunda entre las 5 : 15 hrs. y 5 : 57 hrs.; la tercera entre las 7 : 03 hrs. y 7 : 26 hrs.; y la última entre las 8 : 02 hrs. y 8 : 33 hrs.. La simulación fue validada utilizando como punto de comparación el registro de la señal de tsunami del SHOA ubicado en el puerto de Talcahuano al momento del tsunami, el cual registró los primeros 114 minutos luego de ocurrido el terremoto. La simulación logra reproducir la primera ola registrada (con una subestimación de la amplitud), pero no logra reproducir la subida de la segunda ola. Se presume que ésto se debe a múltiples factores que influyen en la simulación, partiendo de los posibles errores iniciales del modelo de deslizamientos y los posibles errores técnicos en su implementación en el modelo de tsunami, en menor manera de los parámetros escogidos para la simulación y principalmente por la baja calidad y resolución de las grillas disponibles para este trabajo, lo que impide reproducir fielmente los efectos de amplificación dentro de las bahías y con ello la forma en que el tsunami se desarrolla. Luego se concluye que la simulación de tsunami obtenida representa sólo una aproximación inicial al modelo de tsunami del 27 de febrero de 2010. Un paso siguiente a este trabajo debe considerar, necesariamente, la corrección de las distintas fallas técnicas involucradas y la utilización de grillas de mejor calidad y mayor resolución que permitan validar la simulación de tsunami y extender este trabajo a la tercera etapa de la modelación de tsunami que hace referencia a la inundación que éste provoca.

## 5. Conclusiones

---

El presente trabajo logra sacar adelante la modelación del tsunami del 27 de febrero de 2010, adquiriendo experiencia en la utilización de los softwares involucrados, en el proceso y en la identificación de los elementos (además de su calidad) necesarios para lograr una buena simulación. Desde este punto de vista y en el marco de la Habilitación Profesional los resultados obtenidos hacen que los objetivos se consideren cumplidos de manera satisfactoria.

# Capítulo 6

## Anexos

### 6.1. ANEXO A

#### Formato de entrada falla rectangular MICAP-G

<b>LOCATION OF FAULT EDGES</b>
Edge 0 : X( $\sim$ East+) , Y( $\sim$ North+) : Punto inicial borde superior de la falla.
Edge 1 : X( $\sim$ East+) , Y( $\sim$ North+) : Punto final borde superior de la falla.
<b>LOCATION OF FAULT IN GDC (Alternativo)</b>
Latitude (of one edge) [ $^{\circ}$ ]
Longitude (of the same edge) [ $^{\circ}$ ]
Strike Angle [ $^{\circ}$ ]
Length [ $km$ ]
<b>DISLOCATION</b>
Slip [ $mm$ ]
Rake Angle [ $^{\circ}$ ]
Tensile(Extension+) : Definida = 0 para todas las fallas.
Width [ $km$ ]
Dip Angle [ $^{\circ}$ ]
Depth of the fault's top [ $km$ ]

Cuadro 6.1: Formato de entrada de falla rectangular para MICAP-G

## 6.2. ANEXO B

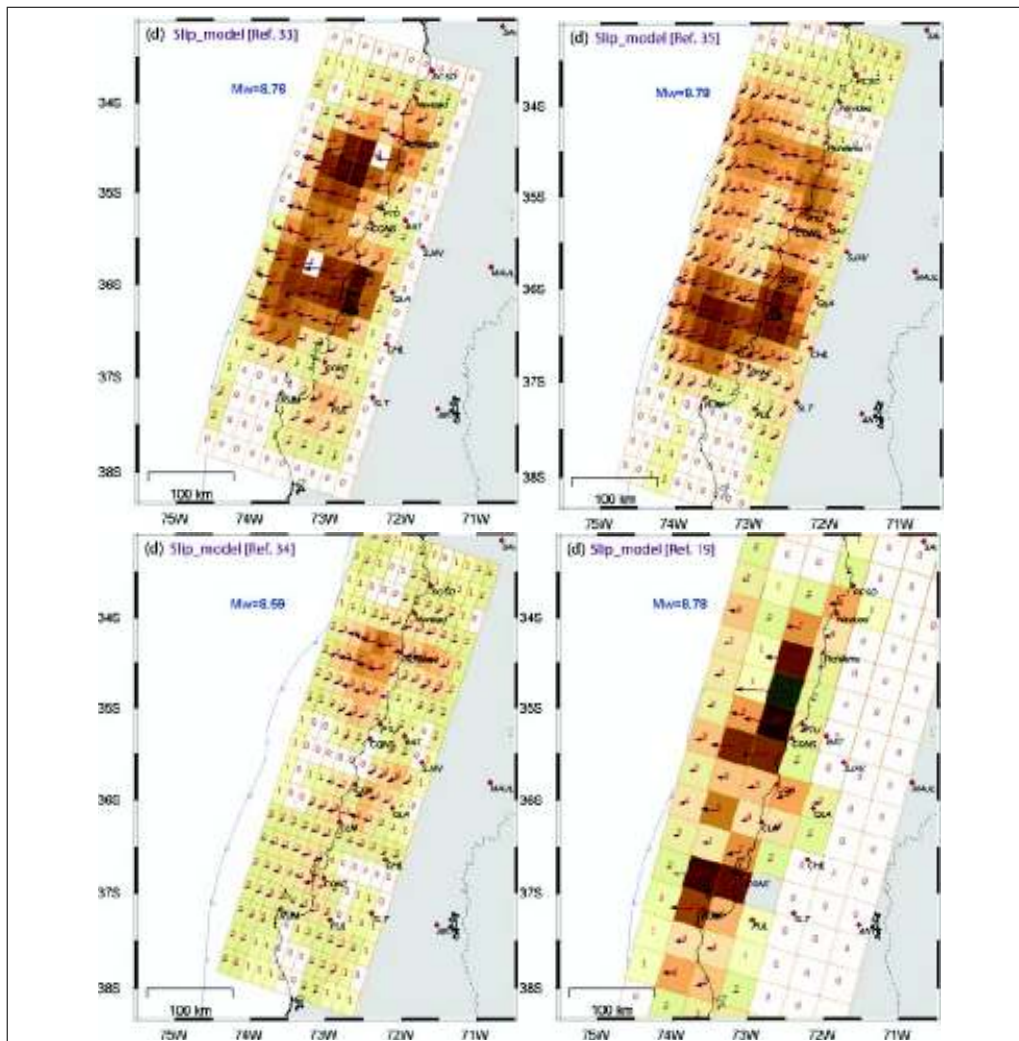
### Formato de entrada campo de deformación MICAP-G

<b>ÁREA OF DATA PLOT</b>
Top-Right (NE Corner) : X(~East+) , Y(~North+) Bottom-Left (SW Corner) : X(~East+) , Y(~North+)
<b>No. OF GRID</b>
X(E-W) : número de espacios de grilla en la coordenada $X$ Y(N-S) : número de espacios de grilla en la coordenada $Y$
Depth of the Field [ $km$ ]
<b>INCLINED FIELD PARAMETERS</b> (Opcional)
X [ $km$ ] Y [ $km$ ] Strike [ $^{\circ}$ ] Depth [ $km$ ] Dip [ $^{\circ}$ ]

Cuadro 6.2: Formato de entrada de campo sobre el cual se calcula la deformación interna (en particular, el desplazamiento vertical)

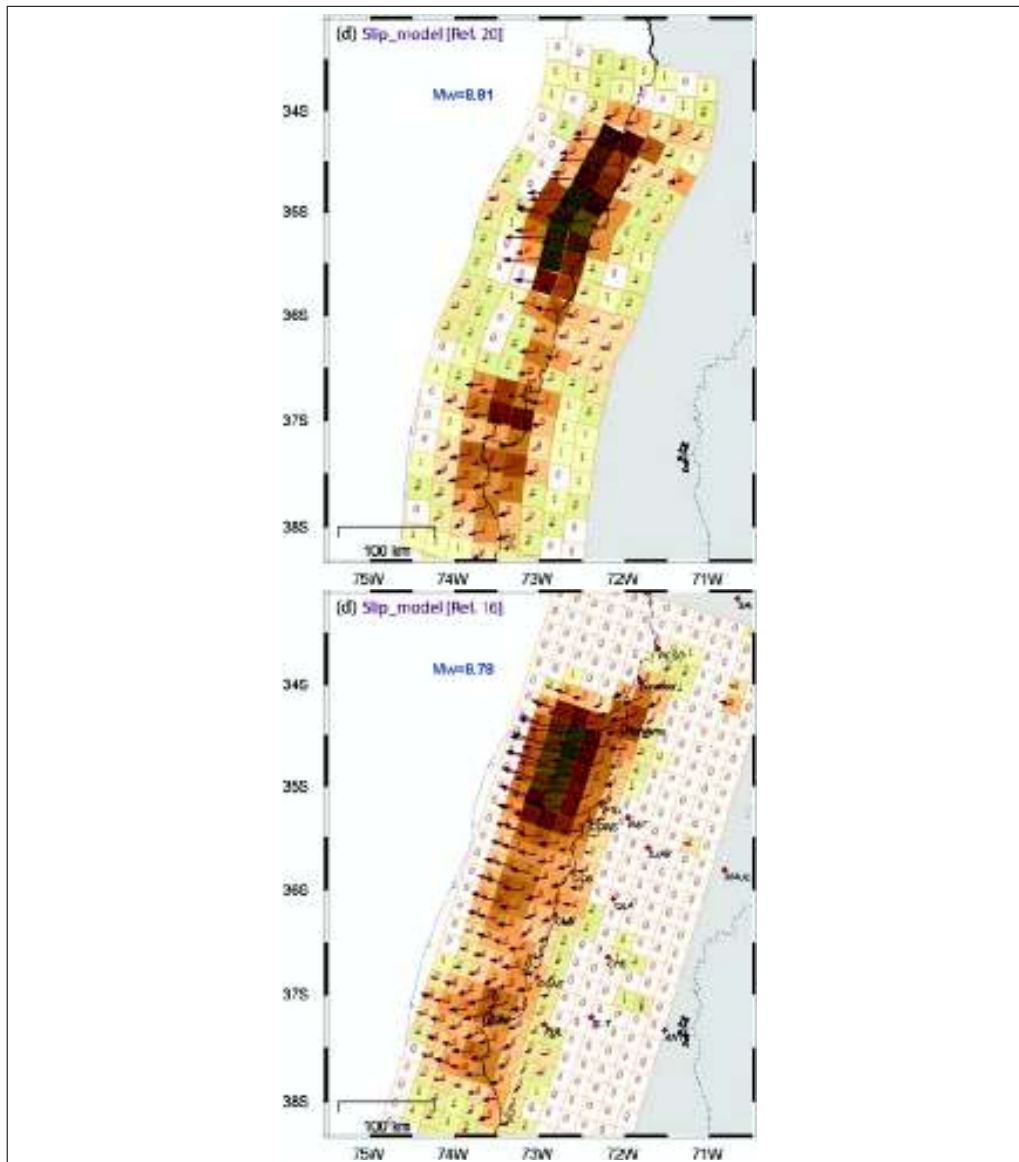
### 6.3. ANEXO C

#### Modelos de deslizamiento



**Figura 6.1:** Modelos de deslizamiento de *Hayes, 2010*, (arriba-izquierda), *Shao et al., 2010*, (arriba-derecha), *Sladen and Owen, 2010*, (abajo-izquierda) y *Delouis et al., 2010*, (abajo-derecha), tomados del SUPPORT ONLINE MATERIAL FOR *Vigny et al., 2011*, donde los valores de deslizamiento se indican en  $m$  y el ángulo de deslizamiento por vectores.





**Figura 6.2:** Modelos de deslizamiento de *Lorito et al., 2011*, (arriba) y *Tong et al., 2010*, (abajo), tomados del SUPPORT ONLINE MATERIAL FOR *Vigny et al., 2011*, donde los valores de deslizamiento se indican en  $m$  y el ángulo de deslizamiento por vectores.

## 6.4. ANEXO D

### Alzamiento y Subsistencia

ID	Lat. [°]	Lon. [°]	Z [cm]	E [cm]	$\delta Z$ (A) [cm]	$\delta Z$ (B) [cm]	$\delta Z$ (C) [cm]	$\delta Z$ (D) [cm]	$\delta Z$ (E) [cm]	$\delta Z$ (F) [cm]
1	-33.030	-71.570	-15	0	4.60	14.19	X	6.10	0.83	7.14
6	-33.550	-71.600	-35	5	16.63	X	X	11.94	0	12.97
16	-34.380	-72.010	-35	5	X	27.83	X	16.14	X	X
18	-34.640	-72.040	-100	20	54.54	X	X	0	75.87	71.04
23	-34.790	-72.060	-35	5	7.24	X	X	82.77	6.34	19.37
28	-35.000	-72.180	-60	10	7.81	X	X	33.40	1.09	22.85
29	-35.110	-72.210	-50	10	0	X	X	48.50	9.96	30.90
30	-35.330	-72.410	-40	10	13.28	X	X	13.70	4.97	1.17
39	-36.390	-72.870	-30	10	X	X	X	X	X	X
41	-36.600	-72.540	-100	20	21.55	77.91	X	31.60	33.76	5.86
42	-36.600	-72.980	20	10	48.53	0	25.17	0	9.74	6.39
45	-36.640	-73.090	60	10	16.28	36.92	13.81	0	0	8.22
46	-36.720	-73.110	50	10	13.63	27.38	28.44	0	0	2.86
48	-36.770	-73.210	70	10	0	46.77	45.17	0	0	2.42
50	-36.810	-73.170	50	10	13.46	28.00	X	0	0	0
51	-36.840	-73.020	-4	0	X	X	8.67	0.34	4.26	9.21
52	-36.970	-73.520	200	20	81.11	165.26	73.15	4.99	6.08	66.51
54	-37.000	-73.190	60	10	8.94	40.90	X	20.39	0	24.86
56	-37.040	-73.510	180	20	66.21	148.44	25.61	0	7.14	22.28
57	-37.060	-73.140	50	10	12.90	32.08	X	39.00	13.26	35.06
63	-37.150	-73.580	190	20	91.00	161.25	12.93	0	0	0
64	-37.150	-73.180	40	10	32.60	23.34	X	X	0	19.86
65	-37.160	-73.190	50	10	24.91	33.44	X	39.21	0	26.05
66	-37.170	-72.930	-20	5	X	X	11.30	39.06	40.67	37.29
68	-37.190	-73.560	190	20	88.01	162.63	9.73	4.55	0	0
69	-37.200	-72.860	-40	10	X	X	2.88	21.54	31.22	26.23
70	-37.220	-72.380	-40	10	9.71	26.16	11.34	0	21.56	6.59
71	-37.230	-73.440	140	10	32.61	124.15	7.06	45.06	0	8.94
72	-37.230	-73.650	250	10	171.81	233.22	91.18	35.98	51.60	49.16
75	-37.270	-72.720	-50	20	2.49	X	16.01	0	17.95	13.89
76	-37.300	-71.970	-30	10	0.19	15.17	0	0	7.55	0
79	-37.590	-73.640	200	20	96.33	179.11	72.70	95.62	12.34	0
81	-37.720	-73.660	220	20	126.37	199.84	122.99	126.84	25.55	4.67
83	-37.900	-73.350	10	5	35.98	3.31	14.48	X	27.16	2.41
84	-37.930	-73.260	40	10	0	27.95	7.34	X	16.94	X
86	-38.100	-73.280	-120	10	X	X	X	90.26	X	X
87	-38.110	-73.390	10	10	1.77	0	12.16	X	39.75	19.19
88	-38.230	-73.470	30	5	14.62	24.32	0	0.75	45.80	31.10
90	-38.330	-73.920	25	5	X	19.51	13.46	42.39	75.08	2.81
91	-38.340	-73.490	60	20	35.82	39.42	20.63	9.31	0	0

Cuadro 6.3: Comparación de modelos de deslizamientos verticales y observaciones de *Quezada et al., 2010*. Z: desplazamiento vertical observado (+) alzamiento (-) subsidencia. E: error.  $\delta Z$ : diferencia entre el valor calculado y el observado menos el error. (A): *Hayes, 2010*, (B): *Shao et al., 2010*, (C): *Sladen and Owen, 2010*, (D): *Delouis et al., 2010*, (E): *Lorito et al., 2011*, (F): *Tong et al., 2010*.  $\delta Z = X$  el modelo no predice el alzamiento o subsidencia.  $\delta Z = 0$ : el valor predicho de alzamiento o subsidencia se encuentra dentro del error asignado.

ID	Lat. [°]	Lon. [°]	Z [cm]	E [cm]	$\delta Z$ (A) [cm]	$\delta Z$ (B) [cm]	$\delta Z$ (C) [cm]	$\delta Z$ (D) [cm]	$\delta Z$ (E) [cm]	$\delta Z$ (F) [cm]
2	-33.194	-71.700	0	10	0.61	0	3.58	0	11.31	0
3	-33.364	-71.673	0	10	0.61	0	5.57	2.08	19.60	0
4	-33.427	-71.704	0	10	0	0	6.55	2.49	22.91	2.28
5	-33.542	-71.603	0	10	3.23	0	0	7.72	23.36	6.53
7	-33.552	-71.620	0	10	2.45	0	1.04	7.44	23.69	7.98
9	-33.627	-71.634	0	10	3.21	0	2.70	9.97	24.07	11.87
15	-34.136	-72.009	40	10	0.50	X	38.08	X	17.97	0.05
17	-34.393	-72.026	20	10	0	X	56.64	X	43.78	18.55
19	-34.640	-72.046	-50	50	0	X	X	0.96	X	0
20	-34.693	-72.037	-50	50	0	X	X	14.06	0	0
21	-34.775	-72.061	-50	50	0	X	X	20.54	0	0
27	-34.982	-72.181	-50	50	0	X	X	1.11	0	0
31	-35.469	-72.495	15	10	X	0	22.34	X	0	X
32	-35.583	-72.624	30	10	7.85	6.51	18.53	13.00	50.58	0
43	-36.615	-73.103	50	10	34.31	26.57	0	0	15.36	0
47	-36.753	-73.184	60	20	0	26.82	25.89	0	0	0
49	-36.774	-73.212	62	20	0	28.93	29.19	0	0	0
53	-36.979	-73.004	-100	40	X	X	27.35	26.31	26.94	27.81
55	-37.024	-73.554	250	60	97.47	176.88	58.12	0	0	46.90
58	-37.119	-72.984	-50	40	X	X	0	0	0	0
59	-37.137	-72.979	-50	40	X	X	0	0	0	0
60	-37.139	-72.978	-50	40	X	X	0	0	0	0
61	-37.146	-73.586	136	20	36.71	106.95	0.26	41.66	33.97	26.32
62	-37.149	-73.587	130	10	40.71	110.95	16.26	57.66	49.97	42.32
67	-37.174	-73.613	220	20	124.82	191.62	44.98	0	13.34	11.54
73	-37.236	-73.656	240	40	131.55	193.55	50.62	0	12.11	10.23
77	-37.371	-73.666	133	20	39.85	110.26	0	0.03	41.08	29.66
78	-37.580	-73.643	172	10	78.16	161.06	52.09	75.89	0	20.44
80	-37.594	-73.666	170	10	79.51	159.28	55.84	69.34	0	32.65
82	-37.725	-73.664	214	22	119.35	191.89	116.64	119.89	17.29	0
85	-37.981	-73.242	-30	20	X	X	X	0	X	0
92	-38.342	-73.502	<50	0	0	0	0	0	22.26	17.48
93	-38.409	-73.912	<50	0	0	0	0	X	0	0
94	-38.813	-73.401	0	10	0	0	0	5.75	19.80	8.87
96	-39.395	-73.221	0	10	0	0	0	0	0	0
97	-39.674	-73.397	0	10	0	0	0	0	0	0

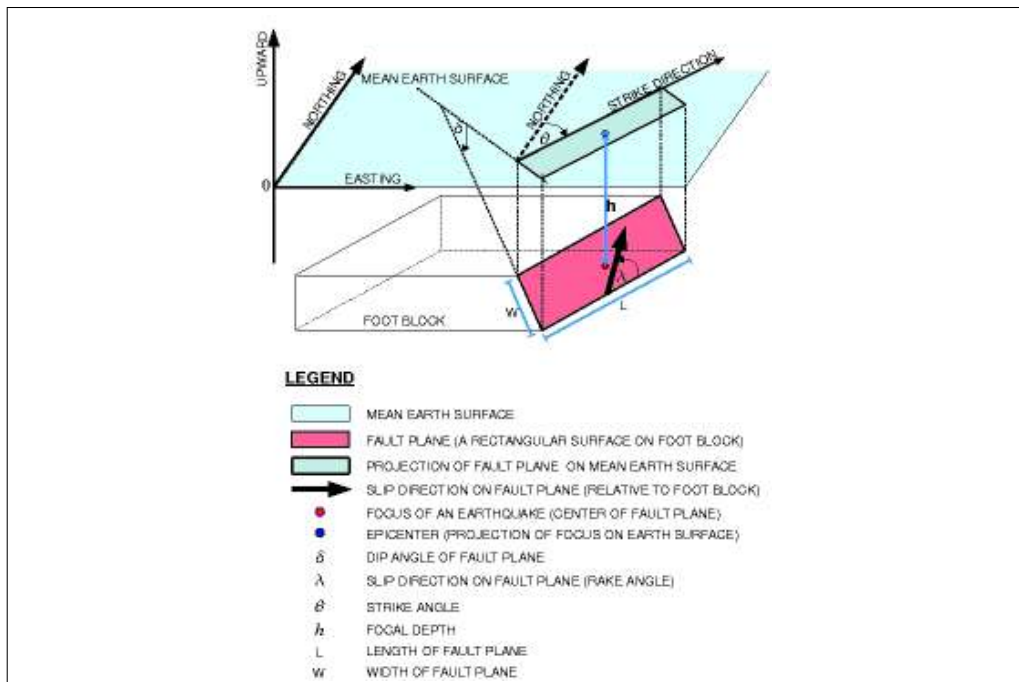
Cuadro 6.4: Comparación de modelos de deslizamientos verticales y observaciones de *Vargas et al., 2011*, (*Farías et al., 2010*).  $Z$ : desplazamiento vertical observado (+) alzamiento (-) subsidencia.  $E$ : error.  $\delta Z$ : diferencia entre el valor calculado y el observado menos el error. (A): *Hayes, 2010*, (B): *Shao et al., 2010*, (C): *Sladen and Owen, 2010*, (D): *Delouis et al., 2010*, (E): *Lorito et al., 2011*, (F): *Tong et al., 2010*.  $\delta Z = X$  el modelo no predice el alzamiento o subsidencia.  $\delta Z = 0$ : el valor predicho de alzamiento o subsidencia se encuentra dentro del error asignado.

## 6.5. ANEXO F

### Parámetros de entrada modelo de fallas COMCOTv1.7

Parámetro	Unidad
Epicentro (Latitud $\varphi_0$ y Longitud $\psi_0$ )	grados $[\circ]$
Profundidad focal $h$	metros $[m]$
Largo del plano de falla $L$	metros $[m]$
Ancho del plano de falla $W$	metros $[m]$
Dislocación (deslizamiento) $U$	metros $[m]$
Dirección del rumbo $\theta$	grados $[\circ]$
Ángulo de buzamiento $\delta$	grados $[\circ]$
Ángulo de deslizamiento $\lambda$	grados $[\circ]$

Cuadro 6.5: Parámetros de entrada modelo de fallas rectangulares para COMCOTv1.7.



**Figura 6.3:** Modelo de falla como mecanismo generador de tsunamis, para COMCOTv1.7.

# Bibliografía

- R. Aránguiz. Modelación numérica del tsunami 2010 en la bahía de concepción utilizando deformación inicial estática no uniforme. *Revista Obras y Proyectos*, 2010.
- Y.-S. Cho. Numerical simulations of tsunami and runup. phd thesis, cornell university. 1995.
- B. Delouis, J. M. Nocquet, and M. Vallée. Slip distribution of the february 27, 2010  $m_w = 8.8$  maule earthquake, central chile, from static and high-rate gps, insar, and broadband teleseismic data. *Geophysical Research Letters*, 2010.
- M. Farías, G. Vargas, A. Tassara, S. Carretier, S. Baize, D. Melnick, and K. Bataille. Land-level changes produced by the  $m_w 8.8$  2010 chilean earthquake. *Science*, 2010.
- G. Hayes. Preliminary szgc results, near coast of central chile, 2010. URL [http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eqinthenews/2010/us2010tfan/finite\\_fault.php](http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eqinthenews/2010/us2010tfan/finite_fault.php).
- F. Imamura, A. C. Yalciner, and G. Ozyurt. Tsunami modelling manual, online manual, 2006. URL [http://ioc3.unesco.org/ptws/21/documents/TsuModelMan-v3-ImamuraYalcinerOzyurt\\_apr06.pdf](http://ioc3.unesco.org/ptws/21/documents/TsuModelMan-v3-ImamuraYalcinerOzyurt_apr06.pdf).

- K. D. Koper, A. R. Hutko, T. Lay, and O. Sufri. Imaging short-period seismic radiation from the 27 february 2010 chile (*mw* 8,8) earthquake by back-projection of p, pp, and pkikp waves. *Journal of Geophysical Research*,, 2012.
- E. Larrañaga. Anexo iv análisis del proceso de toma de decisiones, 2010. URL [http://www.armada.cl/prontus\\_armada/site/artic/20100325/asocfile/20100325094239/anexo\\_iv.pdf](http://www.armada.cl/prontus_armada/site/artic/20100325/asocfile/20100325094239/anexo_iv.pdf).
- T. Lay, C. J. Ammon, H. Kanamori, K. D. Koper, O. Sufri, and A. R. Hutko. Teleseismic inversion for rupture process of the 27 february 2010 chile (*mw* 8.8) earthquake. *Geophysical Research Letters*, 2010.
- S. Lorito, F. Romano, S. Atzori, X. Tong, A. Avallone, J. McCloskey, M. Cocco, E. Boschi, and A. Piatanesi. Limited overlap between the seismic gap and coseismic slip of the great 2010 chile earthquake. *Nature Geoscience*, 2011.
- M. Luttrell, X. Tong, D. Sandwell, B. Brooks, and M. Bevis. Estimates of stress drop and crustal tectonic stress from the 27 february 2010 maule, chile, earthquake: Implications for fault strength. *Geophysical Research Letters*, 2011.
- L. Mansinha and D.E. Smylie. The displacement fields of inclined faults. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 1971.
- M. Moreno, Melnick D., Rosenau, J. M. Baez, J. Klotz, O. Oncken, A. Tassara, J. Chen, K. Bataille, M. Bevis, A. Socquet, J. Bolte, C. Vigny, B. Brooks, I. Ryder, V. Grund, B. Smalley, D. Carrizo, M. Bartsch, and H. Hase. Toward understanding tectonic control on the *mw* 8,8 2010 maule chile earthquake. *Earth and Planetary Science Letters*, 2012.
- H. Naito and S. Yoshikawa. A program to assist crustal deformation analysis (in japanese). *J. Seismol. Soc. Jpn*, 1999.

- Y. Okada. Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 1985.
- Y. Okada. Internal deformation due to shear and tensile faults in a half-space. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 1992.
- F. Pollitz, B. Brooks, X. Tong, M. Bevis, J. Foster, R. Bürgmann, R. Smalley Jr., C. Vigny, A. Socquet, J.-C. Ruegg, J. Campos, S. Barrientos, H. Parra, J.-C. Báez, S. Cimbaro, and Blanco M. Coseismic slip distribution of the february 27, 2010 mw 8.8 maule, chile earthquake. *Geophysical Research Letters*, 2011.
- N. Pulido, Y. Yagi, H. Kumagai, and N. Nishimura. Rupture process and coseismic deformations of the 27 february 2010 maule earthquake, chile. *Journal of Physical Oceanography*, 2011.
- J. Quezada, E. Jaque, A. Fernández, A. Belmonte, and C. Martínez. Lecciones de los tsunamis del 27-2-2010 y 12-3-2011 en la bahía de coliumo (36,6°s). a.
- J. Quezada, F. Torrejón, E. Jaque, A. Fernández, A. Belmonte, and C. Martínez. Comparación entre el terremoto mw=8,8 del 27 de febrero de 2010 y su predecesor de 1835. b.
- J. Quezada, E. Jaque, A. Belmonte, Fernández A., D. Vásquez, and C. Martínez. Movimientos cosísmicos verticales y cambios geomorfológicos generados durante el terremoto mw=8.8 del 27 de febrero de 2010 en el centro-sur de chile. *Revista Geográfica del Sur*, 2010.
- G. Shao, X. Li, Q. Liu, X. Zhao, T. Yano, and C. Ji. Preliminary slip model of the feb 27, 2010 mw 8.9 maule, chile earthquake, 2010. URL [http://www.geol.ucsb.edu/faculty/ji/big-earthquakes/2010/02/27/chile\\_2\\_27.html](http://www.geol.ucsb.edu/faculty/ji/big-earthquakes/2010/02/27/chile_2_27.html).

- A. Sladen and S. Owen. Preliminary model combining teleseismic and gps data 02/27/2010 (mw 8.8), chile, 2010. URL [http://www.tectonics.caltech.edu/slip\\_history/2010\\_chile/prelim\\_gps.html](http://www.tectonics.caltech.edu/slip_history/2010_chile/prelim_gps.html).
- J.P. Snyder. Map projects - a working manual. *U.S. Geological Survey Professional Paper*, 1987.
- X. Tong, D. Sandwell, K. Luttrell, B. Brooks, M. Bevis, Shimada M., J. Foster, R. Smalley, H. Parra, J.-C. Báez, M. Blanco, E. Kendrick, J. Genrich, and D. Caccamise. The 2010 maule, chile earthquake: Dwindle rupture limit revealed by space geodesy. *Geophysical Research Letters*, 2010.
- G. Vargas, M. Farías, S. Carretier, A. Tassara, S. Baize, and Melnick D. Coastal uplift and tsunami effects associated to the 2010 mw 8.8 maule earthquake in central chile. *Andean Geology*, 2011.
- C. Vigny, A. Socquet, S. Peyrat, J.-C Ruegg, M. Métois, M. Mandariaga, S. Morvan, M. Lancieri, R. Lacassin, J. Campos, D. Carrizo, M. Bejar-Pizarro, S. Barrientos, R. Armijo, C. Aranda, M.-C. Valderas-Bermejo, I. Ortega, F. Bondoux, S. Baize, H. Lyon-Caen, A. Pavez, J.P. Vilotte, M. Bevis, B. Brooks, R. Smalley, H. Parra, J.-C. Baez, M. Blanco, S. Cimbaro, and E. Kendrick. The 2010 mw 8.8 maule megathrust earthquake of central chile, monitored by gps. *Science*, 2011.
- X. Wang, Y.-S. Cho, S.-B. Woo, and otros miembros del Wave Group liderado por el profesor P. L.-F. Liu (Cornell University USA). Comcotv1.7. URL <http://ceeserver.cee.cornell.edu/pl1-group/comcot.htm>.