

PONTIFICIA UNIVERSIDAD CATÓLICA DE VALPARAÍSO  
FACULTAD DE RECURSOS NATURALES  
ESCUELA DE CIENCIAS DEL MAR

Modelación de Inundación de un tsunami generado por un  
deslizamiento submarino: Comparación entre el tsunami de Reloca y  
el tsunami del 2010 en la Bahía de Concepción

Trabajo de Titulación para optar al Título de Oceanógrafo

por

Nayadet Pulgar Vera

2016

**Comisión de titulación:**

Profesor Guía: Marco Cisternas Vega

Profesor: Samuel Hormazábal Fritz

Profesor: Cristian Rodrigo Ramírez

## **AUTORIZACION DE USO**

Al presentar este trabajo de Titulación como último requisito para la obtención del título de Oceanógrafo, autorizo a la biblioteca de la Escuela de Ciencias del Mar de la Pontificia Universidad Católica de Valparaíso, para que disponga libremente de ella. Autorizo además reproducciones parciales o totales de este documento solo con fines académicos.

Nayadet Pulgar Vera

## **DEDICATORIA**

Agradezco profundamente a todos los que  
estuvieron en este difícil camino que fueron un pilar  
fundamental en el proceso de este documento.

## **AGRADECIMIENTO**

Quiero agradecer a todo el cuerpo docente de la escuela Ciencias del Mar de la Pontificia Universidad Católica de Valparaíso (PUCV), por los conocimientos entregados durante los años de estudios que me sirvieron para crecer personal y profesionalmente.

Al Dr. Marco Cisterna Vega, profesor guía de este trabajo de titulación, por su gran apoyo y motivación para la culminación de esta tesis. Agradezco su tiempo y dedicación por impulsar el desarrollo de mi formación profesional en este largo proceso de ejecución.

Deseo expresar mi agradecimiento al Dr. Hormazabal y al Dr. Rodrigo quienes dirigieron este trabajo, como comisión de tesis, brindándome todo su conocimiento y apoyo, haciendo posible la realización de este trabajo.

A mi madre que ha sabido formarme con buenos sentimientos, hábitos y valores lo cual me ha ayudado a salir adelante en los momentos más difíciles.

Al Sr. Cesar Núñez Correa, por su ayuda, compañerismo y amistad incondicional en el proceso de este documento.

## INDICE

Comisión de titulación:.....	i
AUTORIZACION DE USO .....	ii
DEDICATORIA.....	iii
AGRADECIMIENTO.....	iv
INDICE .....	v
RESUMEN .....	vii
ABSTRACT.....	viii
INTRODUCCIÓN.....	1
1.1 Generalidades .....	1
1.2 Tsunamis por deslizamientos .....	2
1.3 Casos .....	2
1.4 Estudios de los tsunamis generados por deslizamientos submarinos.....	4
1.5 El deslizamiento de Reloca .....	4
1.6 Estudio.....	5
OBJETIVO GENERAL.....	7
MATERIALES Y MÉTODOS .....	8
Recopilación de antecedentes y data.....	8
Modelo GEOWAVE .....	16
Los datos topográficos y batimétricos.....	17
Inundación Horizontal.....	18

Validación del modelo con fuente sísmica, para el evento de 2010. ....	19
Modelación Deslizamiento de Reloca.....	21
Calculo de área de inundación .....	26
Comparación del área inundada .....	26
<b>RESULTADOS</b> .....	27
Caracterización del deslizamiento de Reloca, fuente del tsunami. ....	27
Validación del modelo GEOWAVE para la bahía de Concepción. ....	32
Simulación del tsunami generado por el deslizamiento de Reloca. ....	34
Análisis de la series de tiempo de los mareogramas sintéticos .....	38
Análisis de Periodos del tsunami de Reloca.....	41
Inundación generada por el tsunami de Reloca en la bahía de Concepción .....	44
Comparación del tsunami de Reloca con el tsunami del 2010.....	44
<b>DISCUSIÓN</b> .....	46
<b>CONCLUSIONES</b> .....	51
<b>REFERENCIAS</b> .....	53
<b>ANEXO A</b> .....	59
<b>ANEXO B</b> .....	68

## RESUMEN

En Chile existe escaso conocimiento respecto a tsunamis generados por deslizamientos submarinos y sus posibles efectos en la costa. Recientemente, se han descubierto evidencias de un gran deslizamiento submarino en el talud continental a la cuadra del río Reloca, a 140 km al noroeste de la bahía de Concepción. El deslizamiento submarino es evidenciado por un gran surco excavado en el talud continental y una masa de depositación en su base. Este depósito está conformado por tres grandes bloques que suman un total de 24 km<sup>3</sup>. Análisis preliminares indican que el deslizamiento ocurrió durante el Holoceno, por lo que se trata geológicamente de un evento relativamente reciente. Con el fin de evaluar la amenaza que conllevaría la repetición de un evento similar, se modeló numéricamente el tsunami que habría generado este deslizamiento. Junto con obtener las alturas sintéticas de las olas, tanto en mar abierto como en la costa, se determinó el área de inundación en la cabecera de la bahía de Concepción. Con fines comparativos, esta área se contrastó con la inundación del tsunami asociado al terremoto del 2010 en la misma bahía. Un tsunami generado por un deslizamiento análogo al de Reloca inundaría dos tercios del área inundada en el 2010. De este modo, se enfatiza la amenaza que representan los grandes deslizamientos submarinos para los asentamientos costeros de Chile.

## **ABSTRACT**

In Chile the knowledge on tsunamis caused by submarine landslides and their possible effects on the adjacent coast is scant. Evidences of a great submarine slide in the continental slope off Reloca River, 140 km northwest of the Concepcion Bay, have been recently discovered. The submarine landslide is evidenced by a great scarp excavated in the continental slope and a massive fan on the seafloor. The fan is composed by three big blocks that add up to 24 km<sup>3</sup>. Preliminary analyses show that the slide occurred at some time during the Holocene, which indicates this is a geologically recent event. In order to evaluate the threat that a repetition of this kind of event could imply, the ensuing tsunami triggered by the slide was numerically modeled. In addition to obtaining synthetic wave height, both offshore and onshore, the inundation area in the headwaters of Concepcion Bay was determined. For comparative purposes, this area was contrasted with the inundation caused by the tsunami associated to the 2010 earthquake in the same bay. A tsunami triggered by a slide similar to that in Reloca would flood two thirds of the area inundated in 2010. In this way, this paper emphasizes the threat to Chilean coastal settlements that large submarine landslides represent.

# INTRODUCCIÓN

## 1.1 Generalidades

En Chile y en el mundo los tsunamis siempre han sido una gran amenaza y un fenómeno complejo de estudiar. Son eventos naturales extremos, poco frecuentes. La constante amenaza de tsunami sobre las costas de nuestro territorio, se explica dada la localización geográfica de Chile frente a una zona de subducción y generadora de terremotos, donde la placa de Nazca se introduce bajo la sudamericana (Lagos, 2000).

Las consecuencias de un tsunami importante en la costa, conlleva a la destrucción de estructuras, tanto marítimas como urbanas. El tsunami al entrar varios kilómetros en la plataforma continental, sin disipar energía de una forma efectiva, arrasa con todo lo que lleva a su paso. Los tsunamis son responsables de numerosas pérdidas de vidas humanas y de una extensa destrucción en localidades costeras (Llanos, 2010).

Lagos en el 2000 comenta que en Chile, el riesgo de tsunami toma relevancia al momento de considerar el continuo crecimiento urbano y rural de localidades costeras. La tendencia a urbanizar zonas muy próximas al mar, se caracteriza por su escasa planificación y ordenamiento en función de la amenaza de tsunami.

Para entender mejor el fenómeno, existen varias definiciones de tsunami, una de las más completas dice que el tsunami es el fenómeno que ocurre en el mar por una perturbación del agua, con un período que va de cinco hasta 120 minutos. Se propaga a gran velocidad en aguas profundas y en todas direcciones desde la zona de origen. Cuando las ondas de tsunami se aproximan a la costa disminuyen su velocidad y alcanzan alturas de grandes proporciones. Así, descarga su energía con gran poder, generando una vasta inundación y destrucción (Lida K. 1983; SHOA, 1984; Itsu, 1999).

Los tsunamis pueden ser generados por erupciones volcánicas, movimiento cósmico del piso oceánico, impactos de meteoritos en el océano y deslizamientos de tierra submarinos o subaéreos, entre otros.

## **1.2 Tsunamis por deslizamientos**

Los tsunamis generados por deslizamientos submarinos, responden a la generación de ondas de impulso (Ward, 2001). Estas son ondas de agua formadas por flujos de masa, ya sea iniciada bajo el agua o subaérea, las que ocurren tanto en el océano y en los cuerpos de agua más restringidos como lagos, embalses o fiordos. Los principales mecanismos geofísicos responsables de la generación de tsunamis por deslizamiento son: pendientes empinadas, flujos de escombros, derrumbes por fallas de volcán y flujos piroclásticos.

En vista a los volúmenes típicos de estos, el peligro de tsunami en términos costeros se limita generalmente a una zona de generación cercana a la fuente del deslizamiento. Sin embargo, estudios recientes indican que si una gran masa de material colapsa, bajo el mar, involucrando cientos de  $\text{km}^3$  de sedimento, podría tener el potencial de desencadenar un tsunami suficientemente grande como para afectar a la costa, lejos de la fuente. Existen numerosos ejemplos históricos de efectos transoceánicos generados por este tipo de deslizamiento como por ejemplo Papua Nueva Guinea en 1998 (Abadie, *et al.* 2010).

Los deslizamientos submarinos se clasifican en “*slide*” y “*slumps*”. Los primeros se refieren a bloques delgados de material, translacionales y que viajan a grandes distancias. Los “*slumps*” se refieren a bloques gruesos y rotacionales, que se transportan muy poca distancia a favor de la pendiente (Watts, *et al.* 2005).

## **1.3 Casos**

En Chile las comunidades científicas y las autoridades competentes en el tema desconocen la amenaza que representa un tsunami generado por deslizamientos

submarinos, a pesar que los terremotos que afectan a los márgenes oceánicos, con frecuencia pueden desencadenar deslizamientos submarinos que generan tsunamis.

Los tsunamis generados por deslizamientos han cobrado un gran interés en la comunidad científica. En la última década han ocurrido varios eventos que golpearon severamente a las comunidades costeras en diferentes partes del mundo. Este mecanismo fue subestimado en el pasado, debido a que la atención se dirigió a los tsunamis más comunes de origen tectónico. En el océano Pacífico, el análisis crítico de las compilaciones históricas han mostrado de que la tasa de tsunamis causados por deslizamientos submarinos es mayor de lo que se pensaba (Gusiakov, 2001).

En el margen del océano atlántico también se han observados tsunamis generados por este tipo de mecanismo. El 12 de enero de 2010, el terremoto de magnitud 7.0 de Haití, producido por una falla de rumbo, generó un gran tsunami (Hornbach, *et al.* 2010). Después se concluyó que producto del terremoto se generó un deslizamiento submarino que produjo un tsunami a lo largo de toda la costa de Haití (Kawamura, *et al.* 2014).

Uno de los más grandes deslizamientos submarinos registrados en la historia ocurrió en los márgenes del océano Atlántico en el mar de Storegga, hace ~10.000 años atrás en el Holoceno (Bugge, 1987). En esta región más de tres mil kilómetros cúbicos de material se deslizaron generando un enorme tsunami que inundó la costa del mar de Noruega, mar del norte y la costa noreste de Inglaterra, incluyendo el Círculo Polar Ártico (Bondevik, 1997). Este tsunami alcanzó alturas en tierra de 20 m por encima del nivel del mar de ese tiempo (Bondevik, *et al.* 2005).

En el margen del océano Pacífico, en Papua Nueva Guinea se ha demostrado que los deslizamientos submarinos pueden generar tsunamis destructivos. Después de un terremoto magnitud 7.1, el 17 de julio de 1998, se produjo una altura de ola máxima de 15 m, que inundó Sissano (Kawata, *et al.* 1999). Posteriores estudios morfológicos del fondo oceánico demostraron que el tsunami fue generado por 3 grandes deslizamientos submarinos (Tappin, 2001 y 2008).

En Chile los tsunamis generados por deslizamientos subaéreos también se han observado. En el sur de Chile ( $45.3^{\circ}$  S,  $73.0^{\circ}$  W), el 21 de abril de 2007, el terremoto del fiordo de Aysén (magnitud 6.2) provocó decenas de deslizamientos de roca a lo largo de la costa del fiordo y sus alrededores (Sepúlveda & Serey, 2009). Algunos de estos deslizamientos indujeron grandes olas de tsunami en el fiordo que causaron 10 víctimas fatales y daños en la infraestructura de las empresas dedicadas al cultivo de salmón, una de las actividades económicas más importantes de la zona.

#### **1.4 Estudios de los tsunamis generados por deslizamientos submarinos**

No sólo en la zona de los fiordos ocurren esta clase de eventos. También ocurren bajo el mar cuando existen pendientes inclinadas, incluso menores de  $5^{\circ}$ , por encima de cañones submarinos o simplemente en el talud continental. Estos son lugares donde pueden ocurrir comúnmente tsunamis generados por deslizamientos submarinos (Canals, 2004).

Unas de las formas de determinar la ocurrencia de un deslizamiento en el pasado, ya sean submarinos o superficiales, es a través de las huellas geomorfológicas dejadas por el fenómeno incluyendo su escarpe y depósitos en su base. Estas formas se pueden detectar a través de estudios batimétricos de alta resolución, que revelan sus características morfológicas. Con esta información, el tamaño del tsunami podría ser estimado mediante el cálculo del volumen desplazado (Volker, *et al.* 2009).

#### **1.5 El deslizamiento de Reloca**

En Chile, el conocimiento respecto a los deslizamientos submarinos es escaso siendo necesario explorar el tema con más profundidad. Volker (2012) reconoce que el 6% de la pendiente continental, comprendida entre  $33^{\circ}$ S y  $42^{\circ}$ S, es una fuente potencial de grandes deslizamiento submarinos. En el talud continental este valor aumenta significativamente, destacando hasta un 31% de pendiente con riesgo por deslizamiento.

Evidencia de un gran deslizamiento submarino ubicado en el talud continental en los 35°35'S latitud han sido entregado por Volker en el 2009. Se trata de un gran escarpe de 8 km de largo por 400 m de ancho y de un depósito basal de 24 km<sup>3</sup> de volumen total que se encuentra al pie del talud continental a 5100 m de profundidad, cerca de la fosa Chile - Perú al Noroeste de la bahía de Concepción. El 66% del depósito basal está representado por tres bloques grandes y compactos, que se deslizaron 2 km verticalmente, convirtiéndose en un flujo de escombros que horizontalmente se desplazó 18 kilómetros hacia el fondo de la fosa (Volker, *et al.* 2009). La bahía de Concepción ubicada al Sureste de dicho deslizamiento, ha sido recurrentemente afectada por tsunamis de origen sísmico cuyas alturas son amplificadas por la morfología de la bahía (Farreras, 1978) generando desastrosas consecuencias para los poblados costeros. Sin embargo, hasta la fecha no se ha considerado los efectos que podría generar un tsunami producido por un deslizamiento submarino, similar al de Reloca. Esto implica que un tsunami generado por un gran deslizamiento submarino podría ser un futuro evento que afecte la bahía de Concepción y sus alrededores.

## **1.6 Estudio**

De lo anterior se genera la pregunta ¿Qué tan peligroso puede ser un tsunami generado por un deslizamiento submarino comparado con un tsunami generado por un terremoto?

En este trabajo se realizara una comparación entre la inundación generada en la bahía de Concepción por un tsunami modelado, utilizando como fuente el deslizamiento submarino de Reloca y la inundación observada como producto u ocurrencia del tsunami del 2010. De esta forma se contribuiría a evaluar de mejor manera a la amenaza a que reviste los tsunamis generados por deslizamientos submarinos en la bahía de Concepción en particular.

## **HIPÓTESIS**

Los deslizamientos submarinos en el talud continental chileno, similar a Reloca, pueden generar tsunamis comparables con tsunamis producidos por grandes terremotos tectónicos.

## **OBJETIVO GENERAL**

Comparar la inundación generada por un tsunami modelado, utilizando como fuente el deslizamiento submarino de Reloca, con la inundación producida por el tsunami del 2010 en la Bahía de Concepción.

## **OBJETIVOS ESPECÍFICOS**

- Analizar el mecanismo de la fuente del deslizamiento de Reloca.
- Validar el modelo GEOWAVE para la bahía de Concepción.
- Simular numéricamente el deslizamiento de Reloca, la propagación e inundación en la bahía de Concepción.
- Determinar el área inundada generada por el deslizamiento de Reloca en la cabecera de la bahía de Concepción.
- Comparar el área de inundación obtenida desde los dos objetivos anteriores.

## **MATERIALES Y MÉTODOS**

### **Recopilación de antecedentes y data**

#### **Área de Estudio**

El antearco submarino o costa fuera de Chile, se caracteriza por la subducción de la placa oceánica de Nazca bajo la placa continental de Sudamérica. La velocidad de convergencia relativa entre estas placas es de 8.5 cm/año, como promedio en los últimos millones de años (DeMets, 1990 y 1994). El proceso de subducción formó el orógeno andino gigante, el que está acompañado por vulcanismo activo y por terremotos destructivos. Asimismo, la plataforma, talud y la fosa Perú-Chile son rasgos prominentes de toda la zona de subducción del Pacífico suroriental.

#### **Plataforma Continental**

La plataforma continental marina tiene profundidades hasta aproximadamente los 200 m. Gran parte de la actual plataforma continental estuvo emergida durante el Pleistoceno, siendo posteriormente inundada al término de la glaciación, aproximadamente hace 11.000 años. Por esta razón sobre la plataforma se encuentra, en parte, acumulaciones de sedimentos costeros como playas, campos de dunas eólicas y depósitos fluviales o deltaicos (Mordojovich, 1981).

Estos ambientes "hundidos" o "sumergidos", en la actualidad, están siendo continuamente modificados por corrientes paralelas a la costa y por la acción de olas asociadas a grandes tormentas, las que redistribuyen los materiales depositados (Heubeck, 2010).

#### **Talud Continental**

El talud continental se caracteriza por un declive que desciende desde el filo inferior de la plataforma continental hacia profundidades mayores. Se caracteriza por su fuerte pendiente entre 3° a 6° (Morales, 2014). Es una superficie gigante que debido

a su profundidad, no es afectada por la acción de las olas o de corrientes superficiales, como lo es en la plataforma continental.

En el caso del talud continental chileno, de acuerdo a Díaz (2010), se caracteriza por tener una profundidad de 200 m hasta aproximadamente 4.000 m. Presenta un ancho variable alcanzando los dos anchos mínimos en los 38°S y en los 47°S.

Los sedimentos que están depositados en el talud son una mezcla de sedimentos finos y gruesos que se desplazan hacia la fosa en forma episódica como masas plásticas o viscosas, por ejemplo, los derrumbes submarinos (Heubeck, 2010).

### **Caracterización de la fosa (margen continental chileno)**

El área de estudio se encuentra en la provincia centro-sur de Chile (33°- 47°S) la que tiene una plataforma continental bien desarrollada. Esta provincia posee una serie de cuencas sedimentarias y cañones submarinos que bajan hasta la fosa y que cortan el prisma de acreción que se presenta en toda la provincia centro sur (Morales, 2014).

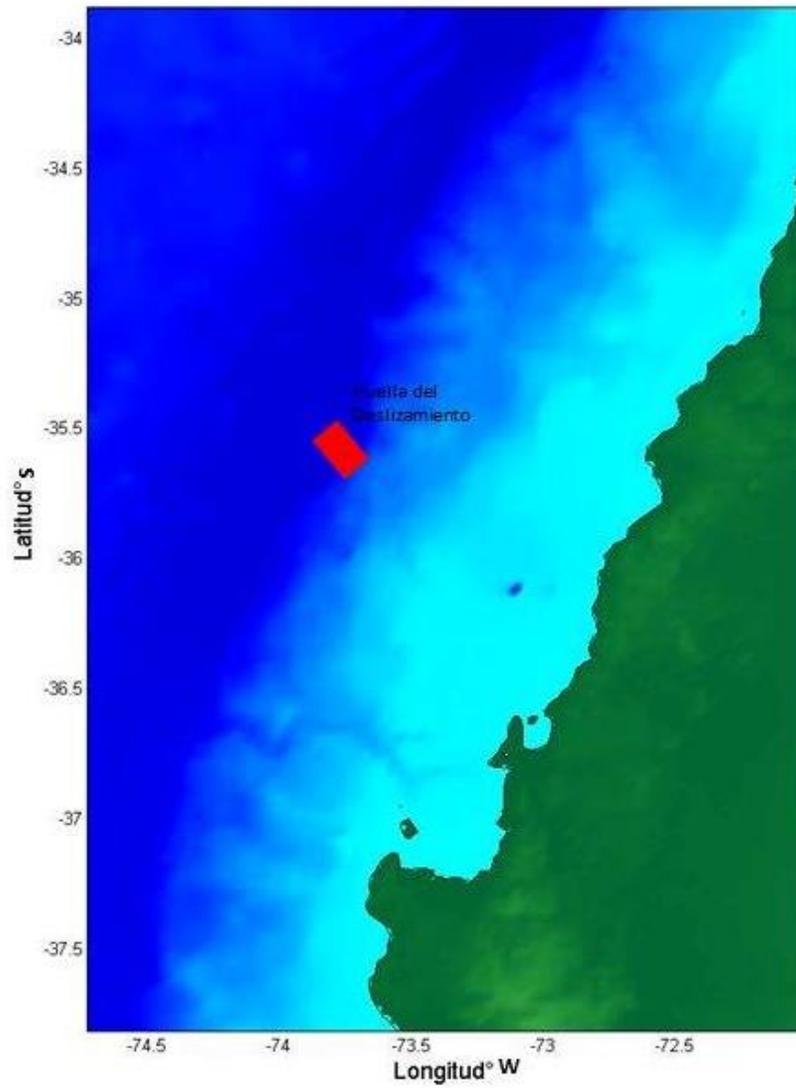
La fosa oceánica se caracteriza por encontrarse a profundidades entre 4.000 y 8.000 m, ubicada aproximadamente a 150 km al oeste de la costa. Presenta rellenos sedimentarios progresivamente mayores hacia el sur, alcanzando espesores que superan los 2.000 m. Esto provoca que la fosa deje de presentar el típico perfil transversal en forma de V desde 40°S hacia el sur. Así mismo, a lo largo de la fosa se presenta un canal de distribución de sedimento desde 33°S hasta los 42°S (Morales, 2014). A través de este canal se transportarían sedimentos provenientes desde cañones submarinos hacia el norte. Una de las características entre 33°S a 42°S, es el deslizamiento de Reloca.

### **Caracterización del deslizamiento de Reloca**

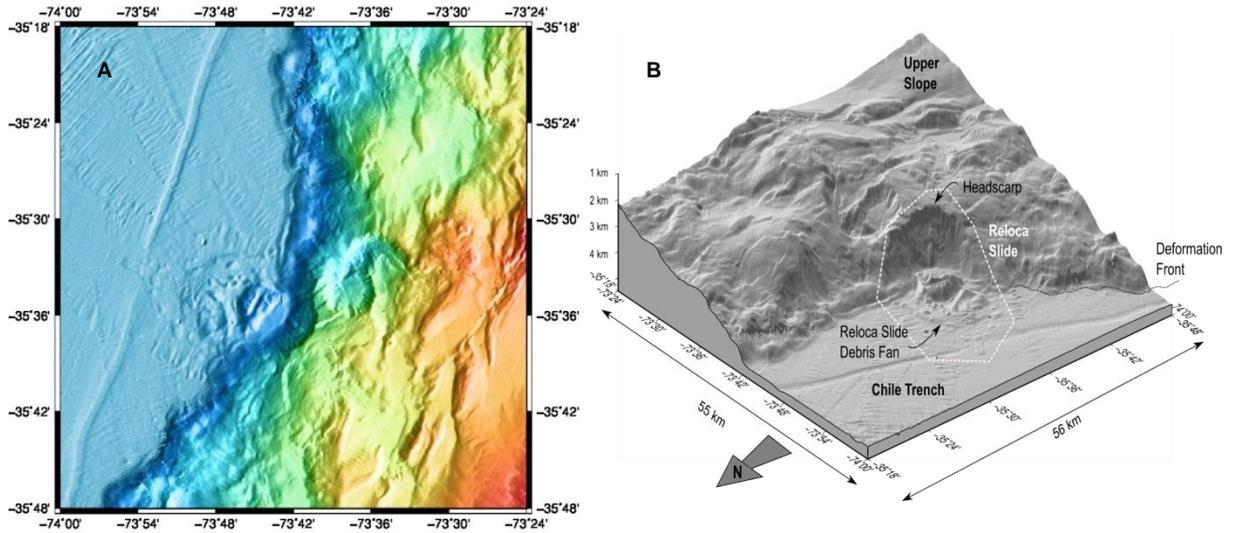
En el talud continental entre 35°S y 42°S, una de las características más sobresalientes es una gran grieta frontal ubicada en 73°46'W y 35°35'S (Figura 1), producida por un derrumbe submarino con su respectivo depósito de sedimento en el

fondo de la fosa oceánica, al pie del talud continental. Probablemente el deslizamiento que generó esta huella es del tipo “*slide*”. El volumen del depósito se ha estimado en  $24 \text{ km}^3$  y se encuentra a una profundidad de 5100 m (Volker, 2009). La grieta frontal, tiene un ancho de 2 km y un borde de 3 km, donde la inclinación de la pendiente aumenta desde  $5^\circ$  a  $40^\circ$  en una distancia corta, la que después se reduce a  $25^\circ$ . Este valor se mantiene hasta alcanzar el fondo del depósito del derrumbe.

Para analizar el mecanismo fuente del deslizamiento de Reloca se utilizaron los antecedentes aportados por Volker *et al.*, 2009. Se consolidaron todos los parámetros necesarios para crear un volumen de masa de  $24 \text{ km}^3$ , este se generó con la ubicación exacta en el talud continental (Figura 2). Su velocidad de desplazamiento se generó en base de los parámetros requeridos por el modelo. Todo esto se llevó a cabo en el modelo GEOWAVE para propagar el tren de onda del tsunami de Reloca hasta la bahía de Concepción, localizada 140 km al SE.

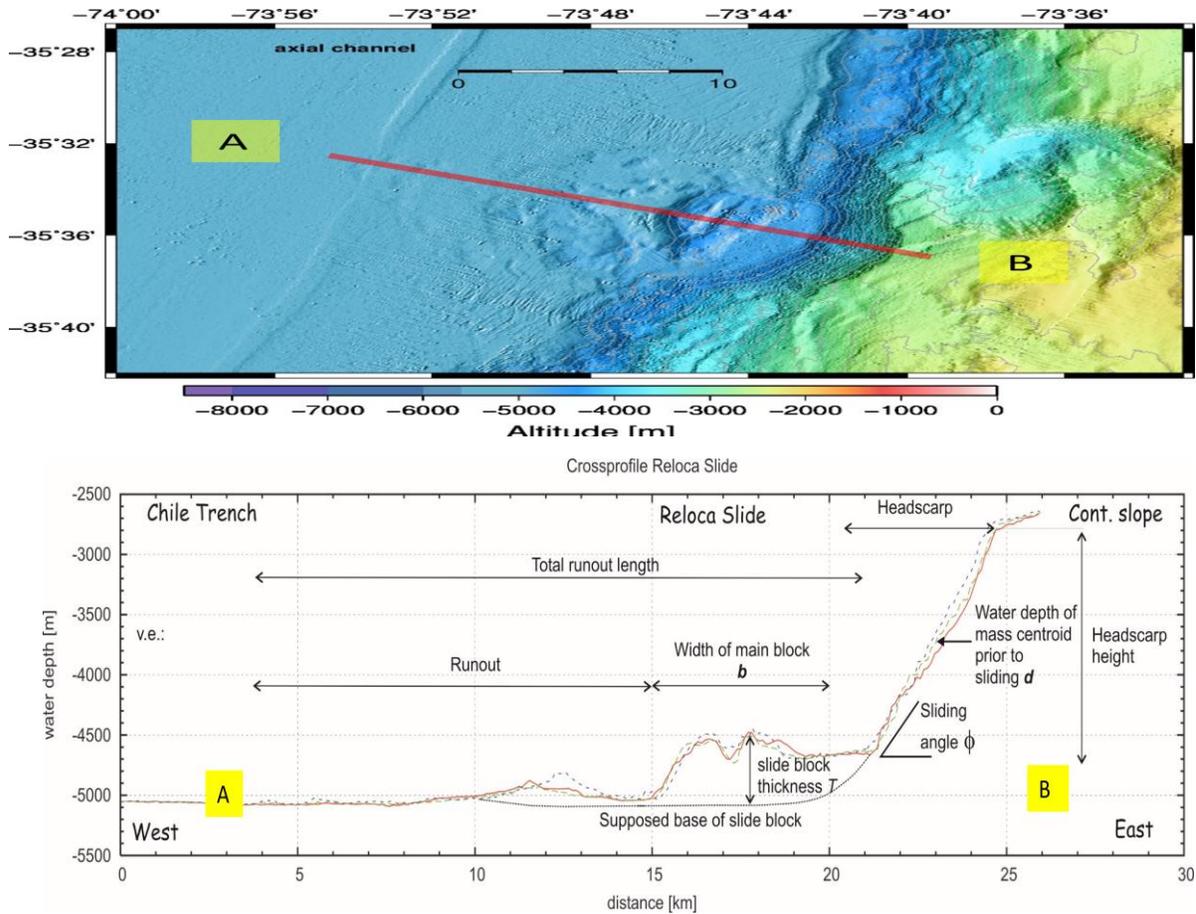


**Figura 1.** Ubicación geográfica del Deslizamiento de Reloca (cuadro rojo), a 140 km al NW de la bahía de Concepción.



**Figura 2.** La imagen A muestra las características del deslizamiento de Reloca y la imagen B en 3D se observa las profundidades del escarpe del deslizamiento, en el talud continental. Fuente: Volker *et al.* 2009.

La Figura 3 muestra el perfil realizado por Volker *et al.* 2009 el que representa el área del deslizamiento. En el eje de las ordenadas se encuentra la distancia en km y en la abscisa esta la profundidad en metros. Esta imagen destaca todas las dimensiones del deslizamiento de Reloca como por ejemplo: el deslizamiento vertical, el ángulo de la pendiente, el depósito al pie del talud y su desplazamiento horizontal.



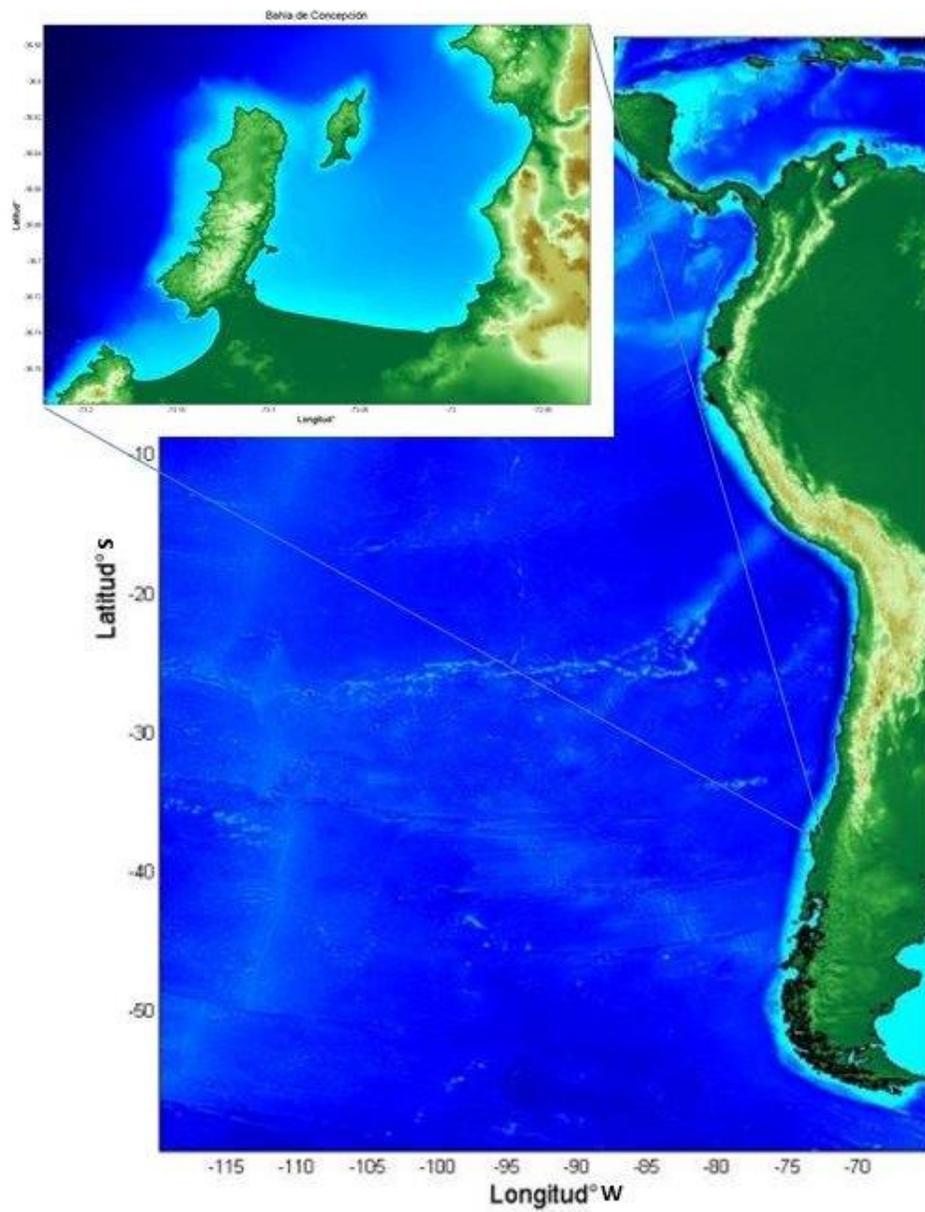
**Figura 3.** La figura de arriba destaca el perfil realizado por Volker *et al.* 2009, en un mapas de coordenada y la imagen de abajo se observa el perfil con respecto a la profundidad en metros, donde destaca el Deslizamiento submarino de Reloca y sus características.

### Bahía de Concepción

La bahía de Concepción se encuentra sobre la plataforma continental cerca de 36°S. Es una cuenca rectangular, con fondo plano y pendiente suave, aumentando en profundidad hacia la boca, donde es dividida en dos, por la isla Quiriquinas.

La Bahía de Concepción ha sido afectada también por numerosos terremotos y tsunamis, principalmente generados por subducción tectónica. Registros históricos muestran que grandes tsunamis han quedado registrados en la zona desde los años 1570, 1657, 1751 (Encina, 1956), 1835 (Gil, 1945) y 2010. Adicionalmente, tsunamis de campo medio han ingresado a la bahía generando también daños considerables, como es el caso del evento de Valparaíso en 1730 (Encina, 1956), que destruyó dos tercios de la ciudad de Concepción (Soloviev, *et al.* 1975), que hasta el año 1751 se emplazaba en lo que hoy en día es Penco.

Históricamente esta bahía ha mostrado grandes amplitudes de oscilación cada vez que una onda de tsunami llega a la costa. Las oscilaciones pueden permanecer por muchos días. En ocasiones las características de estas ondas pueden ser especialmente destructivas (Farreras, 1978). Es por lo anterior, que el área de estudio de esta tesis está comprendida en lo que es ahora la cabecera de la bahía Concepción (Figura 4).



**Figura 4.** Mapa de Chile con la ampliación del área de estudio, donde se destaca la cabecera de la bahía de Concepción.

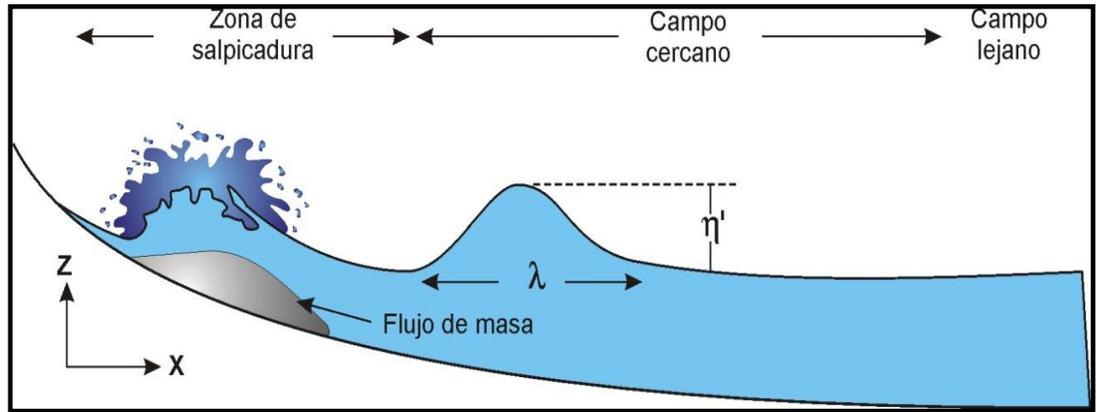
## Modelo GEOWAVE

Para realizar esta investigación, se han utilizado herramientas computacionales de simulación numérica, que modelan escenarios tsunamigénicos asociados a deslizamientos submarinos. Los detalles de los fundamentos y variables considerados por el modelo GEOWAVE se presentan en el Anexo B.

La elaboración de la inundación por un tsunami de deslizamiento de Reloca en la bahía de Concepción, está basada en un modelo numérico lineal, donde supone que la amplitud de la onda es mucho menor que la profundidad del agua. Por lo tanto, la elevación de la superficie y la onda horizontal de velocidad de la corriente es promediada en profundidad y son determinadas por las ecuaciones lineales no dispersivas de aguas poco profundas, para la conservación de la masa e impulso (Wu, 1981).

El modelo numérico para deslizamientos se basa en el sistema de modelación compuesto por dos modelos: TOPICS (Tsunami Open and Progressive Initial Conditions System) y FUNWAVE (Fully Nonlinear Boussinesq Wave Model). El primero de ellos genera las condiciones iniciales para la generación de un tsunami, basado en seis tipos de fuentes e incluyendo flujos de materiales por deslizamiento. El segundo, es un modelo de propagación de ondas largas basado en la aproximación de Boussinesq e incluye la física del rompimiento de las ondas de tsunami, así como su ingreso a tierra (run-up). El nombre GEOWAVE se asocia con el origen geológico de la onda de tsunami.

Para deslizamientos submarinos, las curvas de ajuste dentro de TOPICS son derivadas desde simulaciones numéricas que desarrollaron Grilli y Watts (1999) y Grilli *et al.* (2002). La elevación de la superficie obtenida por TOPICS es una variable de entrada para FUNWAVE al tiempo  $t_0$ , después del movimiento inicial del deslizamiento o el impacto sobre el agua. Este es el único tiempo en el cual TOPICS puede transferir la elevación superficial al modelo de propagación y es fijado por la dinámica del deslizamiento, la que es específica para cada evento (Figura 5).



**Figura 5.** Esquema ilustrativo de las zonas de “salpicadura”, producida por un deslizamiento submarino descrito en la imagen como flujo de masa (Fuente: Walder, 2003).

### Los datos topográficos y batimétricos

Para la elaboración de la grilla, que se incluirá en la modelación numérica, se obtuvieron datos batimétricos en formato digital del Centro Nacional de Datos Hidrográficos y Oceanográficos de Chile (CENDHOC). La batimetría se obtuvo de las cartas SHOA N° 6120 Golfo de Arauco, N° 6112 Bahía San Vicente, N° 6111 Puertos Lirquen y Penco, N° 6111 Puerto Talcahuano, N° 6110 Puerto Tome, N° 6110 Bahías Concepción y San Vicente, datos GEBCO de resolución de 30 segundos de arco y batimetría multihaz obtenida durante cruceros RRS James Cook, R/V Sonne y AGOR Vidal Gormaz. Para la topografía se utilizó datos GEBCO también de resolución 30 segundos, del borde costero y la línea de costa actualizada hasta la fecha.

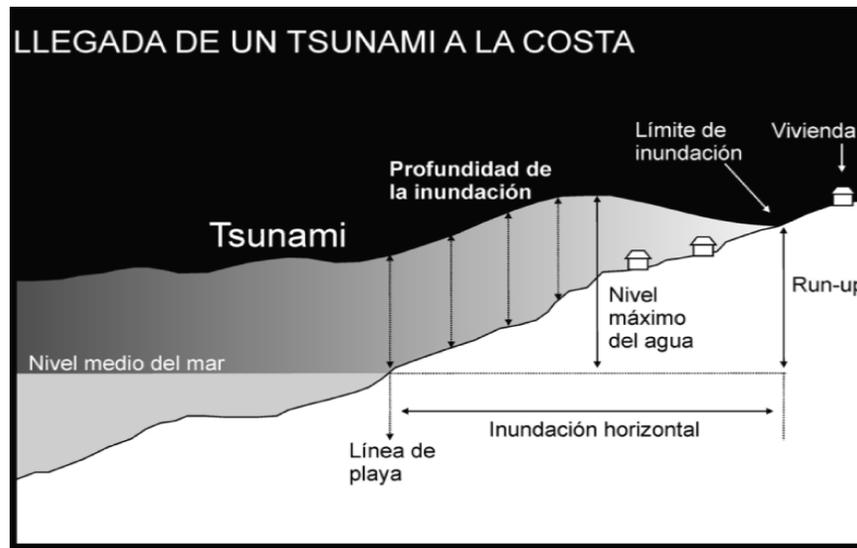
Para generar la grilla del área de estudio, se integraron los diferentes datos topobatemétricos, de forma tal de unificar la referencia vertical y horizontal de cada una de ellas. Las fuentes de datos globales tales como GEBCO están referidas al nivel medio del mar (NMM), mientras que las cartas náuticas lo hacen con respecto al nivel de reducción de sonda (NRS). Por su parte, los datos topográficos deberían estar referidos al NMM.

Como se utilizaron diferentes fuentes de información, fue necesario realizar un detallado control de calidad de los datos topobatimétricos al momento de unificarlos, considerando que existe una correspondencia en términos de resolución y continuidad de la información. Para ello se llevó la batimetría al NMM, sumando el NRS, obtenido de la “Tabla Marea de la Costa de Chile 2016” publicación 3009 del SHOA, a la batimetría referida a él, para todas las cartas Náuticas utilizadas. Desde el punto de vista para esta modelación, el nivel de referencia lo constituye el NMM por lo que los datos topobatimétricos para la grilla fueron referidos a él.

Para poder generar los escenarios de “run-up”, GEOWAVE requiere de una grilla topobatimétrica. Esta grilla se generó con el software SURFER con una resolución de 10 segundos de arco y en coordenadas UTM. Esta grilla fue utilizada para construir ambos modelos de propagación de onda: para el tsunami del 2010 y para el tsunami de Reloca.

### **Inundación Horizontal**

La máxima superficie inundada del evento quedara determinada por el lugar geométrico de la máxima intrusión horizontal asociada a él. En este sentido la relación entre la superficie inundada y un evento en particular será única y determinística (Figura 6).



**Figura 6.** Esquema de variables hidrodinámicas de un estudio de tsunami. Modificado de UNESCO-COI (2006). Se indica el concepto de “inundación horizontal”.

### **Validación del modelo con fuente sísmica, para el evento de 2010.**

En primera instancia se validaron los resultados del modelo GEOWAVE con las observaciones del tsunami del 27 febrero del 2010. Esto se realizó para evaluar si el modelo cumple con las condiciones necesarias de propagación de onda en la cabecera de la bahía de Concepción. La línea de inundación obtenida de la modelación numérica se comparó con la línea de inundación observada después del evento del 2010 y facilitada por el SERNAGEOMIN.

### **Fuente utilizada**

El desplazamiento vertical cosísmico (TOPIC), se basa en la solución de un problema de dislocación elástica (Okada, 1985). Se asume que el fondo marino se deforma instantáneamente y la línea de falla se rompe completamente en forma simultánea. Si se supone que el agua es incompresible, la superficie del mar se deforma al instante e imita el desplazamiento del fondo marino. Esto no sucede en la realidad, ya que el fondo marino no es perfectamente elástico y hay un pequeño periodo de transición. De todas maneras esta transición no supera los 2 segundos y la amplitud es

representativa de la realidad. Esto permite que el modelo sea mucho más simple y eficiente computacionalmente.

### **Antecedentes para la Condición Inicial**

Los parámetros del evento para generar la condición inicial del modelo TOPICS, para el terremoto del 27 febrero del 2010, se estimaron según los parámetros del U.S Geological Survey (USGS).

### **Parámetros y Condiciones Iniciales**

**Generación del tsunami(s):** Se refiere al momento en que se produce el tsunami desde que se inicia la dinámica que lo genera (sismo, remoción en masa). Este caso corresponde al tiempo 0 y se corrió el modelo hasta 18.000 segundos (5 horas), al igual que para la modelación del tsunami de Reloca.

**Latitud y longitud del epicentro de la falla(s):** Se refiere al lugar geográfico donde comienza la falla, en este caso, como Okada (1985), el epicentro se localiza en el centro de la falla. Su posición se encuentra en 6.052.163 E y 704.557 N.

**Orientación al norte:** Se refiere a la orientación al norte del deslizamiento de Reloca, que en este caso es 0°. Obtenido según los parámetros del USGS.

**Orientación desde el norte:** Se refiere a la orientación de la falla en la superficie. En este caso equivale a 18°. Obtenido según los parámetros del USGS.

**Angulo de inclinación de la Falla (dip):** Es el ángulo entre la superficie de la tierra y el plano de falla. En este caso es 18°. Obtenido según los parámetros del USGS.

**Angulo de inclinación del deslizamiento (rake):** Angulo asociado al desplazamiento relativo con que se separan las placas de la falla. Este ángulo es medido desde la línea de falla en dirección relativa al movimiento de la pendiente del bloque. Este es 90°. Obtenido según los parámetros del USGS.

**Magnitud del terremoto:** la magnitud del terremoto del 27 de febrero es 8.8. Obtenido según los parámetros del USGS.

**Máximo deslizamiento de falla (slip):** Define la dislocación relativa entre el pie y la pendiente del bloque en el plano de falla. Lo que se aproxima a los 10 m. Obtenido según los parámetros del USGS.

**Profundidad del hipocentro:** Es la profundidad donde comienza el terremoto, dentro de las placas, son aproximadamente 30 km. Obtenido según los parámetros del USGS.

**Largo de la falla:** El largo de la falla es 530 km. Obtenido según los parámetros del USGS.

**Ancho de la falla:** El ancho de la falla es 160 km. Obtenido según los parámetros del USGS.

**Profundidad típica del agua:** La profundidad cerca a la falla es de aproximadamente 4.500 m. Obtenido según la batimetría realizada para esta tesis.

Después de obtener la inundación resultante del modelo aplicado al tsunami del 2010, se comparó con la inundación observada que ha sido facilitada por el SERNAGEOMIN.

### **Modelación Deslizamiento de Reloca**

Luego de validado el modelo, este se utilizó para simular numéricamente la propagación de la onda de tsunami asociada al deslizamiento de Reloca y determinar la zona que potencialmente sería inundada por un tsunami en la costa de la bahía de Concepción. Esta propagación de onda de tsunami se desplazó desde el talud (a los 35°S) hasta la cabecera de la bahía de Concepción, durante un periodo de 5 horas.

### Antecedentes para la Condición Inicial:

Los parámetros del deslizamiento para generar la condición inicial del modelo TOPICS, en el sector de Reloca, fueron estimados y obtenidos de la tabla 1 de Volker *et al.* (2009).

**Tabla 1.** Dimensiones básicas del deslizamiento de Reloca.

a) Basic dimensions (see Fig. 3)			max	min	mean
$b$	m	length of slide body	10 000	5000	8000
$d$	m	water depth of mass centroid prior to failure	4000	3300	3600
$F$	degree	inclination of ramp	30	20	25
$T$	m	thickness of slide body	800	400	600
b) Calculated parameters					
$u_t$	m/s	terminal velocity Eq. (1c) $u_t \simeq 1.16\sqrt{bg\sin(\phi)}$	257	150	211
$\lambda_0$	m	wavelength of tsunami wave Eq. (3a) $\lambda_0 \simeq 3.87\sqrt{\frac{bd}{\sin(\phi)}}$	34614	26880	31947
$\eta_{2d}$	m	amplitude above mass center Eq. (3b) $\eta_{2d} \simeq 0.2139T \left(1 - 0.7458\sin(\phi) + 0.1704\sin^2(\phi)\right) * \left(\frac{b\sin(\phi)}{d}\right)^{1.25}$	151	28	85

(Fuente: Volker *et al.*, 2009).

### Parámetros y Condiciones Iniciales:

**Generación del tsunami (segundos):** Este parámetro se refiere al momento en que se produce el tsunami desde que se inicia la dinámica que lo genera (sismo, remoción en masa). En este caso es el tiempo 0 hasta los 18000s (5 horas).

**Latitud y longitud de la falla:** Se refiere al lugar geográfico donde comienza el deslizamiento, en este caso es 619.682,14 E y 6.058.087,43 N. obtenido por Volker *et al.*, 2009.

**Orientación al norte:** Se refiere a la orientación al norte del deslizamiento que en este caso es  $0^\circ$ . Obtenido de la figura 1, donde se encuentra el mapa del deslizamiento de Reloca.

**Orientación desde el norte:** Se refiere a la orientación de la falla en superficie que se va a deslizar. En este caso equivale a  $50^\circ$ . Obtenido de la figura 1, donde se encuentra el mapa del deslizamiento de Reloca.

**Profundidad inicial media (metro):** Se refiere a la profundidad en la zona donde la remoción en masa se encontraba antes del deslizamiento. Esta profundidad es 3.300 m (Tabla 1).

**Angulo de inclinación medio:** Se refiere al ángulo de la pendiente en la zona donde ocurriría el deslizamiento, que para el caso de Reloca es  $25^\circ$  (Tabla 1).

**Largo inicial:** Largo inicial del deslizamiento, 10.000 m para Reloca (Tabla 1).

**Ancho máximo alto:** Se refiere al espesor del cuerpo deslizante, correspondiente a 400 m para Reloca (Tabla 1).

**Ancho máximo inicial:** Ancho del cuerpo deslizante, este es alrededor de 7.500 m. Calculado con el volumen total del deslizamiento de Reloca ( $24 \text{ km}^3$ ).

**Ancho del tsunami:** Se refiere al ancho de la onda de tsunami, en el cual corresponde a 7.500 m para Reloca, obtenido del cálculo anterior.

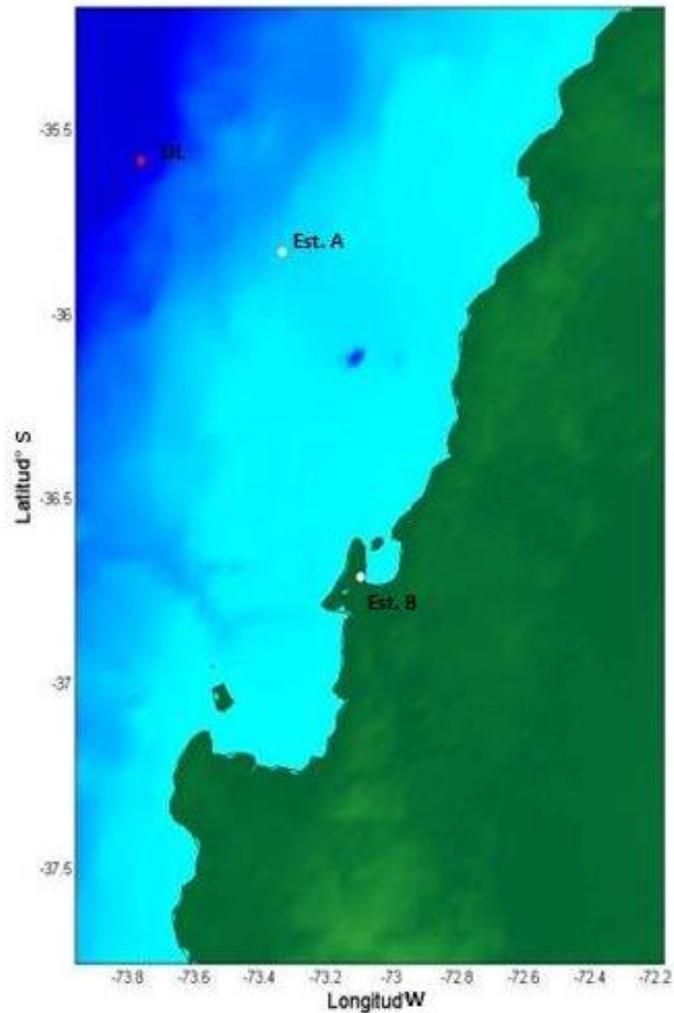
**Densidad:** Densidad del material del deslizamiento. Para Reloca se utilizó  $1.850 \text{ g/cm}^3$  (Tabla 1).

### **Análisis de la serie de tiempo**

Con el modelo GEOWAVE, aparte de propagar la onda de tsunami hasta la costa, se determinaron dos mareogramas sintéticos de las fluctuaciones del nivel del mar. Uno en la cabecera de la bahía de Concepción, en el mismo lugar donde está ubicado el

mareógrafo del SHOA; y el segundo mareograma, ubicado fuera de la bahía en la zona profunda, muy cerca de la fuente (Figura 7).

Para la modelación del tsunami de Reloca y el evento del 2010, se obtuvieron las series de tiempo de dos estaciones sintéticas (Figura 7). Al NW de la bahía de Concepción y cerca de la huella del deslizamiento de Reloca se encuentra la Estación A (ver Figura 7). Esta estación representa los registros de tsunami en la zona profunda (aproximadamente 500 m). En aguas someras, donde está instalado el mareógrafo de Talcahuano se ubicó la Estación B (ver Figura 7). Los registros del nivel del mar de estos mareogramas sintéticos constituyen las modelaciones de un total de 5 horas.



**Figura 7.** Ubicación de los mareogramas sintéticos (posición en el cual se obtienen series de tiempo de las fluctuaciones del nivel del mar) que proviene de los resultados del modelo.

Los mareogramas proporcionan información importante sobre la variabilidad y evolución del tsunami, como por ejemplo su periodo, frecuencia, y longitud de onda. Estos aspectos podrían determinar la magnitud del daño que produce un tsunami cuando arriba a la costa.

En este trabajo como parte del análisis de series de tiempo, se aplicó el método de Wavelet, para entender la variabilidad de los tsunamis en el espacio tiempo-frecuencia. Mediante este análisis se obtuvieron los periodos típicos del tsunami de Reloca, con el fin de realizar un análisis espectral de la señal y comparar con tsunamis tectónicos. El análisis proporciona información sobre las características de la variabilidad de la energía del nivel del mar en las distintas fases del tsunami y sus distintos periodos.

### **Calculo de área de inundación**

Para determinar el área inundada generada por el deslizamiento de Reloca en la cabecera de la bahía de Concepción, se trabajó con el sistema de información geográfica ArcGIS. El área se calculó creando un polígono con la inundación y la línea de costa de la cabecera de la bahía. Esto se realizó para el tsunami del 2010 como también para el tsunami de Reloca.

### **Comparación del área inundada**

Para cuantificar la potencial amenaza de un tsunami asociado a un deslizamiento submarino, se realizó una comparación entre el área de inundación asociada al tsunami generado por el deslizamiento de Reloca, con las observaciones del área de inundación generada por el tsunami del 2010, en la bahía de Concepción. La comparación del área inundada se realizó obteniendo las diferencias entre ambas áreas y comparando el desplazamiento horizontal que cubre el tsunami en ambos casos.

## RESULTADOS

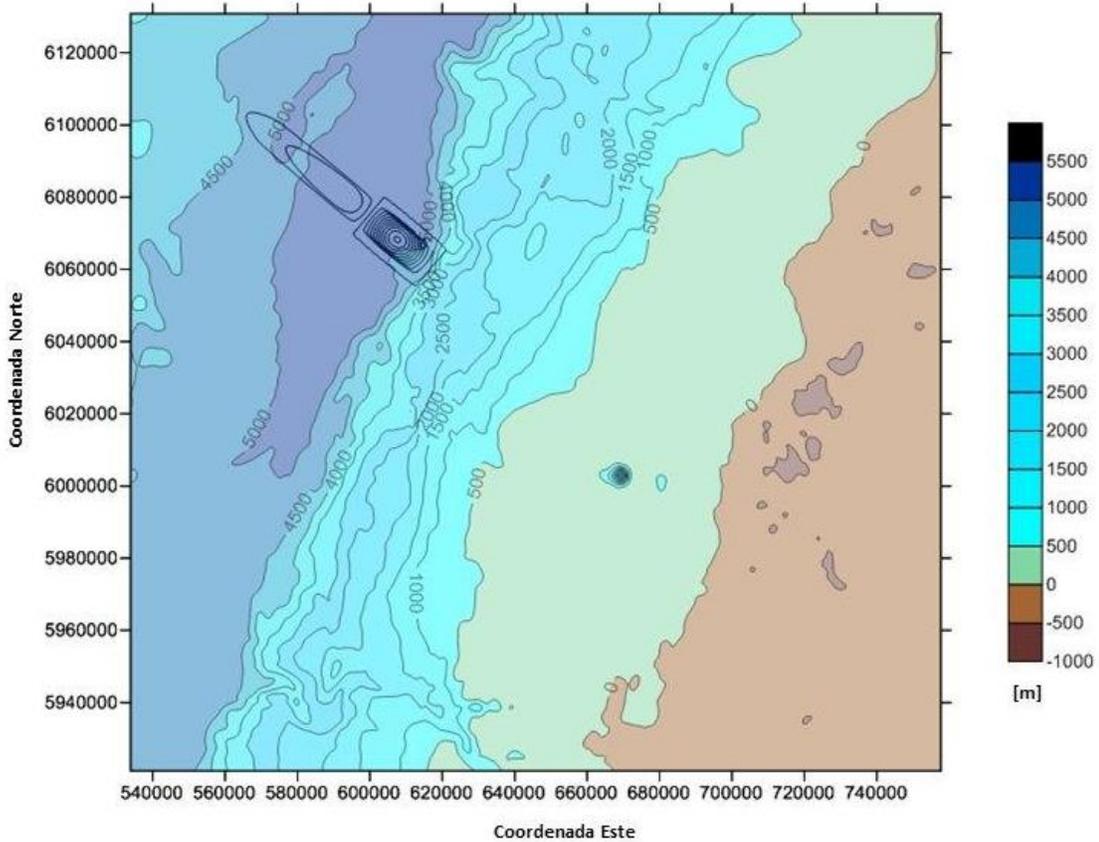
### **Caracterización del deslizamiento de Reloca, fuente del tsunami.**

#### **Recopilación bibliográfica.**

Volker *et al.*, (2009) entrega evidencia de un desplazamiento submarino de sedimento en la fosa frente a Reloca en el cual se desplazó verticalmente 2 km y se convirtió en un flujo de escombros que se deslizó horizontalmente 18 km a través del suelo de la fosa. Con estos antecedentes se puede modelar un deslizamiento submarino y posterior tsunami localizado.

#### **Caracterización de la batimetría**

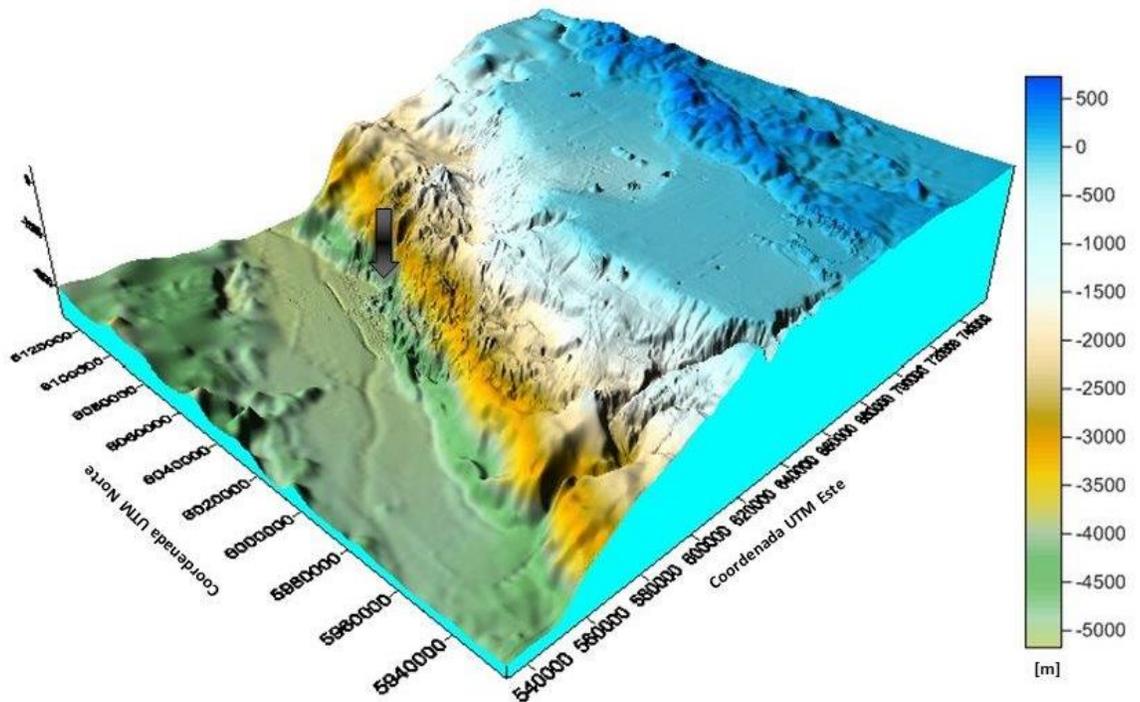
La Figura 8 muestra el mapa topográfico del área de estudio, donde la batimetría se encuentra con valores positivos y la topografía con valores negativos (producto del modelo). Se observa, en su extremo superior izquierdo, las dimensiones del deslizamiento de Reloca y su desplazamiento horizontal de 18 km en dirección NW. También se observa una plataforma continental plana y en el centro de esta se encuentra la existencia de pequeños artificios batimétricos producto de datos erróneos del sondaje.



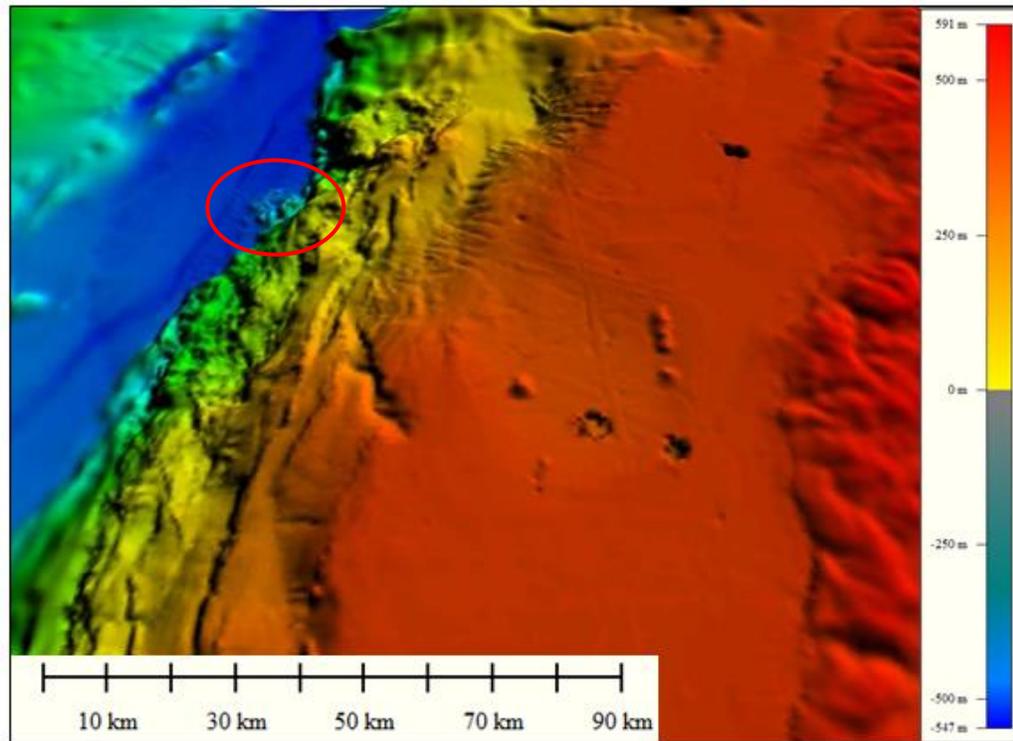
**Figura 8.** Topografía del área de estudio, la batimetría se encuentra en datos positivos y la topografía en datos negativos producto del modelo GEOWAVE (escala en metros), donde se indica la fuente del deslizamiento de Reloca. Mapa en coordenadas UTM.

En la Figura 9 se observa la batimetría anterior en 3D. En esta figura podemos observar una plataforma continental plana que es más ancha hacia el sur de la zona de estudio, un talud escarpado y el fondo de la fosa se destaca por ser relativamente plano. En el límite sur del área de estudio, el cañón submarino Bio-Bio, corta la plataforma continental y el talud abruptamente.

Esta figura, que mantiene una resolución batimétrica de 10 segundos, logra destacar la huella del deslizamiento de Reloca. En el talud se observa el escarpe y en el fondo de la fosa el depósito ya antes mencionado de 24 km<sup>3</sup>. En la Figura 10 se destaca aún mejor la huella del deslizamiento.

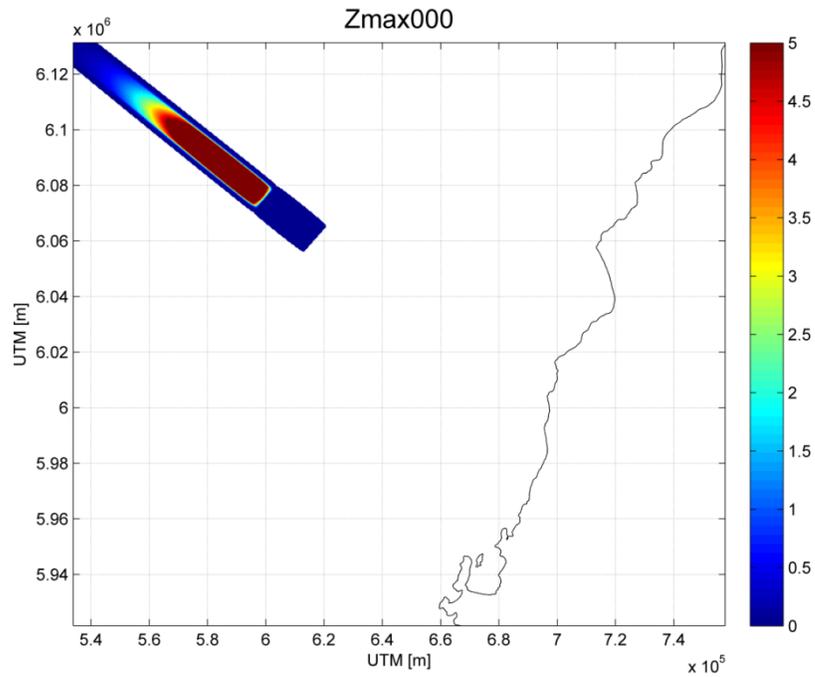


**Figura 9.** Batimetría en 3D del área de estudio (coordenadas UTM y profundidad en metros) donde se destaca, con una flecha negra, la huella del deslizamiento de Reloca. La figura tiene vista desde el SW.



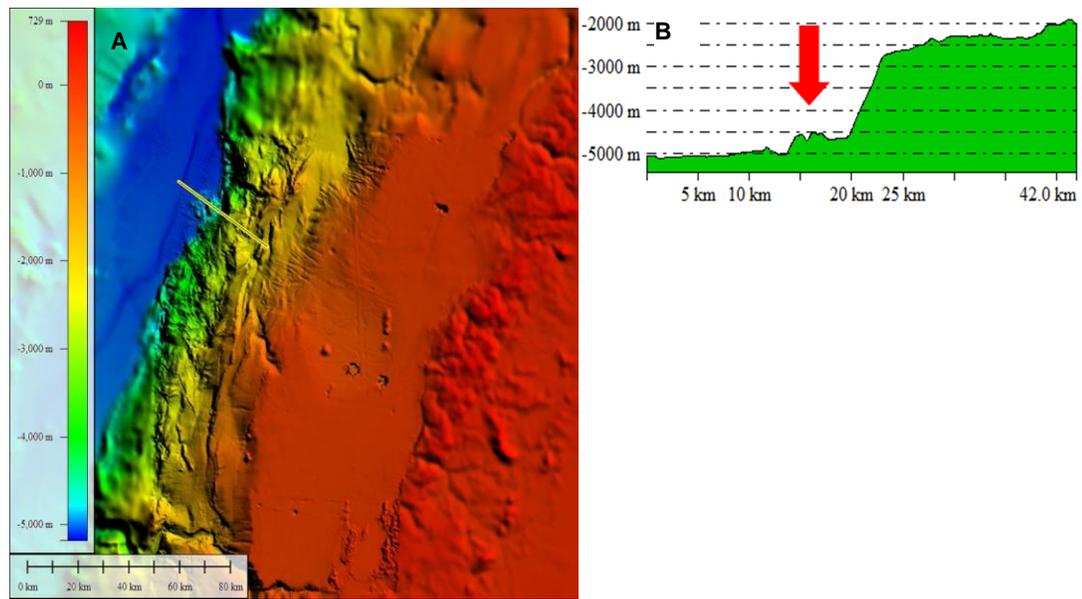
**Figura 10.** Batimetría en 3D del área de estudio (distancia en Kilometro y profundidades en metros), donde se destaca, con un círculo en rojo, la huella del deslizamiento. La figura tiene vista desde el Sur.

La fuente creada se representa gráficamente en la Figura 11. Se observa los máximos valores obtenidos en la elevación del agua en el tiempo cero de la modelación numérica. La línea de la costa se ve representada en el mapa y al NW de la bahía de Concepción, se destaca a través de la elevación máxima de agua, el resultado del deslizamiento submarino de Reloca.



**Figura 11.** Mapa que representa los máximos valores obtenidos en la elevación del agua en el tiempo cero de modelación. Se observa al NW de la bahía de Concepción, la máxima elevación del agua, como producto del deslizamiento generado por el software GEOWAVE (escala en metros).

La Figura 12a muestra el perfil batimétrico sobre el talud continental y la fosa sobre la huella del deslizamiento submarino de Reloca. En la Figura 12b se observa el perfil batimétrico donde el eje de la abscisa representa la profundidad y el eje de ordenadas la distancia en kilómetros. En esta figura, la fecha roja indica tanto el escarpe sobre el talud continental, como el abanico que se encuentra al pie del talud. Esta imagen es muy similar a la figura 3 realizada por Volker *et al.* (2009) en el estudio del deslizamiento de Reloca.



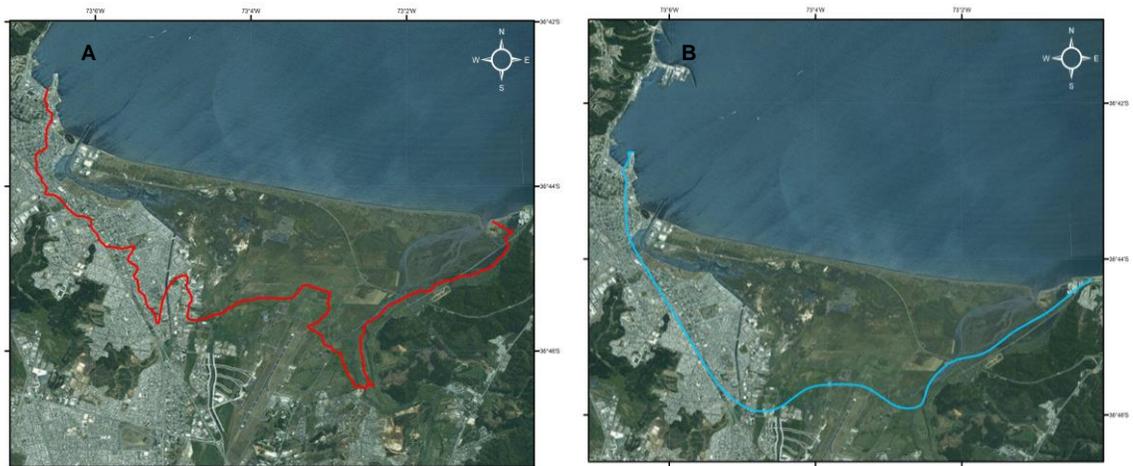
**Figura 12.** (A) Perfil batimétrico justo donde se encuentran las huellas del deslizamiento ubicado en el mapa de la zona de estudio. (B) Perfil batimétrico donde la fecha roja muestra el depósito del deslizamiento submarino de Reloca.

### **Validación del modelo GEOWAVE para la bahía de Concepción.**

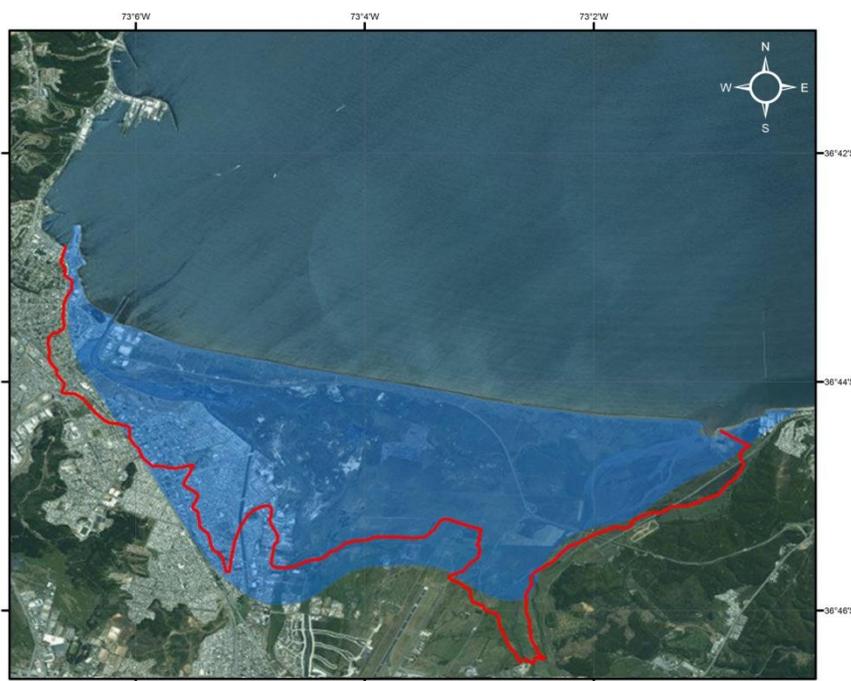
En la Figura 13a se presenta el área de inundación en la cabecera de la bahía de Concepción. Se representa con una línea roja la inundación real medida por el SERNAGEOMIN inmediatamente después del evento del 2010. En la figura 13b se observa el mismo mapa anterior, donde se ve representado, con una línea azul, el área inundada generada por el modelo GEOWAVE con los parámetros típicos del sismo de febrero del 2010.

En la Figura 14 se observa el área de inundación del tsunami del 27 febrero del 2010 tanto para las observaciones de terreno, como para lo modelado. En esta figura se logra apreciar las pequeñas diferencias que existen entre la inundación modelada por GEOWAVE y la inundación observada después del evento del 2010. Al comparar las áreas se encuentra que la inundación del tsunami modelado es de 22 km<sup>2</sup> (Figura 13A),

es muy similar al área de inundación observada (20 km<sup>2</sup>, Figura 13B). Indicando que el modelo produce en forma apropiada la inundación ocurrida 27 febrero del 2010 en la zona de la cabecera de la bahía de Concepción (Figura 14).



**Figura 13.** Área de inundación en la cabecera de la bahía. En la izquierda se representa la inundación horizontal observada en terreno durante el evento del 2010 (SERNAGEOMIN, línea roja). En la derecha se presenta la inundación horizontal del evento del 2010 modelado mediante GEOWAVE.



**Figura 14.** Área de inundación del tsunami de febrero del 2010 obtenida con el modelo GEOWAVE (en azul). La línea roja representa la inundación horizontal observada durante el evento del 2010 (Fuente: Creixell, *et al*, 2010 (SERNAGEOMIN)).

### **Simulación del tsunami generado por el deslizamiento de Reloca.**

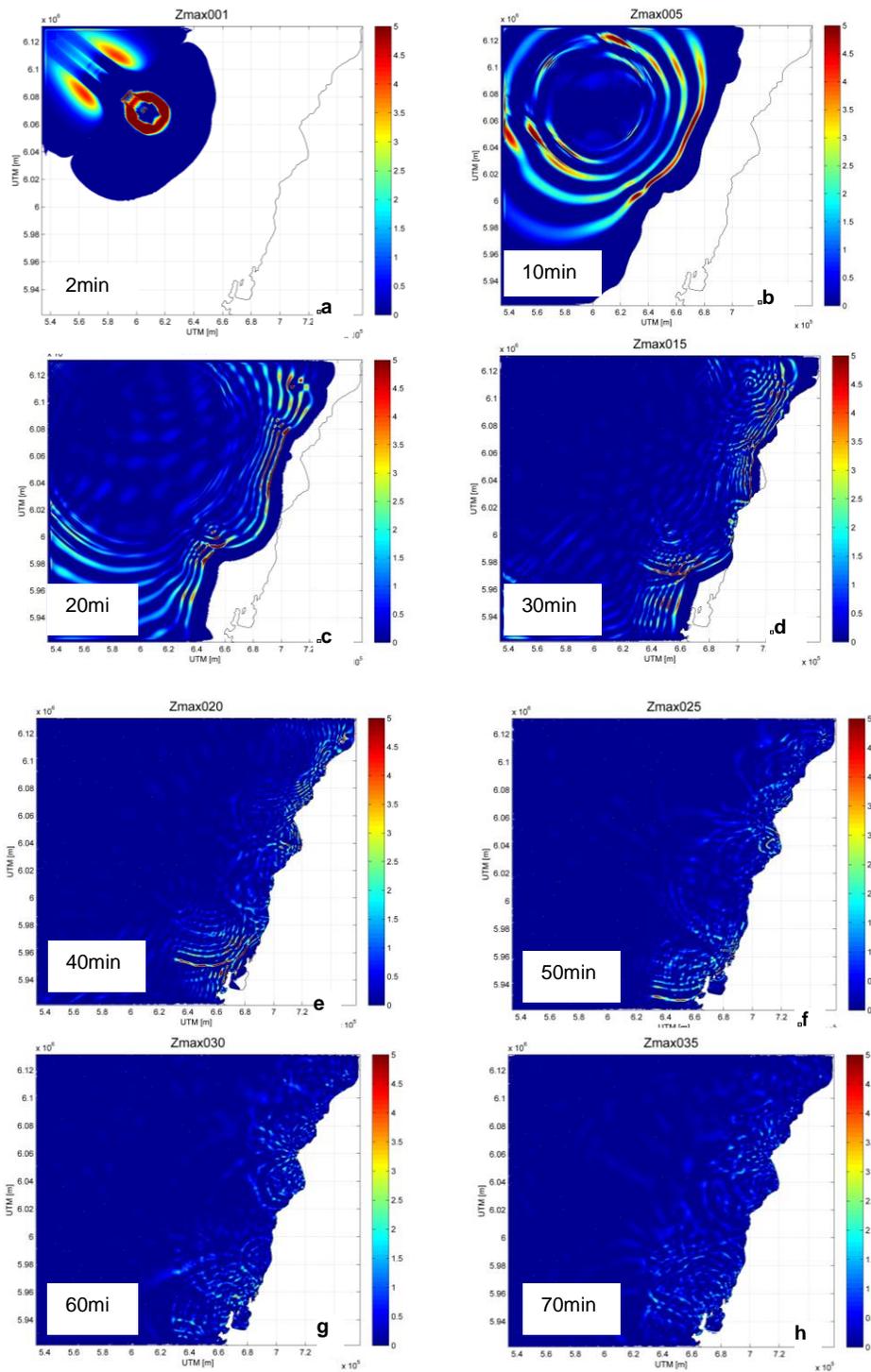
Unos de los resultados más importantes obtenidos fue la propagación de las máximas alturas a través del área de estudio. Un fenómeno observado anteriormente para tsunamis generados por terremotos pasados.

En la Figura 15 se observa la propagación de las ondas cada 10 minutos después de haberse gatillado el deslizamiento de Reloca. Este tren de olas se dirige hacia la costa, especialmente hacia la bahía de Concepción.

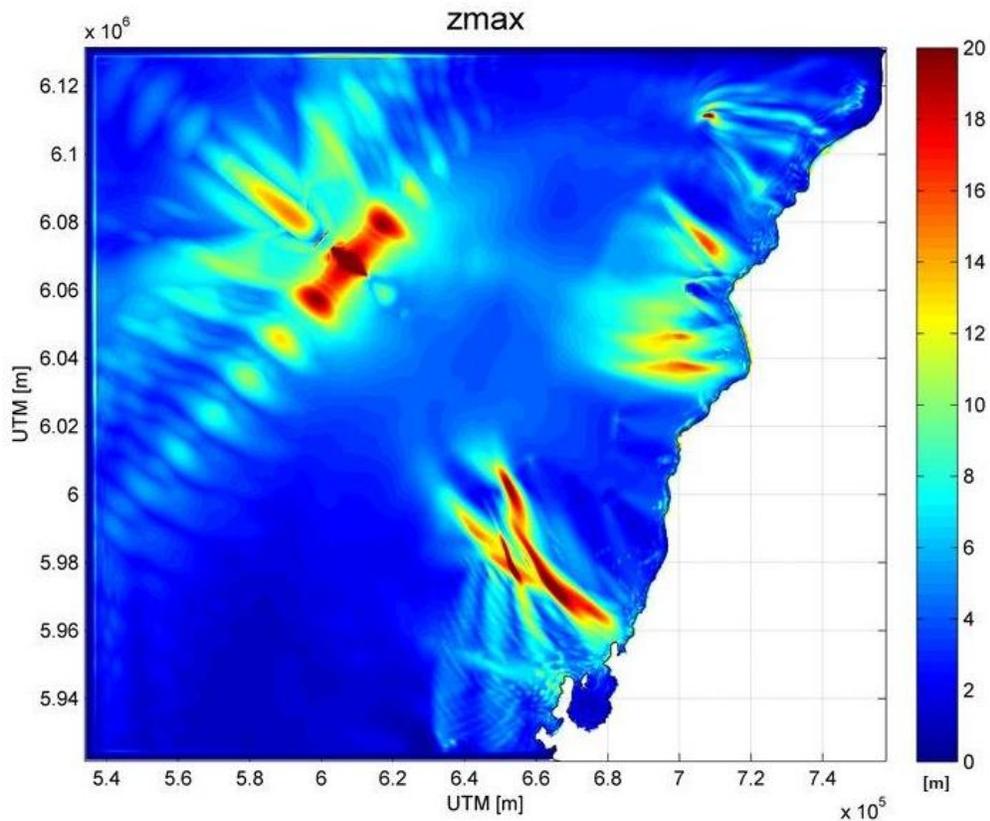
En la figura 15a se aprecia cómo se genera la onda después de 2 minutos de haberse gatillado el deslizamiento. A los 10 minutos de producirse el deslizamiento ya se observa la generación de una onda concéntrica que se propaga en diferentes direcciones. Después de 20 minutos, como se observa en la figura 15c, el tren de onda

llega a la costa, siendo afectado por los cambios de profundidad del fondo en las zonas costeras.

En la figura 15e se observa el arribo del tsunami a la costa de la bahía de Concepción. Después de 40 min de propagación de la onda. El tsunami comienza a registrarse en el mareograma ubicado dentro de la bahía de Concepción, alcanzando alturas de hasta 1 m. En la figura 15h se observa la inundación en la bahía de Concepción. El área se inunda rápidamente después de una hora de propagación de la onda de tsunami.



**Figura 15.** Secuencia de propagación del tsunami de Reloca producto del deslizamiento submarino, cada 10 minutos. Las escalas representan las diferentes alturas de ola durante la propagación del tsunami.



**Figura 16.** Representación de las amplitudes máximas producidas durante la propagación del tsunami de Reloca en el área de estudio.

En la Figura 16 se presentan las alturas máximas de ola que se propagaron por la zona de estudio. En primer lugar, el área donde se gatilla el deslizamiento de Reloca se destaca por tener las mayores alturas de olas, esto queda claramente demostrado con alturas máximas de hasta 20 m. Luego, la direccionalidad que toma las mayores alturas de tsunami, se ve reflejada hacia la bahía de Concepción y la localidad de Dichato.

## **Análisis de la series de tiempo de los mareogramas sintéticos**

En los mareogramas sintéticos se obtuvieron como resultados las diferencias en la hora de arribo, amplitud, frecuencia y periodo de las ondas de un tsunami generado por un deslizamiento submarino con respecto a las generadas por un evento sísmico.

Los arribos del tsunami en la Estación A, ubicada en la zona profunda, con un evento similar al de Reloca se produce inmediatamente después de haberse gatillado el deslizamiento (ver Figura 17a), lo mismo sucede para el evento del 2010 (ver Figura 17b).

Con respecto a la Estación B, en aguas someras, el tiempo de arribo de la onda es menor para un tsunami de origen sísmico en comparación con un tsunami por deslizamiento. Para el tsunami de Reloca el arribo de la onda en la bahía de Concepción es de aproximadamente 40 minutos después de producirse el deslizamiento. En cambio para el evento del 2010 el arribo es a los 20 minutos después de producirse el sismo (ver Figura 18).

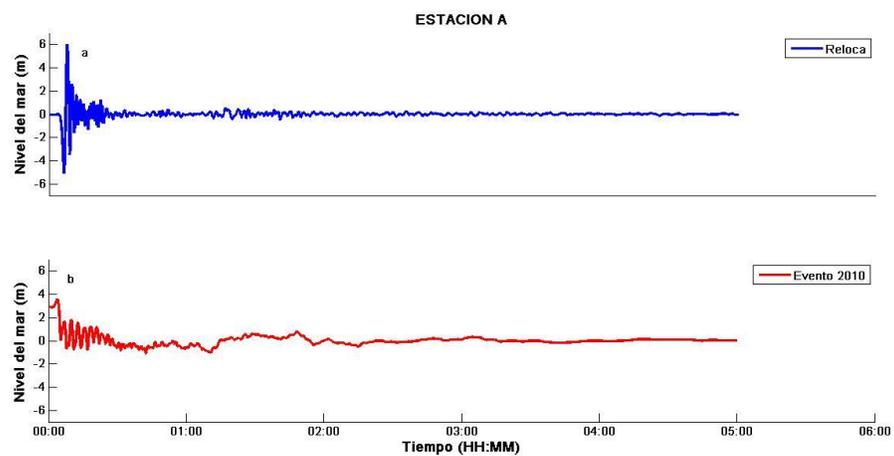
Con fines comparativos la Figura 19 representa el mareograma de la Estación B con ambas series en un mismo gráfico.

La amplitud de las primeras ondas de tsunami presentes en la estación A con respecto al mareograma de Reloca (ver figura 17a) es relativamente alta en sus primeras ondas. La máxima amplitud que alcanza es de aproximadamente 6 m, disminuyendo gradualmente en el tiempo. En cambio la máxima amplitud que alcanza en el mareograma del evento modelado de 2010 (ver figura 17b) es de aproximadamente 1.8 m, que va disminuyendo también en el tiempo.

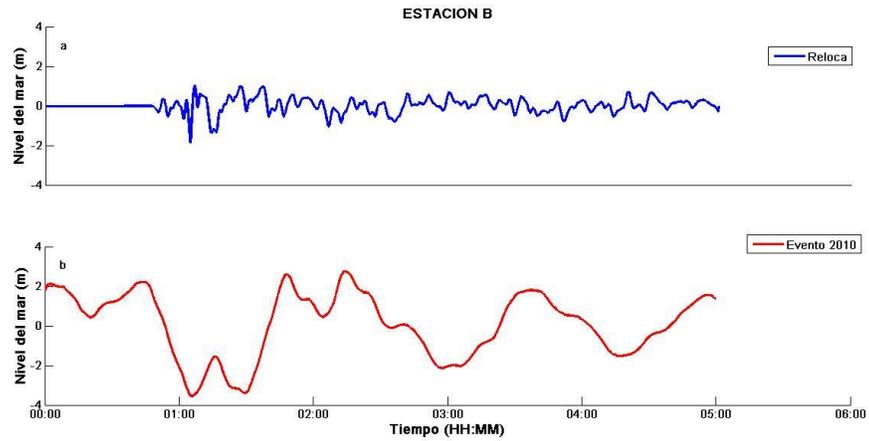
Para el tsunami de Reloca, los 6 m registrados en la estación A (ver Figura 17a) disminuye paulatinamente a 2 m al llegar a la costa en la estación B. En cambio en el tsunami de febrero de 2010, en la estación B, al llegar a la costa, la amplitud es de ~ 2 m (ver Figura 18b).

En el evento de 2010, en ambas estaciones podemos observar un levantamiento al inicio del registro de la serie de tiempo. Este levantamiento responde al hecho de que el modelo representa los cambios verticales de la costa producto de la dislocación co-sísmica (la dislocación modelada se observa en Anexo A).

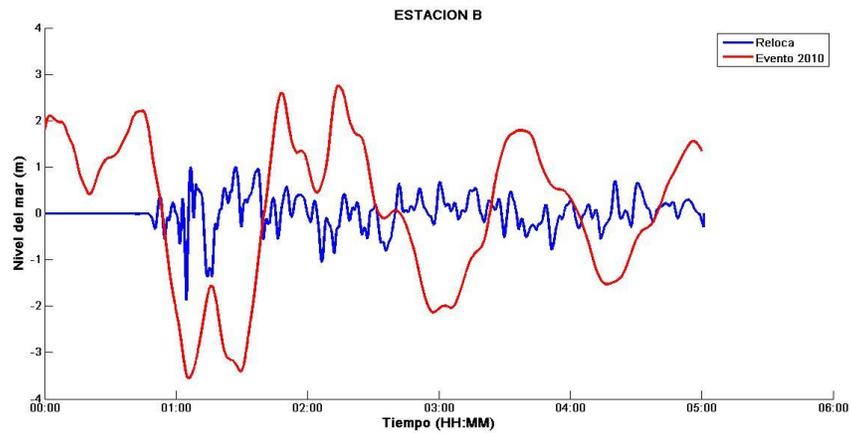
Con respecto a la frecuencia de onda registrada sintéticamente en ambas estaciones, se observa que el tsunami de Reloca tiene una mayor frecuencia que un tsunami co-sísmico.



**Figura 17.** La estación A, muestra dos mareogramas sintéticos ubicados en la zona profunda (localización en Figura 16), muy cercana a la fuente. El mareograma a (en azul) muestra la serie de tiempo de la amplitud del nivel del mar para el tsunami de Reloca. El mareograma b (en rojo) muestra la serie de tiempo de la amplitud del nivel del mar para el tsunami de febrero de 2010.



**Figura 18.** La estación B, muestra dos mareogramas sintético ubicados en zona costera (localización en Figura 16), cercanos al mareógrafo del SHOA. El mareograma a (en azul) muestra la serie de tiempo de la amplitud del nivel del mar para el tsunami de Reloca. El mareograma b (en rojo) muestra la serie de tiempo de la amplitud del nivel del mar para el tsunami de febrero de 2010.



**Figura 19.** En un mismo gráfico se observa el tsunami de Reloca (azul) con el tsunami modelado de febrero del 2010 (rojo), en la Estación B (zona Costera).

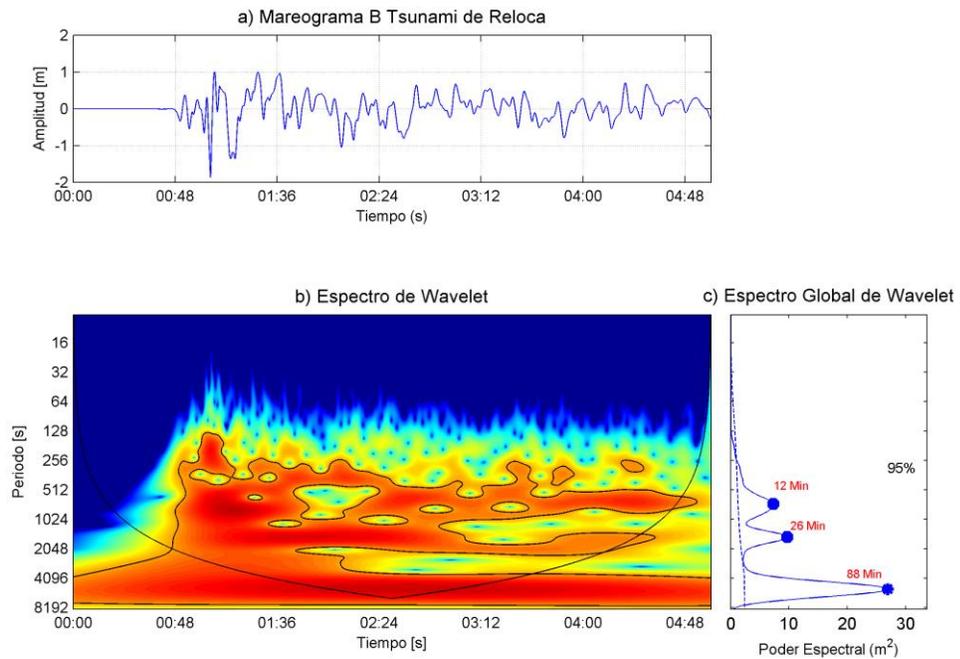
## Análisis de Periodos del tsunami de Reloca

El espectro de potencia de Wavelet del registro obtenido en la bahía de concepción con el mareograma sintético de la Estación B, se observa los 3 periodos más predominantes (12, 26 y 88 minutos). Los periodos de 12 y 26 minutos son aproximadamente los periodos previamente reconocido por Nuñez, *et al.* (2014) como el de 17 y 33 minutos respectivamente. Esto se comparó con periodos de tsunamis históricos que se registraron en la bahía de Concepción (Tabla 2). El periodo de 88 minutos se compara con el periodo que va de 79-94 minutos. La serie de tiempo de 5 horas posee una longitud ajustada para resolver bien este tipo periodo quedando en el límite del cono de influencia en el espectro de Wavelet.

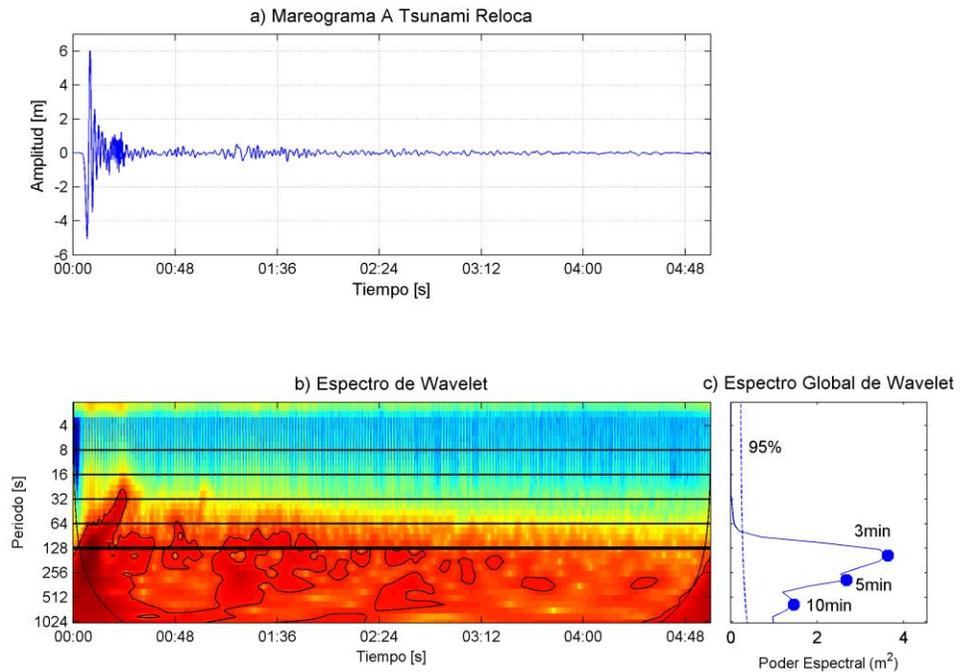
**Tabla 2.** Periodos en la bahía de Concepción con tsunamis históricos (Fuente: Nuñez *et al.*, 2014).

TSUNAMIS	PERIODOS
Japón 4 oct 1994	33-17
Chile 30 jul 1995	79-33-14-8
Indonesia 26 dic 2004	94-33
Kuriles 16 nov 2006	94-33-17
Japón 11 mar 2011	79-33-17
Iquique 1 abr 2014	84-30-17
Coquimbo 16 sep 2015	94-28-17

En el espectro de potencia de Wavelet del mareograma sintético ubicado en la estación A, se observa que el periodo más energético es de 3 minutos. Esto se debe probablemente a que el mareograma se encuentra muy cercano a la fuente gatillante del tsunami. En zonas profundas, no se encontraron antecedentes de estudios que reconozcan el periodo más energético de los tsunamis, independiente de su fuente.



**Figura 20.** Espectro de potencia de Wavelet del nivel del mar obtenido para la bahía de Concepción con el mareograma sintético de la estación B. En el espectro de Wavelet la abscisa corresponde al tiempo (5 horas modeladas) y el eje de ordenadas al periodo (minutos). Las líneas horizontales continuas indican los periodos predominantes en las bahías y la línea negra continua en los bordes de la figura corresponde al cono de influencia. En el espectro global de Wavelet la abscisa representa el poder espectral y la línea segmentada encierra la región del 95% de confianza. También se observa una tabla donde muestra los periodos para el tsunami de Reloca en la bahía de Concepción.



**Figura 21.** Espectro de potencia de Wavelet del nivel del mar obtenido para el mareograma sintético en la estación A. En el espectro de Wavelet la abscisa corresponde al tiempo (5 horas modeladas) y el eje de ordenadas al periodo (minutos). Las líneas horizontales continuas indican los periodos predominantes en la zona profunda y la línea negra continua de los bordes de la figura corresponde al cono de influencia. En el espectro global de wavelet la abscisa representa el poder espectral y la línea segmentada encierra la región del 95% de confianza. También se observa una tabla donde muestra los periodos para el tsunami de Reloca en la zona profunda.

## **Inundación generada por el tsunami de Reloca en la bahía de Concepción**

Con el objetivo de obtener el área de inundación y compararla con la observada durante el evento de 2010, se determina la inundación horizontal del tsunami en la cabecera de la bahía de Concepción.

En la Figura 23 se observa el área de inundación horizontal (color amarillo), modificada para del tsunami de Reloca. La cual abarcó un área de 14 km<sup>2</sup>.

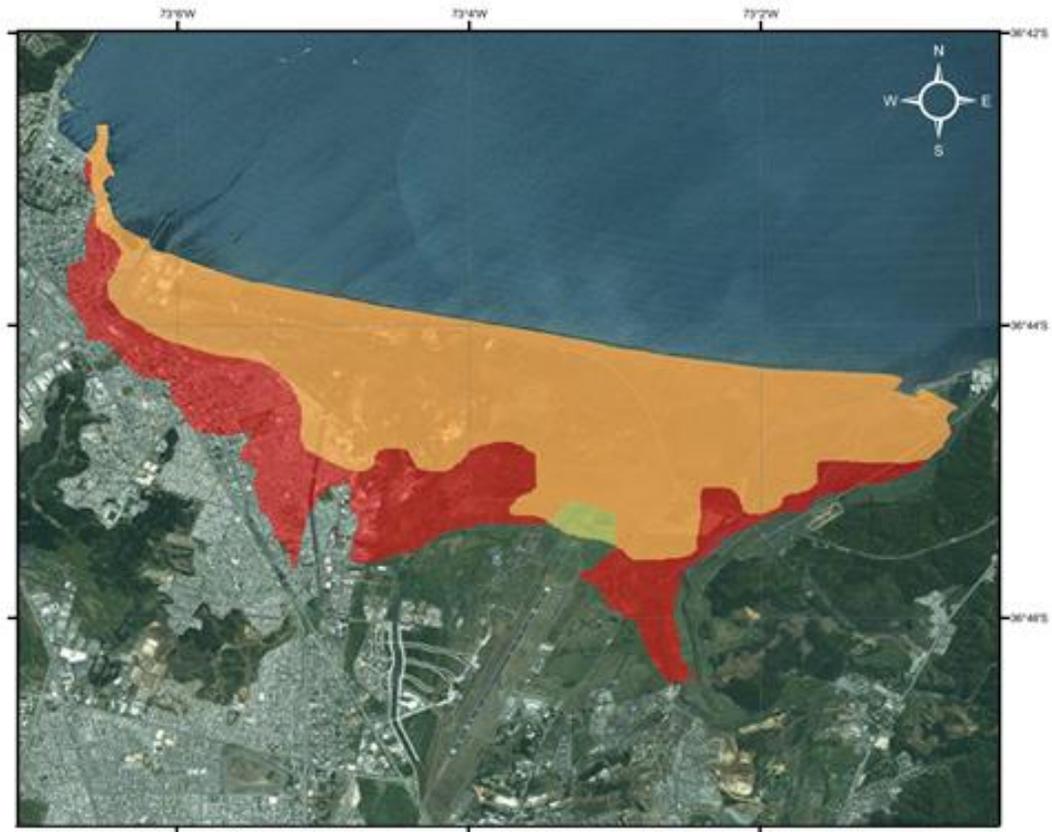


**Figura 23.** Área de inundación generada por la modelación del tsunami de Reloca (amarillo).

### **Comparación del tsunami de Reloca con el tsunami del 2010.**

En la Figura 24 se observa el mapa de la cabecera de la bahía de Concepción con el área de inundación del tsunami de Reloca y de febrero de 2010. El polígono de color naranja corresponde al área inundada por el tsunami de Reloca y el polígono de color rojo, corresponde al área inundada del tsunami del 2010. Se aprecia que no existe gran diferencia entre la inundación por el tsunami del 2010 con el tsunami del Reloca.

El área inundada del tsunami 2010 alcanzó una superficie de 20 km<sup>2</sup> y el tsunami de Reloca de 14 km<sup>2</sup>. Esto indica que un tsunami producido por un deslizamiento de material similar al de Reloca inundaría en la cabecera de la Bahía de Concepción dos tercios de lo que inundó el tsunami cosísmico en febrero de 2010, (Figura 24).



**Figura 24.** Comparación entre ambas áreas inundadas. De color naranja el área de inundación del tsunami de Reloca y de color rojo el área inundada por el tsunami del 27 F del 2010.

## DISCUSIÓN

Los efectos que podría tener un tsunami generado por un deslizamiento submarino como el de Reloca, son preocupantes. Un fenómeno que llega sin previo aviso sísmico puede desencadenar olas de varios metros de elevación y grandes destrucciones en la costa. Un evento como este se puede comparar con un tsunami generado por un terremoto de magnitud  $\sim 8.5$  o mayor. Este tipo de fenómeno fue subestimado en el pasado, debido a que la atención se dirigió a los tsunamis más comunes de origen tectónico.

Existen varios antecedentes sobre el riesgo de deslizamiento submarino en el talud continental de Chile. Gusiakov (2001) comenta que en el océano Pacífico el análisis crítico de las compilaciones históricas han mostrado que la tasa de tsunamis causados por deslizamientos submarinos es mayor de lo que se pensaba. Incluso los mecanismos de activación de los deslizamientos pueden ser variados. Por ejemplo, pueden ocurrir también en márgenes no acresionarios como precisamente el de Reloca. Volker *et al.*, (2009) también menciona, que es preocupante que un deslizamiento como el de Reloca sea reciente, de una fecha posterior al último máximo glacial, lo que indica que pronto podría volver a ocurrir. Además el talud continental inferior presenta una pendiente y morfología similar alrededor del deslizamiento de Reloca, lo que podría ser catastrófico para un futuro tsunami.

Pese a que en algunos lugares no se contaba con datos batimétricos suficientes para una óptima construcción de la grilla. La fuente del deslizamiento de Reloca se logró caracterizar con buena resolución, así también los rasgos batimétricos más importantes como la fosa, el talud, la plataforma continental e incluso el cañón del Bio-Bio en la parte sur del área de estudio, por lo cual, se supone que el comportamiento del tsunami de Reloca es adecuado y posibles artificios batimétricos encontrados en la plataforma continental no afectaron mayormente la propagación. Esto permite concluir que la batimetría y el software utilizado es capaz de representar adecuadamente la

propagación del tsunami, llegando hasta la bahía de Concepción, ya sea este de origen tectónico o generado por un deslizamiento submarino en el talud continental.

La simulación numérica ha progresado a un ritmo vertiginoso en las últimas décadas. Con el fin de sacar conclusiones cuantificables y concisas de las predicciones numéricas, la validación del modelo GEOWAVE es importante. Un método de validación del modelo es la comparación de un modelo numérico con otro. Algunos ejemplos de estos, se pueden ver en Watts *et al.*, (2003). Otro método de validación es la comparación de los resultados del modelo con los datos de observaciones reales. Es por esto que la aplicación del software GEOWAVE al evento del 27 de febrero del 2010 nos permitió evaluar si este modelo numérico es válido para tsunamis que se originan en el talud continental y se propagan por grandes áreas hasta llegar a la costa, llegando a la conclusión de que GEOWAVE es representativo para tsunamis que se propagan a grandes áreas y se adecúa bien en la Bahía de Concepción.

Con respecto al área de estudio, en la costa Chilena una de las bahías más vulnerables ante tsunamis, es la bahía de Concepción (Farreras, 1978). Debido a su forma rectangular y su boca relativamente estrecha proporciona un marco particular de características morfológicas que generalmente amplifican los tsunamis tanto de origen sísmico como los generados por deslizamientos submarinos, esto se explica con los periodos obtenidos en la bahía, con el tsunami de Reloca, lo que coincide con la oscilación natural de esta. En esta investigación no se caracterizaron otras bahías, como por ejemplo la bahía de Dichato, por falta de datos topobatimétricos, sin embargo no se descarta considerar una futura investigación sobre el impacto de los tsunamis generados por deslizamientos submarinos en estas localidades.

Los resultados más relevantes obtenidos en este estudio, con el modelo numérico GEOWAVE, fue principalmente encontrar la inundación horizontal. Un deslizamiento de material similar al de Reloca inundaría en la cabecera de la Bahía de Concepción dos tercios de lo que inundó el tsunami co-sísmico en febrero de 2010. La inundación para el 2010 en el sector Oeste de la bahía de Concepción llegó hasta la avenida

Cristóbal Colón, donde se inundó totalmente las Salinas y avenida Almirante Neff. En el centro de la bahía, el tsunami no alcanzó a inundar el Aeropuerto Carriel Sur y al lado Este de la bahía inundo hasta la avenida Costanera, esto se puede observar en Anexo 1, figura 34 (Creixell, *et al.*, 2010). En cambio la inundación del tsunami de Reloca, en el lado Oeste alcanza un extremo de las salinas, un extremo de la avenida Almirante Neff y al lado Este de la bahía no alcanza a inundar la avenida Costanera (Figura 24). Para un próximo estudio, se deberá obtener además la profundidad de inundación, para así evaluar mejor la amenaza.

Respecto a las amplitudes de olas cercanas a la fuente (Estación A, Figura 17), un deslizamiento similar al de Reloca podría generar olas de más de 6 m de amplitud. Sin embargo, se genera una paulatina disminución en la amplitud, cuando la onda va en dirección a la costa, donde escasamente alcanzaría alturas de ~1 m (Estación B, Figura 18). Este tipo de fenómeno podría referirse a la pérdida de energía que sucede cuando la propagación del tsunami es disipada por la extensa área de propagación. Debido al gran impacto del tsunami de febrero del 2010, en la bahía de Concepción, la estación mareográfica de Talcahuano no registró en su totalidad dicho tsunami, por lo cual, no se pudo comparar este registro con la estación B del tsunami modelado de Reloca.

Las amplitudes obtenidas en este estudio con el tsunami de Reloca en ambas estaciones son comparables con las que obtuvo Volker en diciembre del 2015. Volker en un reciente trabajo presentado en el congreso “Fall Meeting the American Geophysical Union”, en San Francisco, en diciembre del 2015, titulado “The Reloca Slide offshore Central Chile- a revisión base don geotechnical sliding plane characterization and tsunami modeling”, no consideró propagar el tsunami hasta la costa de alguna bahía, si no, simplemente lo propaga hasta la plataforma continental. En este mismo trabajo Volker concluye que el deslizamiento de Reloca genera un tsunami local, el que fue simulado con el software TUNAMI. Comenta que la máxima altura inicial es de ~12 m, que luego en la plataforma continental disminuye a ~1.5 m y la onda tiene un arribo a la costa aproximadamente 30 min después de haberse gatillado

el deslizamiento. Volker (2015) también comenta que es comparable con el tsunami del 2010 a una escala local.

Con respecto a la comparación de los periodos de las ondas de tsunamis obtenidos en la bahía de Concepción con el tsunami de Reloca. La bahía amplifica la onda de tsunami cuando estos periodos coinciden con la oscilación natural. Nuñez *et al.* (2014), señala que los periodos más predominantes de los tsunamis que han afectado históricamente a la bahía de Concepción son 17, 33 y 79-94 minutos, lo que coincide, en este estudio, con resultados de 12, 26 y 88 minutos de periodos predominantes (Figura 20). Los periodos que se registran en la bahía de concepción, con el tsunami de Reloca, coinciden con los periodos naturales calculados por Farrera (1979) y Aranguiz, *et al.* (2014). Con esto podemos decir que independiente de la fuente del tsunami, ya sea por deslizamiento, como por terremoto tectónico, los periodos característicos de los tsunamis en la bahía, seguirán siendo los mismos. Esto es debido a que la geomorfología de la bahía permite que la excitación de modos resonantes característicos.

Es preocupante que Volker (2015) proponga que un evento como este podría volver a ocurrir, ya que aún hay acumulación de sedimentos que no han fallado en pendientes que se encuentran en las mismas condiciones de Reloca. Estas pendientes se encuentran en un proceso fundamental de un aumento continuo, con la ayuda de altas condiciones de fricciones basales. En el estado actual, no se puede decir nada aun ya que no tienen medidas independientes de la fricción basal.

El sistema de alerta de tsunami en Chile no está preparado para este tipo de fenómenos, sin embargo al conocer los posibles efectos y prepararnos para enfrentarlos puede minimizar el desastre que podría ocurrir. Por lo tanto, este estudio sirve para tener presente que este tipo de fenómeno puede ocurrir, lo que motiva a diseñar o mejorar los planes de mitigación, lo que se traduce en una mejor preparación y un menor impacto en la población ante la recurrencia del mismo.

Considerando que la generación de tsunamis por deslizamientos submarinos, produce un tipo de amenaza que no está asociada necesariamente a un terremoto que sirve como aviso, es necesario imaginar medidas que permitan dar una alerta temprana. Una posibilidad podría ser que el inicio del derrumbe sea detectado a través de sismógrafos que detecten una frecuencia específica que permitan reconocer el derrumbe como tal. Otra posibilidad es utilizar las Boyas DART, por encontrarse hacia el oeste del talud continental, recibirían a los pocos minutos, la señal del tsunami. Esto nos daría tan solo pocos minutos para evaluar si se trata de una amenaza real que afectaría la costa. Sin embargo, Chile carece actualmente de insuficiente número de boyas DART para cubrir adecuadamente el margen continental.

## CONCLUSIONES

La inundación del deslizamiento de Reloca es  $2/3$  de la inundación medida para el tsunami del 2010 en la Bahía de Concepción. Esto concluye que un tsunami por deslizamiento como el de Reloca tiene un impacto similar al terremoto del 27 de febrero en la cabecera de la Bahía de Concepción. La amenaza de este tipo de evento equivale a un terremoto de magnitud importante. Esto podría provocar destrucción en las zonas costeras.

Los periodos del tsunami de Reloca en la costa de la bahía de Concepción coinciden con la oscilación natural de la bahía.

¿Es posible que se repita un evento similar al de Reloca? El deslizamiento de Reloca se piensa que fue en el Holoceno, lo que permite evaluar la nueva posibilidad que un evento como éste vuelva a ocurrir. Es por esto, que un deslizamiento que eventualmente conlleva la generación de tsunamis, no se pueden evitar. Sin embargo, si se conocen los posibles efectos, podría existir una preparación, minimizándose el riesgo.

Debido a la gran magnitud de los tsunamis generados por deslizamientos submarinos en el talud continental de Chile, demostrado con la modelación del tsunami de Reloca, se verifica que son una amenaza potencial para la costa del país. Es necesario buscar soluciones creativas que permitan alertas tempranas para este tipo de evento.

Los resultados aquí mostrados permiten esclarecer algunos mecanismos de generación de los tsunamis atribuidos a causas desconocidas o poco claras.

El presente trabajo logra el objetivo de comparar la inundación generada por un tsunami modelado, utilizando como fuente el deslizamiento submarino de Reloca, con la inundación producida por el tsunami de 2010 en la Bahía de Concepción. Se adquirió experiencia en la utilización de software 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, los resultados obtenidos hacen que los objetivos se consideren cumplidos de manera satisfactoria.

## REFERENCIAS

- Abadie, S. (2010). A three-fluid model to simulate waves generated by subaerial landslides. *Coast Eng*, 779-794.
- Aránguiz, R., & Belmonte, A. (2012). Efecto en la bahía de Concepción de un tsunami generado en el Norte de Chile. *Departamento de Ingeniería Civil, Universidad Católica de la Santísima Concepción, Chile*.
- Bondevik, S. J. (1997). The Storegga tsunami along the Norwegian coast, its age and runup. *Boreas*, 26, 29–53.
- Bondevik, S. J. (1997). Tsunami sedimentary facies deposited by the Storegga tsunami in shallow marine basins and coastal lakes. *western Norway, Sedimentology*, 44, 1115–1131.
- Bondevik, S., *et al.* (2005). The Storegga Slide tsunami: comparing field observations with numerical simulations. *Mar. Petrol. Geol.* , 22:195–208.
- Bugge, T., *et al.* ( 1987). A giant three-stage submarine slide off Norway . *Geo-Marine Letters*, 191–198.
- Canals, M., *et al.* (2004). Slope failure dynamics and impacts from seafloor and shallow sub-seafloor geophysical data: case studies from the COSTA project. *Mar. Geol*, 213, 9–72.
- Creixell, C., *et al.* (2010). Área de inundación por tsunami del 27 febrero 2010, Talcahuano-Penco-Lenga, Region del Biobio. En *Atlas. Mapas de inundación por el tsunami del 27 de febrero de 2010* (pág. 20 mapas). Santiago: Servicio Nacional de Geología y Minería.
- DeMets., *et al.* (1990). Current plate motions. *Geophysical Journal International*, 425-478.

- DeMets., *et al.* (1994). Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions. *Geophysical Research Letters* , 2191-2194.
- Díaz, J. (1999). Sediment subduction and accretion at the Chilean convergent margin between 35° and 40° S. *PhD, Thesis. Kiel*, 130.
- Encina, F. (1956). *Historia de Chile, desde la prehistoria hasta 1891*. Santiago, Chile: Editorial Nascimento.
- Farreras, S. (1978). Tsunami Resonant Conditions of Concepción bay (Chile). *Marine geodesy*, 1: 355-360.
- Gil, J. (1945). *Charles Darwin, viaje de un naturalista alrededor del mundo*. Buenos Aires, Argentina: Librería el Ateneo.
- Grilli, S., *et al.* (2009). Probabilistic approach for determining submarine landslide tsunami hazard along the upper East Coast of the United States. *Mar. Geol.*, 74–97.
- Grilli, S., *et al.* (2002). Development of a 3-D numerical wave tank for modeling tsunami generation by underwater landslides, *Engrg. Analysis with Boundary Elements*, 301-313.
- Grilli, S., & Watts, P. (1999). Modeling of waves generated by a moving submerged body: Applications to underwater landslides, *Engrg. Analysis with Boundary Elements*, 645–656.
- Gusiakov, V. (2001). Basic Pacific tsunami catalogs and database, 47 BC–2000 AD: results of the first stage of the project. *Proceedings of the International Tsunami Symposium* (págs. 263– 272). Seattle, USA: PMEL/NOAA.
- Harbitz, C. (1992). Model simulations of tsunamis generated by the Storegga Slides. *Mar. Geo*, 105, 1–21.
- Harbitz, C. P. (1992). *Model Theory and Large Water Waves Due to Landslides, Preprint Series*. University of Oslo: Department of Mathematics.

- Heubeck, C., *et al.* (2010). High but balanced sedimentation and subsidence rates (Moodies Group, Barberton Greenstone Belt), followed by basin collapse: Implication for Archaean tectonics. *Geophysical Research Abstracts*, 6260.
- Hornbach, M., *et al.* (2010). High tsunami frequency as a result of combined strike-slip faulting and coastal landslide. *Nature Geoscience* 3, 783–788.
- Itsu, (1999). Master Plan. Tsunami Warning System in the Pacific. *Intergovernmental Oceanographic Commission*, 32.
- Kawamura, *et al.* (2014). Potential tsunamigenic submarine landslides in active margins. *university, jamstec*, 44-49.
- kawamura, k., & Yamaguchi. (2014). Potential tsunamigenic submarine landslides in active margins. *university/Jamstec*, 44–49.
- Kawata, Y., *et al.* (1999). Tsunami in Papua New Guinea was as intense as first thought. *Eos*, 104–105.
- Lagos, M. (2000). tsunami de origen cercano a la costa de Chile. *Geografía Norte Grande*, 27:93102.
- Lida, K. (1983). *Lecture note on seismology*. Nagoya, Japan: Seismic exploration group of Japan.
- Lida, K., & IWASAKI, T. (1983). *Tsunamis their science and engineering*. Tokyo, Japan: Terra Scientific Publishing Company.
- Llanos, B. (2010). Analisis de la generación y propagación de tsunami en la costa Atlántica Española . *Ingeniería Marítima. Departamento de Ingeniería Hidráulica, Marítima y Ambiental. Universidad Politécnica de Cataluña*, 100.
- Morales, E. (2014). *Miradas al territorio submarino de Chile. Centro de estudios oceánicos Insulares y Antárticos*. Valparaiso, Chile: Servicio Hidrografico y Oceanografico de la Armada.

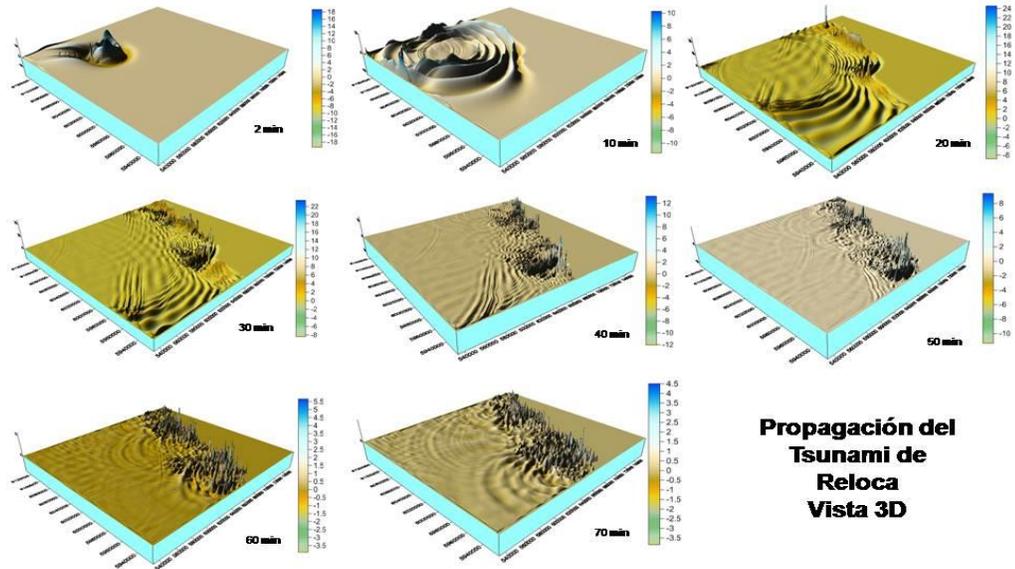
- Mordojovich, C. (1981). Sedimentary basins of the Chilean Pacific offshore: American Association of Petroleum Geologists Studies in Geology. 732-749.
- Naranjo J, *et al.* (2009). Mass movement-induced tsunamis: main effects during the Patagonian Fjordland seismic crisis in Aisén (45°25'S), Chile. . *Andean Geology* , 36:137–146.
- Newman, A., & Oka, E. (1988). Sandaun earthquake as studied by teleseismic energy estimates. *Eos*, 79.
- NGDC, (2000). *Tsunami Event Database*. Recuperado el 15 de Septiembre de 2015, de National Geophysical Data Center: <http://www.ngdc.noaa.gov/seg/hazard/tsu.html>
- Nisbet, E. G. (1992). *Geophys. Res*, 97, 12859–12867.
- Nuñez, C., *et al.* (2014). *Determinación de la resonancia generada por tsunamis en las principales bahías de Chile mediante la caracterización de eventos registrados entre 1994-2011*. Valparaiso, Chile.
- Okada, Y. (1985). Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space, *Bull. Seism. Soc*, 1135-1154.
- Sepúlveda SA, & Serey A . (2009). Tsunamigenic, earthquake-triggered rock slope failures during the 21st of April 2007 Aisén earthquake, Southern Chile (45.5°S). *Andean Geology*, 36:131–136.
- SHOA, (1984). *Maremotos en la costa de Chile*. Valparaíso, Chile: Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de la Armada de Chile (SHOA).
- Soloviev, S., *et al.* (1975). A catalogue of tsunamis on the Eastern shore of the Pacific Ocean, Moscow. "*Nauka*" Publishing House, 202.
- Tappin, D., *et al.* (2008). The Papua New Guinea tsunami of 1998: anatomy of a catastrophic event. *Nat. Hazards Earth Syst*, 8: 243–266.

- Tappin, D., (2001). The Sissano, Papua New Guinea tsunami of July 1998 – offshore evidence on the source mechanism. *Mar. Geo*, 175: 1–23.
- USGS, (06 de mayo de 2015). *USGS*. Recuperado el 16 de julio de 2015, de Earthquake Hazards Program: <http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eventpage/usp000h7rf#general>
- Volker, D. (2009). A simple and efficient GIS tool for volume calculations of submarine landslides. *Geol.-Mar. Lett.*
- Volker, D. (2015). The Reloca Slide offshore Central Chile - a revision based on geotechnical sliding plane characterization and tsunami modeling. *Fall Meeting of the American Geophysical Union* . San Francisco, EEUU.
- Volker, D. *et al.* (2006). Latitudinal Variation in Sedimentary Processes in the Peru-Chile Trench off Central Chile, in: The Andes – Active Subduction Orogeny. *Frontiers in Earth Sciences*, 193–216.
- Volker, D., *et al.* (2008). Turbidites deposited on Southern Central Chilean seamounts: Evidence for energetic turbidity currents. *Mar. Geol.*, 251, 15–31.
- Volker, D., *et al.* (2012). Sedimentary fill of the Chile Trench (32°-46°S): volumetric distribution and causal factors. *J. Geol*, 723-736.
- Walder, J., *et al.* (2003). Tsunami Generated by subaerial mass flows. *J. Geophys*, 108.
- Ward, S., (2001). Landslide Tsunami. *Geophys. Res*, 11201–11215.
- Watts, P., (2001). Some opportunities of the landslide tsunami hypothesis, *Sci. Tsunami Hazards*, 126-149.
- Watts, P., *et al.* ( 2003). Tsunami generation by deformable underwater landslides.
- Watts, P., *et al.* (2003). Landslide tsunami case studies using a Boussinesq model and a fully nonlinear tsunami generation model. *Nat. Hazards Earth Syst*, 391–402.

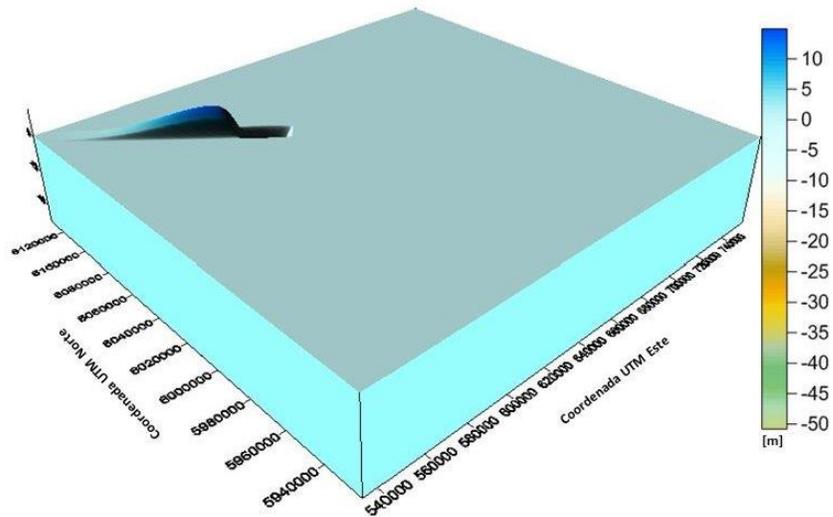
Watts, P., *et al.* (2005). Tsunami generation by submarine mass failure. II: predictive equations and case studies. *Port Coast. Ocean Eng*, 131:298–310.

Wu, T. (1981). Long waves in ocean and coastal waters. *Proc. ASCE, J. Eng. Mech. Div*, 501–522.

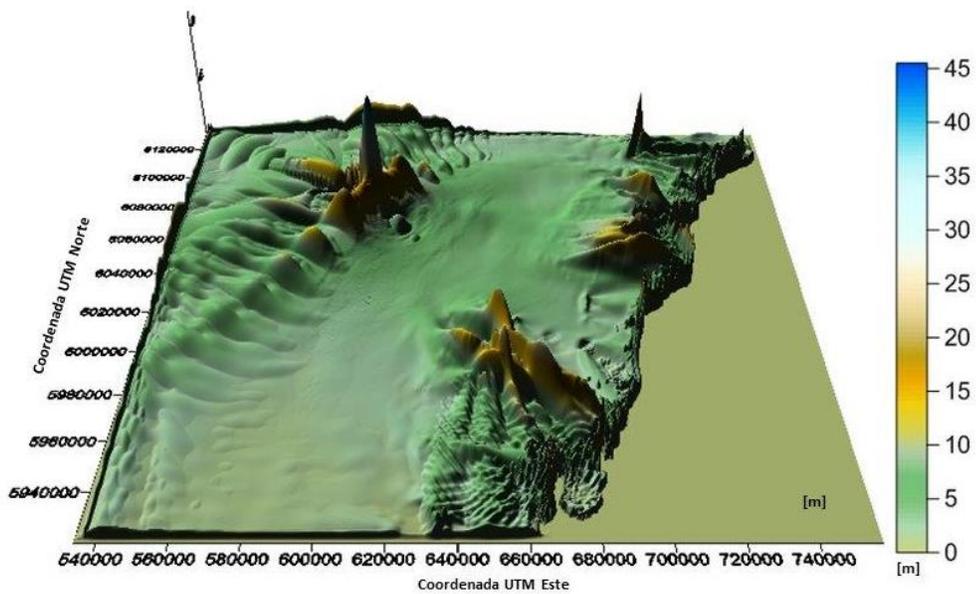
## ANEXO A



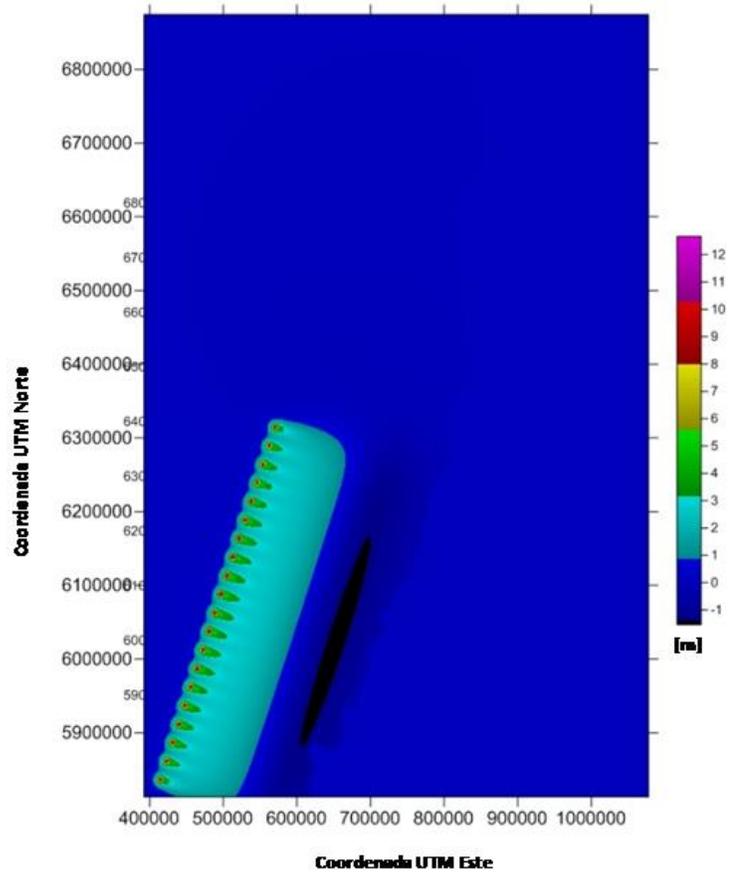
**Figura 25.** Vista 3D de la secuencia de propagación de la onda de tsunami cada 10 min. Coordenada x y coordenada y en UTM. Las escalas en metros representan las diferentes alturas de ola durante la propagación del tsunami.



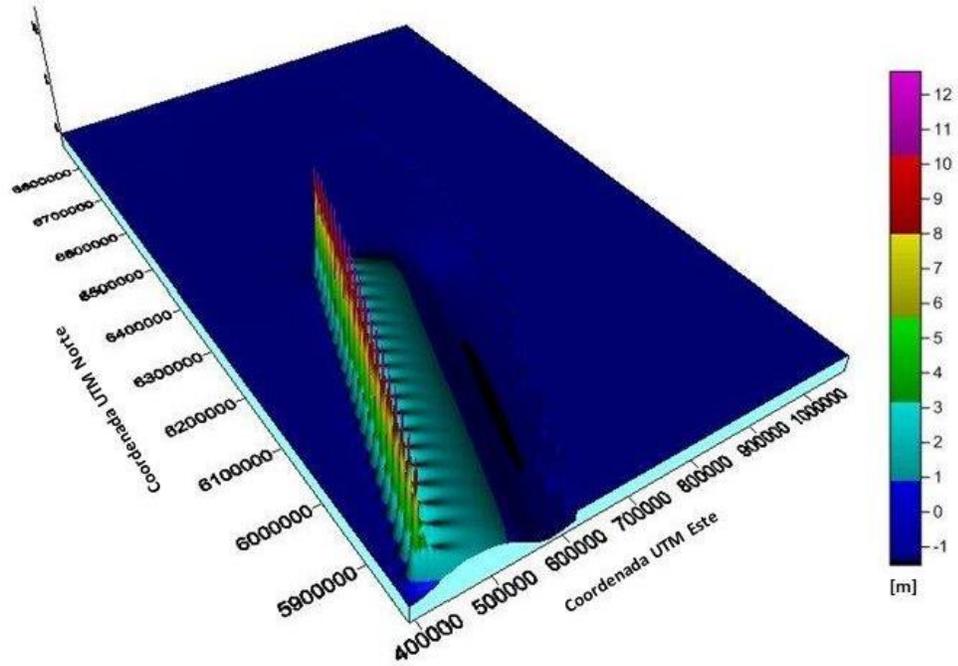
**Figura 26.** Vista 3D de fuente del deslizamiento submarino de Reloca, vista desde el SW. Se observa la amplitud de la onda en metros, al gatillarse el deslizamiento y el vacío que deja a su lado derecho.



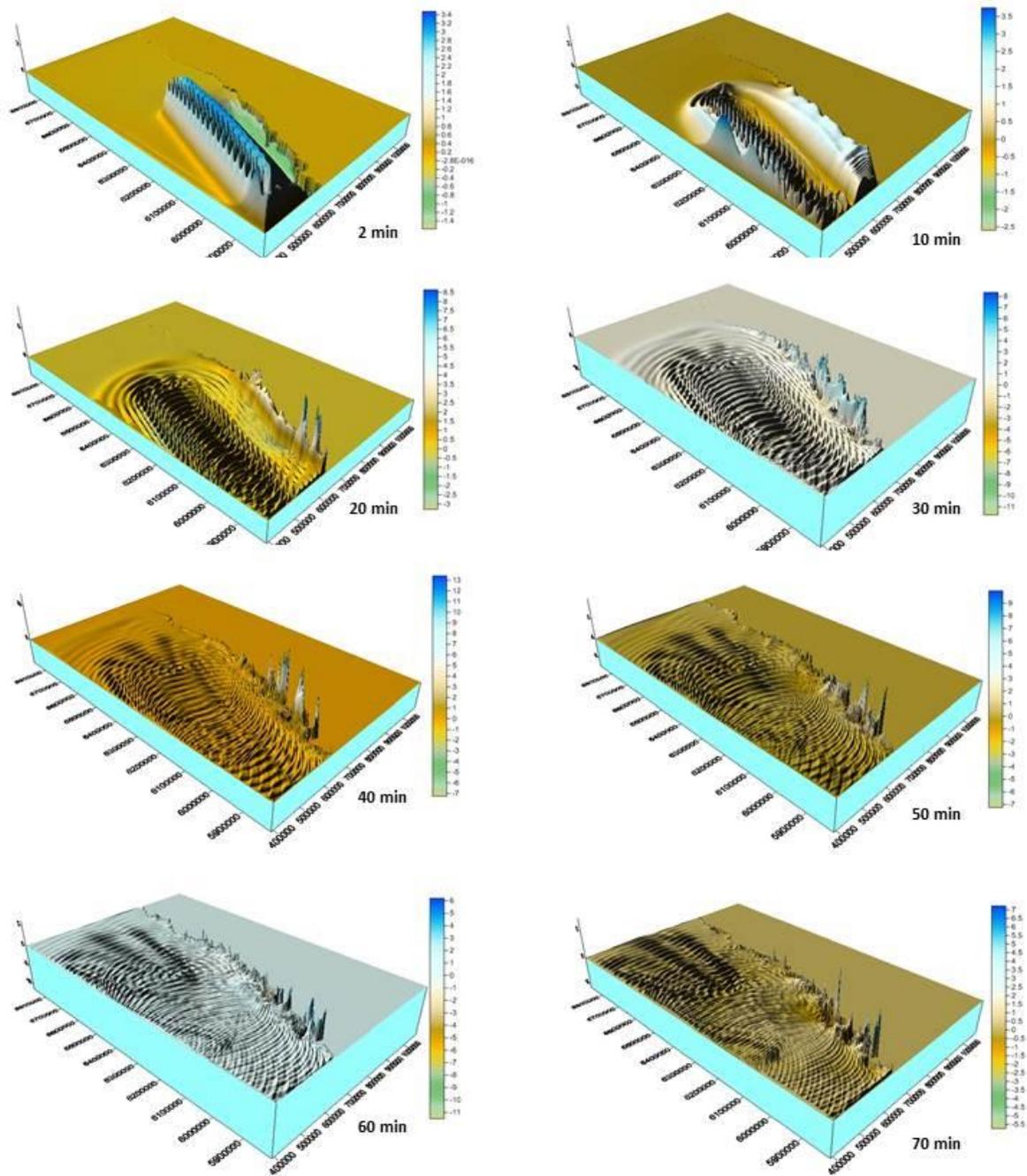
**Figura 27.** Vista Sur en 3D de las amplitudes máximas del tsunami de Reloca, en el área de estudio (escala en metros). Las máximas se observan en el talud, donde se genera el deslizamiento.



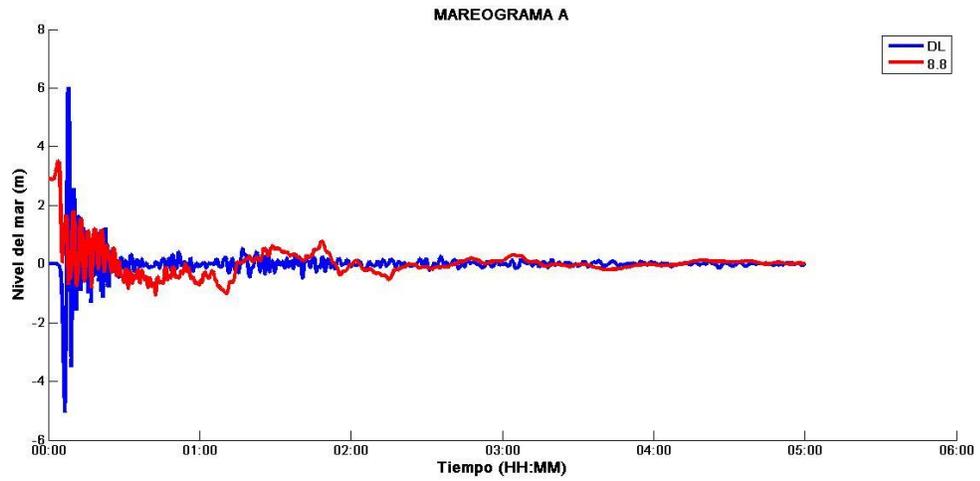
**Figura 28.** Fuente modelada con GEOWAVE del terremoto de febrero de 2010 (escala en metros).



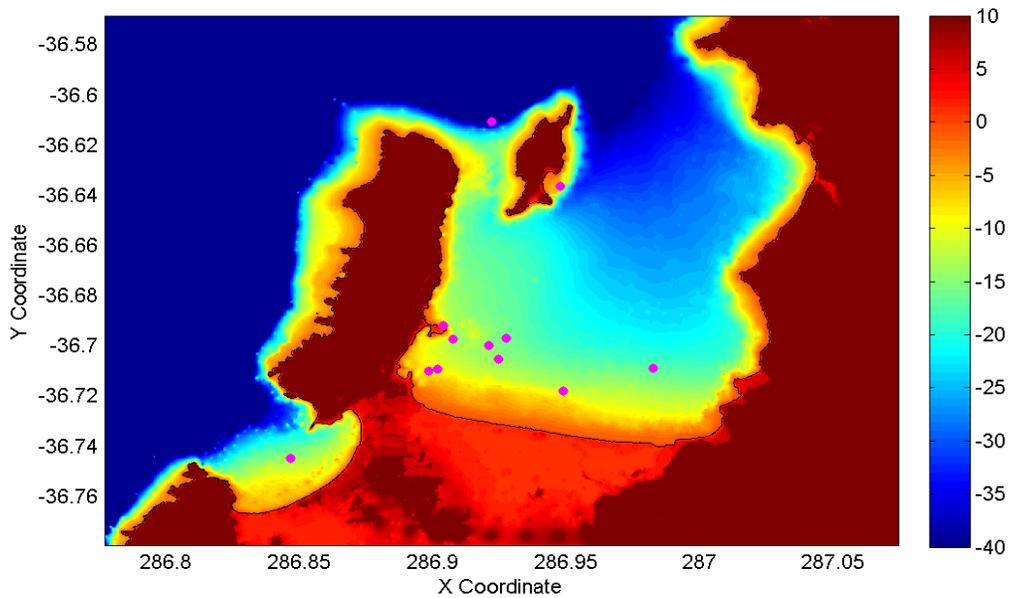
**Figura 29.** Fuente del terremoto modelado con GEOWAVE, de febrero de 2010 (escala en metros), vista SW en 3D. Se observan las máximas amplitudes alcanzadas al momento de gatillarse el terremoto.



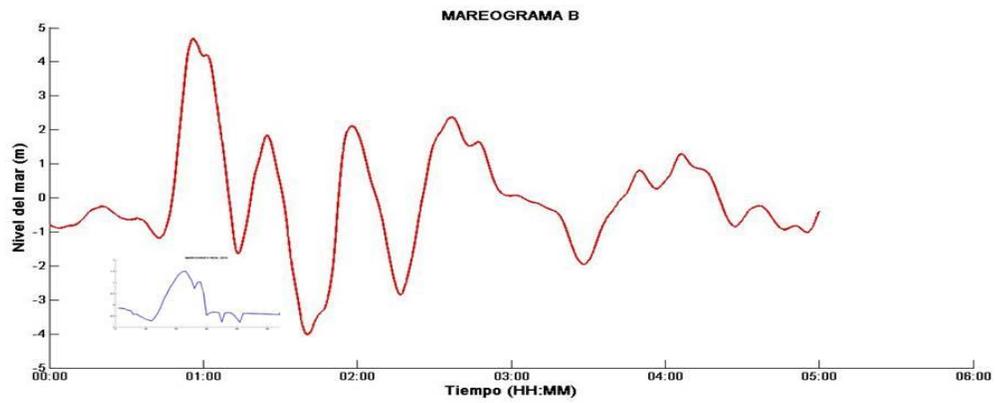
**Figura 30.** Secuencia de propagación de la modelación del tsunami del 2010 cada 10 min, coordenada x y coordenada y en UTM. Las escalas en metros representan las diferentes alturas de ola durante la propagación del tsunami.



**Figura 31.** Comparación del nivel del mar sintético entre el tsunami del 2010 (azul) y el tsunami de Reloca (rojo) en la estación A, ploteadas en un mismo gráfico, durante 5 horas de modelación.



**Figura 32.** Mapa de la zona de estudio, con la ubicación de los diferentes mareógramas sintéticos que se estudiaron en esta tesis. Coordenada x y coordenada y en UTM, escala en metros.



**Figura 33.** Nivel del mar del mareograma sintético de la estación B para el evento del 2010 en rojo; y en azul, mareograma observado para el evento del 2010. En 5 hora de propagación.



**Figura 34.** Área de inundación por tsunami del 27 de febrero de 2010 Talcahuano-Penco-Lengua (Fuentes: Creixell., *et al.* 2010).

## **ANEXO B**

### **GEOWAVE**

Se basa en los dos modelos analizados en este trabajo, TOPICS y FUNWAVE, que están a disposición de los investigadores de tsunami en todo el mundo. Los modelos se denominan colectivamente como modelos de Tsunami gratuitos. Un objetivo declarado de la Comunidad Tsunami es mitigar los riesgos de tsunami. Estos modelos facilitan la investigación tsunami, la evaluación de riesgo de tsunami y todos los aspectos de mitigación de riesgo de tsunami. GEOWAVE ha estado a disposición de los investigadores del tsunami de más de 6 años, se ha distribuido a más de 40 grupos de investigación de todo el mundo, y se ejecuta en más de una docena de países de todo el mundo. Es ahora una herramienta de modelación bien establecida.

Muchos estudios de casos de GEOWAVE en los tsunamis históricos han reproducido todas las observaciones disponibles tsunami y registros. Este nivel de exactitud del modelo es fundamental para el desarrollo y avance de la ciencia tsunami. Los modelos gratuitos de tsunami son tan precisos como la geología de generación de tsunami, y la red de batimetría que se utiliza. Entradas de parámetros precisos y de aplicación adecuada deben producir excelentes resultados de la simulación. Por otra parte, estos modelos son lo suficientemente precisos para informar al usuario sobre la geología de la generación de tsunami. Un mal ajuste de observaciones suele ser una indicación de parámetros geológicos pobres.

### **TOPICS**

Versión 1.2 del "Tsunami Open and Progressive Initial Conditions System" (TOPICS), permite a los científicos de tsunami para el cálculo de seis tipos de fuentes de tsunamis. Estos incluyen tsunamis por terremotos, tsunamis deslizamiento bajo el agua, tsunamis por flujo bajo el agua, tsunamis subaéreo, tsunamis piroclásticos y

ondas de tsunamis. TOPICS es una herramienta de simulación aproximada que proporciona elevaciones de la superficie y las velocidades del agua como condiciones iniciales para modelos de propagación del tsunami.

Un modelo tridimensional de dinámica de fluidos, tales como el de Grilli y Watts (2001) o Grilli et al. (2002), es necesario para este tipo de problemas. TOPICS es un modelo en progreso que regularmente se va actualizando. Para el desplazamiento vertical de cosísmico, TOPICS se basa en la solución de medio - plano de un problema de dislocación elástica ( Okada , 1985 ) . Una falla plana de longitud  $L$  y anchura  $W$  es discretizado en muchas fallas pequeñas y la solución de fuente de punto de Okada (1985) se utiliza para resumir las contribuciones hechas por cada falla al desplazamiento cosísmico vertical, sobre la base de la profundidad real de cada fallas. El  $\mu$  módulo de cizallamiento se puede especificar sobre la base de la profundidad del centroide del terremoto, así como otros descriptores sísmicos y geológicos. TOPICS da salida a una longitud de onda característica  $\lambda$  que es la menor de las dimensiones fallo  $L$  o  $W$ , y un tsunami característica de amplitud  $\eta$  que es la depresión mínima encontrada a partir del desplazamiento cosísmico. El momento sísmico  $M$  es proporcional a, pero ligeramente menor que  $\mu LW \Delta$  debido a una distribución gaussiana de deslizamiento se asume sobre el centroide, donde  $\Delta$  es el deslizamiento máximo. TOPICS permite la superposición de varios planos de falla, que se pueden montar en estructuras de fallas complejas o de distribuciones de deslizamiento. Por deslizamientos de tierra submarinos, la elevación de la superficie libre inicial y la velocidad del agua en TOPICS se derivan de multivariante, la curva semi - empírica se ajusta en función de parámetros a dimensionales que caracterizan el deslizamiento de tierra (por ejemplo, la densidad, la geometría, etc) y la batimetría local (por ejemplo, pendiente, profundidad, etc). Se seleccionaron los parámetros relevantes no dimensionales sobre la base de las leyes de escala de Watts (1998, 2000). Experimentos numéricos se llevaron a cabo primero con el modelo 2D de Grilli y Watts (1999) y los ajustes de curva y luego se modifica en función de los resultados de un modelo 3D más reciente (Grilli y Watts, 2001; Grilli et al, 2002). La técnica de

ajuste de la curva que conducía a TOPICS fue propuesto inicialmente por Grilli y Watts (1999), aplicado en varios estudios geológicos (por ejemplo, Goldfinger et al, 2000; McAdoo y Watts, 2004. Von Huene et al, 2004), y derivados con mayor precisión por Grilli y Watts (2005), así como Watts et al. (2005). La duración de la aceleración en las simulaciones numéricas es también la duración de la generación de tsunami (Watts, 1998; Watts y Grilli, 2003). Por consiguiente, TOPICS proporciona una condición inicial del tsunami deslizamiento de tierra en el tiempo  $t = a$ , como si los resultados de los modelos de Grilli y Watts (1999) o Grilli et al. (2002) se transferían directamente al modelo de propagación de un tsunami en ese instante de tiempo.

Un enfoque similar de ajuste de curvas proporciona tsunami condiciones iniciales para deslizamientos subaérea, flujos de escombros y flujos piroclásticos que afectan el agua. Por estas fuentes de tsunamis, la curva se ajusta dentro TOPICS se derivan del trabajo experimental de Walder et al. (2003). También hay trabajos experimentales que valida las fuentes de tsunamis deslizamientos submarinos en TOPICS (por ejemplo, Enet y Grilli, 2007). Por lo tanto, las fuentes de tsunamis dentro TOPICS tienen orígenes tanto numéricos y experimentales, y han sido objeto de trabajos de validación. En consecuencia, es correcto afirmar que TOPICS proporciona formas de superficie libre de la curva se ajusta en el momento  $t = a$ , como si los resultados experimentales estaban siendo trasladados directamente a un modelo de propagación de un tsunami.

### **FUNWAVE**

FUNWAVE es un modelo de propagación de onda larga sobre la base de la aproximación de Boussinesq de la dinámica de la onda (Wei et al , 1995 ; Wei y Kirby , 1995) . La aproximación de Boussinesq expande la teoría lineal de ondas largas en los regímenes no lineales y dispersivos. FUNWAVE ha sido desarrollado durante al menos 15 años en la Universidad del Centro de Delaware de Costa de Investigación Aplicada (véase Chen et al, 2000; Kennedy et al, 2000). El modelo de propagación es totalmente no lineal y capaz de simular una amplia gama de longitudes de onda que no se limitan a las ondas largas (Wei et al. ,1995) FUNWAVE está diseñado para generar

fuentes de ondas (Wei et al , 1999 ), Para producir las condiciones de contorno abierto (Wei y Kirby , 1995), para modelo de física de ondas que rompen y runup (Chen et al , 2000;. Kennedy y col. 2000).

Los modelos de Boussinesq general, han proporcionado resultados de la simulación más realista en la literatura abierta que los modelos NSWW donde quiera que se aplican (por ejemplo, Watts et al. 2003). Las ecuaciones de onda Boussinesq ofrecen una gama mucho más versátil y realista de la dinámica de las olas. Dinámica de las olas del tsunami específicas capturadas por las ecuaciones de onda Boussinesq, y no capturadas por las ecuaciones NSWW, se analizan a continuación. Modelos Boussinesq proyectan avances reales en la ciencia de tsunamis. Los modelos combinados TOPICS y FUNWAVE se denominan colectivamente GEOWAVE, un nombre que refleja el origen geológico de los tsunamis. TOPICS cuenta de generación del tsunami, mientras FUNWAVE realiza propagación de un tsunami y la inundación. GEOWAVE incluye arquitectura de programación original significativa necesaria para combinar TOPICS y FUNWAVE. Para los terremotos, se supone que la elevación de la superficie de TOPICS que ocurrir en el momento del choque principal. Por deslizamientos de tierra, la elevación de la superficie y las velocidades de TOPICS se introducen en FUNWAVE a tiempo para después del derrumbe inicia movimiento o impacto en el agua. Este es el único momento en el que TOPICS puede transferir las condiciones iniciales para el modelo de propagación del tsunami, y esta vez se fija por la dinámica de deslizamientos que son específicos para cada evento. El tiempo de la fuente del Tsunami es manejado automáticamente por GEOWAVE. Ha habido numerosas publicaciones que utilizan GEOWAVE para modelamiento de tsunami. La primera publicación en la literatura científica abierta es Watts et al. (2003). Desde entonces, el uso de GEOWAVE se ha ampliado considerablemente. GEOWAVE ha sido validado en base a estudios de casos históricos de flujos piroclásticos (Waythomas y Watts, 2003; Mattioli et al, 2007), deslizamientos de tierra submarinos ( Watts et al, 2003; Freidora et al, 2004; Day et al, 2005; Greene et al, 2006;. Rahiman et al, 2007. Sismo Tappin et al, 2008), generó tsunamis (Day et al,

2005; Grilli et al, 2007 ; Ioualalen et al, 2006 , 2007 ), y los residuos flujos ( Walder et al , 2006; Waythomas et al, 2006). Se alienta al usuario acceder y estudiar estas publicaciones, ya que proporcionan plantillas para los usos y aplicaciones de GEOWAVE.

### **Diferencias entre FUNWAVE y GEOWAVE**

La parte de la propagación del tsunami de GEOWAVE tiene una serie de diferencias importantes de FUNWAVE que se describen aquí. En primer lugar, FUNWAVE fue diseñado para ondas periódicas o al azar, viajando hacia una playa situada en la dirección  $x$  positiva. Se eliminó cualquier software dedicado a este problema específico. En segundo lugar, FUNWAVE emplea varias aproximaciones lineales, suponiendo que la elevación de la ola era típicamente mucho menor que la profundidad del agua. Estas aproximaciones se eliminaron debido al carácter extremadamente no lineal de algunos tsunamis. En tercer lugar, los archivos binarios de entrada y salida fueron reemplazados por los archivos de salida que estaban interconectados con TOPICS entrada y basado en texto. El número de archivos de salida se amplió considerablemente, y estos archivos de salida se han diseñado para ser trazado por el software Surfer. En cuarto lugar, un puñado de parámetros FUNWAVE se optimizó para la estabilidad de simulación de tsunamis, y estos valores fueron entonces calibrados en el software. Ellos no han cambiado desde el nacimiento de GEOWAVE. En quinto lugar, FUNWAVE requiere superficie libre y las entradas de velocidad en más de un paso de tiempo con el fin de poner en marcha el cuarto esquema predictor-corrector orden. GEOWAVE está configurado para utilizar un único conjunto de archivos de entrada en un paso de tiempo como la condición inicial.