UNIVERSIDAD TECNICA FEDERICO SANTA MARIA

DEPARTAMENTO DE OBRAS CIVILES

VALPARAISO – CHILE

TSUNAMIS POR DESLIZAMIENTOS SUBMARINOS EN LA COSTA PACIFÍCO CENTRO SUR DE CHILE

Memoria de título presentada por

JULIÁN ANTONIO PÉREZ GUTIÉRREZ

Como requisito parcial para optar al título de

Ingeniero Civil

Profesor Guía

Patricio Catalán

Noviembre de 2016

RESUMEN

El presente trabajo estudia la amenaza y características que podrían tener tsunamis generados por grandes deslizamientos submarinos en la costa Pacífico centro-sur de Chile. Estos fenómenos han sido usualmente descartados en las costas nacionales debido al escaso conocimiento de su ocurrencia, además de lo difícil de su detección.

No obstante, una revisión de literatura permite identificar al menos cuatro casos de deslizamientos submarinos potencialmente tsunamigénicos los cuales se analizan con detalle en este trabajo. Para ello se procede a modelar numéricamente la generación, propagación e impacto en el litoral de los tsunamis asociados, mediante un software basado en las ecuaciones de propagación de ondas de Boussinesq, que incorpora términos no lineales y dispersivos.

Además, teniendo en consideración que el principal mecanismo desencadenante de deslizamientos submarinos corresponde a terremotos de mediana a alta intensidad, se incluye un escenario de modelación en donde se combina la deformación co-sísmica causada por el terremoto del 27F de 2010, junto a uno de los deslizamientos estudiados.

Los resultados arrojan una gran variabilidad en la respuesta, con algunos casos generando tsunamis potencialmente devastadores a nivel local, dando una idea general del comportamiento de tsunamis generados por deslizamientos submarinos, los que se caracterizan principalmente por grandes olas de forma local y una alta frecuencia en el oleaje.

Sin embargo, lo variable de los períodos de retorno asociados hace que su incorporación de manera sistemática en estudios de amenaza aún sea un desafío.

ABSTRACT

This paper studies the threat and features that could have large tsunamis generated by submarine landslides on the Pacific coast south-central Chile. These phenomena have been usually discarded in national coasts due to poor knowledge of their occurrence, in addition to the difficulty of detection.

However, a literature review identifies at least four cases of potentially submarine landslide triggered tsunamis which are discussed in detail in this paper. To do this, we proceed to numerically model the generation, propagation and impact on the coast of the associated tsunamis through a software based on the equations of Boussinesq wave propagation incorporating nonlinear and dispersive terms.

In addition, considering that the main mechanism triggering submarine landslides corresponds to earthquakes of medium to high intensity, it is included a modeling scenario combining the co-seismic deformation caused by the earthquake 27F 2010 with one of the landslides studied.

The results show a large variability in response, with some cases causing potentially devastating tsunamis locally, giving a general idea of the behavior of tsunamis generated by submarine landslides, which are mainly characterized by large and high frequency waves locally.

However, the variable of the associated return periods makes their incorporation in systematically study threats still a challenge.

GLOSARIO

C = Velocidad de propagación de la onda de tsunami.

h = Profundidad de la cota de agua.

$h_{máx}$ = Profundidad máxima del agua en el dominio de simulación.

L = Longitud de onda.

g = Aceleración de gravedad.

FS = Factor de seguridad para la estabilidad de taludes.

DS = Deslizamiento submarino.

DST = Deslizamiento submarino traslacional.

DSR = Deslizamiento submarino rotacional.

V = Volumen del deslizamiento.

γ = Densidad relativa.

B = Largo del deslizamiento.

w = Ancho del deslizamiento.

T = Espesor del deslizamiento.

d = Profundidad inicial del centro de masa del deslizamiento.

Θ = Ángulo de la pendiente del deslizamiento.

R = Radio de giro de deslizamientos rotacionales.

ϕ = Ángulo de giro de deslizamientos rotacionales.

s(t) = Posición del deslizamiento en el tiempo.

S_0 = Distancia característica del deslizamiento.

t_0 = tiempo característico del deslizamiento.

u_t = Velocidad terminal del deslizamiento.

a_0 = Aceleración inicial del deslizamiento.

C_d = Coeficiente de arrastre hidrodinámico.

C_m = Coeficiente de masa añadida.

λ_0 = Longitud de onda característica del tsunami.

η_0 = Amplitud de onda característica del tsunami.

$\eta(x,y)$ = Deformación inicial de la superficie del agua.

Fr = Número de Froude.

Δx = Espaciamiento espacial en la dirección x en la grilla de simulación.

Δy = Espaciamiento espacial en la dirección y en la grilla de simulación.

Δt = Espaciamiento temporal de simulación.

ÍNDICE DE CONTENIDO

RESUMEN I
ABSTRACT II
GLOSARIO III
íNDICE DE CONTENIDO V
ÍNDICE DE FIGURAS VIII
ÍNDICE DE TABLAS XI
1 INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS 1
1.1 Introducción 1
1.2 Objetivos 1
2 GENERALIDADES DE LOS TSUNAMIS 2
2.1 Generación 2
2.2 Propagación 3
2.2.1 Atenuación del Tsunami 3
2.2.2 Refracción 4
2.2.3 Reflexión 4
2.2.4 Difracción 5
2.2.5 Asomeramiento 5
2.3 Impacto en la Costa 6
3 DESLIZAMIENTOS SUBMARINOS (DS) 7
3.1 Generalidades 7
3.1.1 Clasificación 7
3.1.2 Factores Desencadenantes de DS 11
3.2 Deslizamientos Submarinos y Tsunamis 12
3.2.1 Eficiencia en la Generación de Tsunamis 12
3.2.2 Dispersión 14
3.2.3 Retrogresión 14
3.2.4 Comparación con Tsunamis Generados por Sismos 14
3.2.5 DS Tsunamigénicos a Nivel Mundial 15
4 DESLIZAMIENTOS SUBMARINOS EN LA COSTA CENTRO-SUR DE CHILE 17
4.1 DS Detectados en la Costa Pacífico Centro-Sur de Chile 17
4.1.1 Deslizamientos en el Talud Abierto 19

4.1.2 Deslizamientos en Cañones Submarinos 19
4.1.3 Deslizamientos en la Parte Más Baja del Talud Continental 19
4.1.4 Deslizamientos Gigantes que Afectan la Totalidad del Talud Continental 20
4.2 Deslizamientos Estudiados en Detalle 21
4.2.1 Deslizamiento de Valdés 21
4.2.2 Deslizamiento del Biobío 22
4.2.3 Deslizamiento de Reloca 23
4.2.4 Deslizamiento de Arauco 24
4.3 Peligro de Tsunami por DS en la Costa Pacífico Centro-Sur de Chile 25
5 MODELACIÓN NUMÉRICA 27
5.1 Modelación de Tsunamis por DS 27
5.1.1 Modelado DS Traslacionales (DST) 28
5.1.2 Modelado DS Rotacionales (DSR) 29
5.2 Modelo Geowave 29
5.3 Deslizamientos Submarinos Considerados 30
5.4 Deformación Co-sísmica 32
5.5 Grillas utilizadas 34
6 RESULTADOS 36
6.1 Descripción General de la Onda de Tsunami Generada por DS 36
6.1.1 Deformación Inicial 36
6.1.2 Propagación 38
6.2 Desnivelaciones Máximas e Impacto en la Costa 43
6.2.1 DS de Valdés 43
6.2.2 DS del Biobío 45
6.2.3 DS de Reloca Continental 47
6.2.4 DS de Reloca Insular 49
6.2.5 DS de Arauco 50
6.3 Tsunami por Desplazamiento Co-sísmico 52
6.3.1 Deformación Inicial, Propagación e Impacto en la Costa 52
6.4 Combinación Tsunami por Desplazamiento Co-sísmico y DS de Reloca 56
6.4.1 Deformación Inicial, Propagación e Impacto en la Costa 56
6.5 Verificación de Grillas de Simulación 62
6.5.1 Resolución 62

6.5.2 Orientación del Norte 62
7 DISCUSIÓN DE LOS RESULTADOS 64
8 CONCLUSIONES 66
8.1 Tsunamis por Deslizamientos Submarinos 66
8.2 Tsunamis por DS y Terremotos 66
9 BIBLIOGRAFÍA 68

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 2.2.2-1: Efecto de la refracción en la onda de tsunami. 4
Figura 2.2.3-1: Efecto de la reflexión en la onda de tsunami..... 5
Figura 2.2.4-1: Efecto de la difracción en la onda de tsunami. 5
Figura 2.2.5-1: Parámetros que definen el impacto en la costa e inundación de un tsunami. 6
Figura 3.1-1: Componentes principales de un deslizamiento. 7
Figura 3.1.1-1: Clasificación de los movimientos en masa submarinos según el tipo de movimiento. 8
Figura 3.1.1-2: Esquema de un Deslizamiento Traslacional. 9
Figura 3.1.1-3: Esquema de un Volcamiento. 9
Figura 3.1.1-4: Esquema de una Extensión Lateral. 10
Figura 3.1.1-5: Esquema de una Caída. 10
Figura 3.1.1-6: Esquema de una Corriente de Turbidez..... 10
Figura 3.1.2-1: Causas de DS. Los procesos en negrita son considerados más significativos. 11
Figura 3.1.2-2: Distribución de frecuencia de deslizamientos como función del mecanismo desencadenante. 12
Figura 3.2.1-1: Elevación de la superficie escalada por el espesor del DS vs el número de Froude para distintas profundidades (h) y dimensiones del DS (LxW). 13
Figura 4.1-1: Esquema del margen continental típico de Chile. 17
Figura 4.1-2**:** a) Mapa batimétrico de la zona estudiada. b) Gradiente del talud (puntos) y porcentaje del talud fallado (curva). 18
Figura 4.1.4-1: Batimetría de detalle en la zona de DS gigantes. La imagen muestra con línea segmentada negra las cicatrices dejadas por estos deslizamientos. 20
Figura 4.2.1-1: Batimetría de alta resolución del deslizamiento de Valdés y ubicación del perfil longitudinal de la falla.. 22
Figura 4.2.1-2: Perfil longitudinal, de Oeste a Este, del deslizamiento de Valdés. 22
Figura 4.2.2-1: Batimetría detallada del deslizamiento del Biobío. 23
Figura 4.2.3-1: Batimetría actual en la zona del DS de Reloca. 24
Figura 4.2.4-1: Batimetría del deslizamiento de Arauco. 25
Figura 5.1-1: Parámetros para la modelación de DS traslacionales y rotacionales. 28

Figura 5.3-1: Posición, dirección y área aproximada del deslizamiento de Valdés, Reloca. Biobío y Arauco en batimetría GEBCO 2014. Medidas en metros. 32
Figura 5.4-1: Deformación vertical inicial de la superficie marina generada por el terremoto del Maule 2010. Medidas en metros 33
Figura 5.5-1: Ubicación aproximada de las grillas utilizadas en cada evento a partir de la batimetría GEBCO 2014. Altura en metros. 35
Figura 6.1.1-1: Deformación inicial de los deslizamientos de Valdés y del Biobío.. 36
Figura 6.1.1-2: Deformación inicial de los deslizamientos de Reloca y de Arauco. 37
Figura 6.1.2-1**:** Propagación inicial DST de Valdés. Imágenes cada 4 minutos. Curvas de nivel cada 200 metros desde los 0 a los -800 [m]. Medidas de altura en metros. 39
Figura 6.1.2-2**:** Propagación inicial DST del Biobío. 40
Figura 6.1.2-3**:** Propagación inicial DST de Reloca continental. 41
Figura 6.1.2-4**:** Propagación inicial DST de Reloca Insular. 42
Figura 6.1.2-5**:** Perfil desnivelaciones DS de Reloca Insular en el instante t=20 [min]. 42
Figura 6.1.2-6**:** Propagación inicial DSR de Arauco. 43
Figura 6.2.1-1**:** Desnivelaciones máximas para el DS de Valdés.. 44
Figura 6.2.1-2: Registro mareógrafos virtuales del DS de Valdés para las localidades de Constitución, Cobquecura, Dichato y Talcahuano.. 45
Figura 6.2.2-1: Desnivelaciones máximas para el DS del Biobío. 46
Figura 6.2.2-2**:** Registro mareógrafos virtuales del DS del Biobío para las localidades de Cobquecura, Dichato, Talcahuano, Coronel y Lebu..... 47
Figura 6.2.3-1**:** Desnivelaciones máximas para el DS de Reloca. 48
Figura 6.2.3-2**:** Registro mareógrafos virtuales del DS del Reloca para las localidades de Valparaíso, San Antonio, Constitución, Cobquecura, Dichato, Talcahuano y Coronel. 49
Figura 6.2.4-1**:** (**a**) Desnivelaciones máximas para el DS de Reloca insular. (**b**) Registro mareógrafo virtual del DS de Reloca insular para la localidad de Robinson Crusoe. 50
Figura 6.2.5-1**:** Desnivelaciones máximas para el DS de Arauco..... 51
Figura 6.2.5-2**:** Registro mareógrafos virtuales del DS de Arauco para las localidades de Cobquecura, Talcahuano, Coronel y Lebu. 52
Figura 6.3.1-1**:** Propagación inicial del tsunami del 27 de Febrero del 2010.. 53
Figura 6.3.1-2**:** Desnivelaciones máximas para el tsunami del 27 de Febrero de 2010 como fuente única.. 54

Figura 6.3.1-3: Salidas del modelo y comparación con los registros de los mareógrafos para Valparaíso y Talcahuano para el tsunami del Maule 2010.. 55
Figura 6.3.1-4: Registro mareógrafos virtuales del tsunami del Maule 2010 para las localidades de Constitución, Cobquecura, Dichato y Coronel.. 55
Figura 6.4.1-1: Propagación inicial del tsunami del 27F en combinación del Deslizamiento de Reloca. 57
Figura 6.4.1-2: Desnivelaciones máximas para el tsunami inducido por una combinación del sismo del Maule 2010 y el deslizamiento de Reloca. 59
Figura 6.4.1-3: Registro mareógrafos virtuales del tsunami inducido por una combinación del sismo del Maule 2010 y el deslizamiento de Reloca para las localidades de Valparaíso, San Antonio, Constitución, Cobquecura y Dichato. 60
Figura 6.4.1-4: Registro mareógrafos virtuales del tsunami inducido por una combinación del sismo del Maule 2010 y el deslizamiento de Reloca para las localidades de Talcahuano y Coronel..... 61
Figura 6.5.1-1: Comparación entre grillas de resolución de 500 [m] y de 250 [m]..... 62
Figura 6.5.2-1: Comparación de la modelación del tsunami del 27F entre una grilla con el norte apuntando hacia arriba y otra rotada 20° a la izquierda..... 63

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 5.3–1: Resumen de las propiedades principales para la modelación de los deslizamientos submarinos. 31

Tabla 5.5–1: Descripción de las grillas de los escenarios de modelación de cada evento.. 34

Tabla 6.1–1: Volúmenes desplazados por las distintas fuentes consideradas en la modelación. ... 38

Tabla 6.4–1: Resumen de parámetros más importantes en el impacto al litoral de los tsunamis producidos por el sismo del Maule 2010 (Sismo), el deslizamiento de Reloca (DS) y la combinación de ambas fuentes (Sismo + DS). 61

1 INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS

1.1 Introducción

En el estudio de tsunamis en la costa Pacífico de Chile, y por lo general a nivel mundial, se ha considerado como principal fuente de generación los desplazamientos repentinos que sufren las placas tectónicas en terremotos de gran magnitud en zonas de subducción. Sin embargo, existe la posibilidad de que junto a sismos de mediana y gran magnitud se genere además una falla en algún talud inestable bajo el mar, produciéndose de esta forma un deslizamiento submarino, que, de ser de una magnitud considerable, podría intensificar el tsunami generado por el sismo. Ejemplos recientes de esto son el tsunami de 1998 en Papua Nueva Guinea y posiblemente el tsunami de Tohoku-Oki, Japón 2011 (Tappin et al., 2008; Grilli et al., 2013), en donde las mediciones captadas por mareógrafos junto con el runup medido en ciertas localidades, no concuerdan con las simulaciones numéricas utilizando como fuente única la deformación de la superficie marina ocasionada por el sismo. Factores como la alta frecuencia del oleaje y gran amplitud del tsunami, junto con una mayor intrusión del mar en forma local, son típicos de ondas generadas por deslizamientos submarinos.

Estudios de batimetría en las costas de Chile, específicamente en la zona comprendida entre los 33°S y 42°S (desde Valparaíso a Puerto Montt), han detectado numerosos casos de deslizamientos submarinos históricos, con volúmenes de material involucrado que pueden alcanzar cientos de km^3 (Völker et al., 2012), en distintas partes de la plataforma y talud continental sumergido.

Es por esto que el presente trabajo busca determinar el eventual peligro de tsunamis por deslizamientos submarinos en las costas chilenas para distintos escenarios con el fin de determinar una cota superior e inferior al peligro que estos eventos representan, y con esto iniciar una investigación de estos fenómenos, a la fecha descartados en costas chilenas.

1.2 Objetivos

El objetivo principal de este trabajo consiste en estudiar el comportamiento de tsunamis producidos por grandes deslizamientos submarinos en las costas de Chile, desde la generación hasta el impacto en el litoral, junto con una revisión bibliográfica de deslizamientos submarinos detectados en el fondo marino frente al litoral chileno.

Además, se busca estudiar la interacción de tsunamis generados por una combinación de fuentes como sismos y deslizamientos submarinos.

Por último, se desea dar a conocer el fenómeno de tsunamis por deslizamientos submarinos en Chile, del cual existe poca o nula investigación.

2 GENERALIDADES DE LOS TSUNAMIS

Los tsunamis o maremotos son un grupo de olas que se originan y propagan en cuerpos de agua. Se producen cuando un volumen considerable de agua es desplazado, de preferencia verticalmente, de manera súbita producto de terremotos, erupciones volcánicas, deslizamientos de tierra, entre otros fenómenos geológicos. En aguas profundas se propagan con una baja amplitud y gran longitud de onda pero, al acercarse a la costa, aumentan su altura debido a la menor profundidad del agua, traduciéndose en grandes olas que impactan el litoral.

Son fenómenos con consecuencias potencialmente catastróficas en términos humanos, económicos y medioambientales, situándolos como uno de los desastres naturales más relevantes. Su capacidad destructiva depende principalmente de la magnitud del fenómeno que lo genera, la distancia desde el punto de generación, la forma del relieve submarino por donde se propaga, la disposición de la línea de costa, el estado de la marea al momento del tsunami y la topografía del litoral donde impacta junto con la presencia de obstáculos naturales y artificiales. Depende también de la vulnerabilidad y exposición de las personas e infraestructura.

El fenómeno de tsunami suele dividirse en tres etapas para su análisis: generación, propagación e impacto en la costa.

2.1 Generación

Para que un volumen considerable de agua sea desplazado se requiere de la transmisión de una gran cantidad de energía al cuerpo de agua. Esta energía proviene, comúnmente, de eventos geofísicos de gran escala como son los terremotos, erupciones volcánicas y deslizamientos, en donde una importante cantidad de material se desplaza verticalmente.

Los terremotos son un movimiento súbito de la corteza terrestre producido por la liberación abrupta de esfuerzos tectónicos acumulados lentamente. Los tsunamis de origen sísmico son producto de la transmisión de este movimiento a una masa de agua, por lo que para que un sismo genere un tsunami, su epicentro se debe ubicar en el fondo marino o cerca de la costa (SHOA, consulta en línea), de tal forma que parte de la falla se encuentre sumergida. Además, el movimiento relativo entre las placas debe tener una componente vertical de tal forma que desplace en esta dirección la columna de agua encima. La Administración Nacional Oceánica y Atmosférica (NOAA) estima que, en los últimos cuatro milenios, los terremotos han sido los causantes del 76% de los tsunamis registrados (NGDC/WDS, 2015). En Chile, la intrusión de la placa de Nazca bajo la Continental es la causante de grandes terremotos interplaca con una importante componente vertical, muchos de estos con epicentros bajo el lecho marino, dando como resultado una alta probabilidad de tsunami tras un terremoto.

Por otra parte, las erupciones volcánicas pueden generar tsunamis mediante flujos piroclásticos dentro del agua, explosiones submarinas, colapso de calderas, derretimiento súbito de cuerpos de hielo y avalanchas de material. Generan ondas más cortas que las ocasionadas por sismos, pero de gran amplitud, por lo que pueden ser muy destructivos localmente, pero de poca implicancia en zonas alejadas. En nuestro país, no se ha reportado la existencia de este fenómeno.

Los deslizamientos de material o remociones en masa es el tema principal que ocupa a este trabajo. Estos pueden ocurrir de manera sumergida (deslizamientos submarinos) o introducirse en un cuerpo de agua desde tierra firme (deslizamientos subaéreos). Al igual que los tsunamis de origen volcánico, las ondas se caracterizan por tener una gran amplitud y una menor longitud de onda en comparación a los de origen sísmico (e.g. Harbitz et al., 2006). Esta forma de generación será explicada en detalle en el capítulo siguiente.

2.2 Propagación

La propagación de las ondas de tsunami a partir de la fuente de generación es de carácter radial hacia todas direcciones, con una longitud de onda (L) que puede variar desde decenas a cientos de kilómetros. La relación entre la profundidad del agua (h) donde se propaga la onda y su longitud permiten clasificarlas en aguas profundas ($h/L > 0.5$), aguas intermedias ($0.05 < h/L < 0.5$) y aguas someras ($h/L < 0.05$). La velocidad con la que se propaga la onda (C) tiene directa relación con esta clasificación, en que para aguas de cualquier profundidad, intermedias, se tiene:

$$C = \sqrt{\frac{gL}{2\pi} tanh\left(2\pi \frac{h}{L}\right)}$$

Para aguas profundas esta expresión se reduce a:

$$C = \sqrt{\frac{gL}{2\pi}}$$

Y para aguas someras:

$$C = \sqrt{gh}$$

Los tsunamis de origen tectónico usualmente entran en la categoría de aguas someras dada su gran longitud de onda, significando que su velocidad depende sólo de la profundidad y no de la longitud de onda, por lo que todas las ondas viajan a la misma velocidad en una profundidad dada.

En cambio, los tsunamis provocados por erupciones volcánicas o remociones en masa pueden caer en la clasificación de aguas intermedias, implicando que la velocidad dependerá tanto de la profundidad como de la longitud de onda, haciendo que no todas las ondas viajen a la misma velocidad y provocando así la dispersión de estas.

2.2.1 Atenuación del Tsunami

La disipación de energía del tsunami a medida que se propaga se debe fundamentalmente al roce de la onda con el fondo, siendo esta pérdida importante solo en zonas costeras. La viscosidad del agua también genera pérdidas, afectando mayoritariamente a las ondas de periodo corto (Murata, et al., 2010). Además, el hecho de que el tsunami se propaga radialmente desde la zona de

generación, hace que la energía se distribuya en un área mayor que la que afecta inicialmente. Este último fenómeno es de menor importancia en tsunamis de origen sísmico dado el carácter “lineal” de este tipo de fuente, en donde la propagación ocurre principalmente en la dirección perpendicular a la falla. En cambio, en tsunamis provocados por fuentes relativamente puntuales como erupciones volcánicas o remociones en masa, la atenuación de la onda de tsunami es importante en todas direcciones. Considerando un océano de profundidad constante, el decaimiento de la amplitud del tsunami en el campo lejano para fuentes lineales es proporcional a la distancia a la fuente, para fuentes puntuales en cambio, este decaimiento es proporcional al cuadrado de la distancia (radio) a la fuente (Tappin et al., 2008).

2.2.2 Refracción

La refracción es el cambio de la celeridad del tsunami producto de variaciones en la profundidad del agua (Figura 2.2.2-1). Esto provoca el cambio de dirección de las ondas, las que tienden a alinearse con los veriles del lecho marino. En zonas abruptas como penínsulas, las ondas disminuirán su velocidad lo que producirá una concentración de energía, traducido como una mayor amplitud. En lugares abiertos como las bahías, la velocidad de onda será mayor por lo que las ondas se distanciarán disminuyendo su altura.

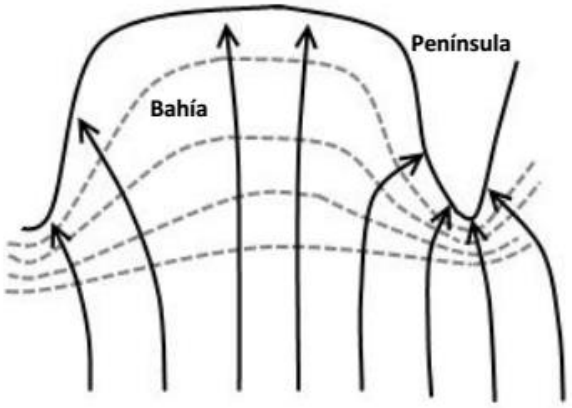

Figura 2.2.2-1: Efecto de la refracción en la onda de tsunami. Fuente: Burgos, 2012.

2.2.3 Reflexión

La reflexión se produce cuando la onda del tsunami se encuentra con un obstáculo que le hace cambiar de dirección y velocidad, sin mucha disipación de energía (Figura 2.2.3-1Figura 2.2.5-1). Esto puede producir una superposición entre las ondas incidentes y las ya reflejadas. El obstáculo puede ser algún dorsal o fosa en mar abierto, o el mismo borde costero, siendo más notorio en lugares empinados como farellones. Este fenómeno da como resultado que la energía quede atrapada en la zona costera por horas, permitiendo la aparición de ondas secundarias denominadas ondas de orilla, en donde la onda reflejada hacia mar abierto retorna hacia la costa por efecto de

refracción. Se estima que la cantidad de energía atrapada en forma de ondas de orilla es inversamente proporcional a la distancia a la zona de generación.

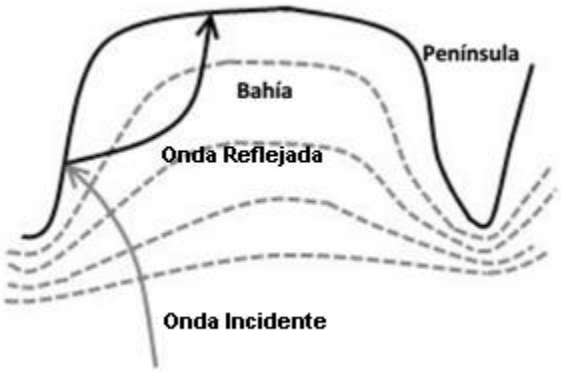

Figura 2.2.3-1: Efecto de la reflexión en la onda de tsunami. Fuente: Burgos, 2012.

2.2.4 Difracción

Al enfrentar la onda de tsunami un obstáculo que impide parcialmente su propagación, esta se desvía hacia atrás del obstáculo, cambiando su dirección hacia esa zona (Figura 2.2.4-1). De esta forma la energía se distribuye perpendicularmente a la dirección de propagación. Este fenómeno se aprecia en islas y penínsulas, donde zonas que a simple vista parecen protegidas del oleaje pueden presentar grandes olas.

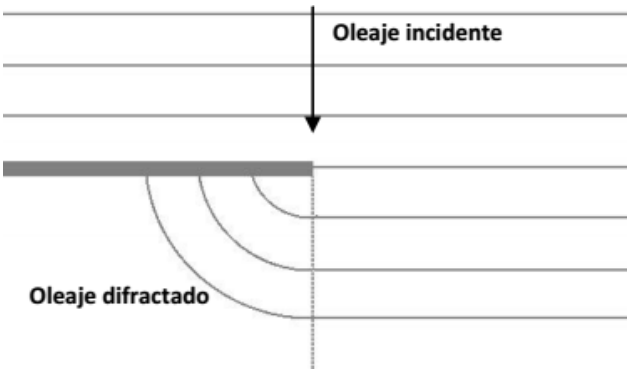

Figura 2.2.4-1: Efecto de la difracción en la onda de tsunami. Fuente: Burgos, 2012.

2.2.5 Asomeramiento

A medida que el tsunami se acerca a zonas de menor profundidad disminuye su velocidad y longitud de onda, lo que produce un aumento en su amplitud como resultado del balance del flujo energético. Este fenómeno hace que ondas de baja amplitud y gran longitud de onda en el océano profundo, alcancen varios metros de altura al llegar a la costa.

2.3 Impacto en la Costa

El impacto de la onda de tsunami con el litoral intensifica los fenómenos antes descritos, los cuales suelen darse todos simultáneamente. Esto hace que el tsunami se transforme en una combinación de ondas difíciles de describir y reproducir, en donde pueden aparecer ondas secundarias producto de la energía atrapada que queda en las bahías, a las que comúnmente se les denomina ondas de orilla (Murata et al., 2010).

Además la interacción del tsunami con la topografía podría amplificar la onda al disminuir la sección de escurrimiento, como en el caso de valles angostos o desembocaduras de ríos, en donde el tsunami podría utilizarlos como un medio para propagarse e introducirse tierra adentro.

El estado de la marea también tiene implicancia en cómo impacta el tsunami a la costa, aumentando las inundaciones en condiciones de sicigia.

Finalmente, para caracterizar el impacto del tsunami en la costa se utilizan los parámetros hidrodinámicos definidos en la Figura 2.2.5-1. De estos parámetros destaca la máxima intrusión horizontal y el "runup", que es la diferencia entre la elevación del agua en el punto de máxima intrusión del tsunami y el nivel del mar en el momento del tsunami (UNESCO, Glosario de Tsunamis).

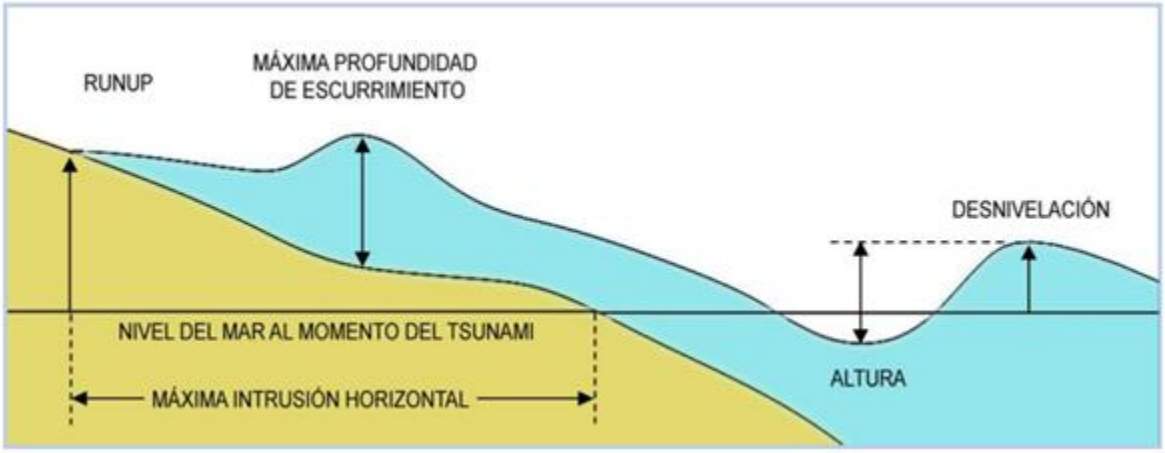

Figura 2.2.5-1: Parámetros que definen el impacto en la costa e inundación de un tsunami. Fuente: Winckler y Contreras, 2010.

3 DESLIZAMIENTOS SUBMARINOS (DS)

3.1 Generalidades

Los deslizamientos submarinos (DS) corresponden básicamente a procesos de transporte de material de forma rápida o lenta bajo un cuerpo de agua. Estos movimientos están controlados por la gravedad, por lo que su desplazamiento es siempre descendente. Su movimiento se inicia cuando las fuerzas gravitatorias superan las fuerzas resistentes del suelo causando movimientos a lo largo de una o múltiples superficies de falla, cóncavas o planas. El término deslizamientos submarinos es utilizado para referirse indistintamente a cualquier tipo de movimiento en masa bajo el agua.

Este desplazamiento vertical de material bajo el agua es el causante de la generación de la onda de tsunami, en donde la masa va empujando el agua hacia arriba a medida que avanza y a su vez genera un descenso del fluido en el espacio que va dejando.

En la Figura 3.1-1 a continuación, se presenta un esquema con las partes básicas que componen un deslizamiento. El cuerpo principal del deslizamiento es la masa que genera el tsunami. La cicatriz que deja esta masa permite su posterior detección y dimensionamiento en cuanto al área y volumen involucrado. Los depósitos de sedimentos ubicados al pie de la falla pueden confirmar la existencia del deslizamiento a través de un sondaje (muestra de núcleo) además de dar información sobre la edad del evento.

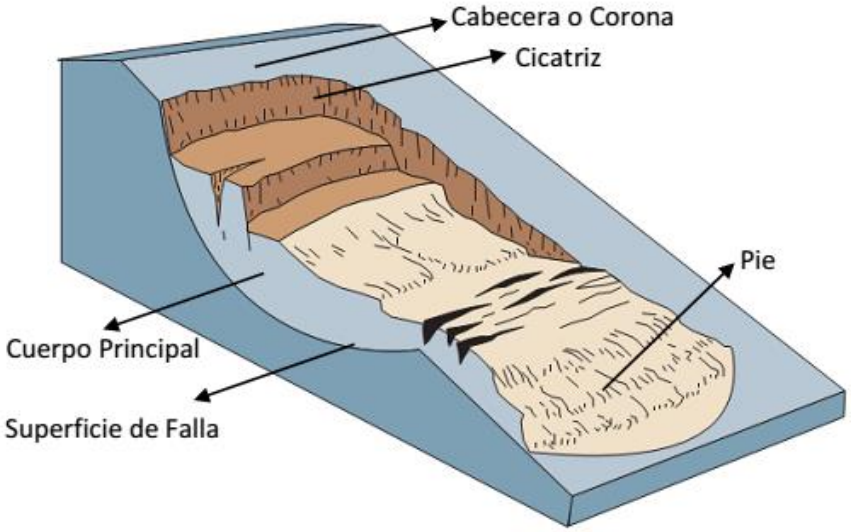

Figura 3.1-1: Componentes principales de un deslizamiento. Fuente: Modificado de USGS, 2008.

3.1.1 Clasificación

La clasificación de DS se puede establecer en tres áreas principales: las propiedades no perturbadas de la masa, el mecanismo de falla y el movimiento de la masa posterior a la falla (Locat y Lee, 2002). La profundidad de la falla y la pendiente del talud por donde se desliza la masa, también pueden ser

utilizados para clasificar los deslizamientos en cuanto a su potencial tsunamigénico geográfico (Masson et al., 2006).

La clasificación por el tipo de movimiento posterior a la falla (Figura 3.1.1-1) es la más utilizada tanto para deslizamientos terrestres como subacuáticos. Esta clasificación incluye deslizamientos traslacionales y rotacionales, desprendimientos, volcamientos, extensiones laterales y flujos (Locat & Lee 2002) y es válida tanto para deslizamientos terrestres como subacuáticos.

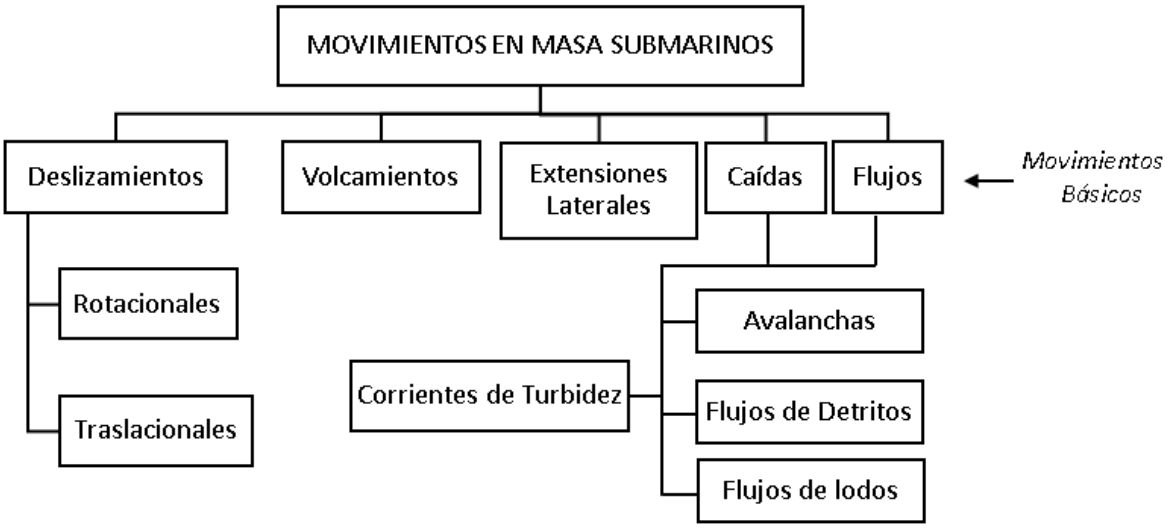

Figura 3.1.1-1: Clasificación de los movimientos en masa submarinos según el tipo de movimiento. Fuente: Traducido de Locat & Lee, 2002.

Los deslizamientos son el movimiento pendiente abajo de un suelo o masa de rocas que ocurre en una superficie de ruptura en donde se generan grandes esfuerzos de corte. Inicialmente el movimiento del material no ocurre simultáneamente sobre toda la superficie de falla, sino que el volumen desplazado va aumentado desde un área de ruptura local. A su vez, los deslizamientos pueden clasificarse en traslacionales y rotacionales.

En los deslizamientos traslacionales (Figura 3.1.1-2) la masa de suelo se mueve hacia abajo a lo largo de una superficie relativamente plana. Si la superficie de falla es lo suficientemente inclinada, la masa puede desplazarse grandes distancias. El material que los compone pude ir desde suelos no consolidados a grandes rocas. La falla suele ocurrir a lo largo de discontinuidades geológicas (USGS, 2008).

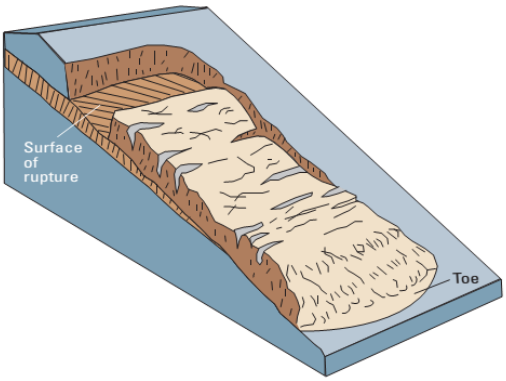

Figura 3.1.1-2: Esquema de un Deslizamiento Traslacional. Fuente: USGS, 2008.

Los deslizamientos del tipo rotacional (Figura 3.1-1) en cambio tienen una ruptura cóncava hacia arriba y el movimiento es más o menos rotacional en torno a un eje paralelo al contorno del talud. La masa desplazada puede moverse como un cuerpo relativamente coherente a lo largo de la superficie de falla con poca deformación interna y su desplazamiento es relativamente pequeño en comparación a los traslacionales, ya que en estas fallas la masa tiende a buscar el equilibrio rápidamente (USGS, 2008).

Los volcamientos involucran rocas o suelo (Figura 3.1.1-3) que rotan a medida que descienden. No presentan un gran desplazamiento, sin embargos estos pueden dar origen a deslizamientos o caídas.

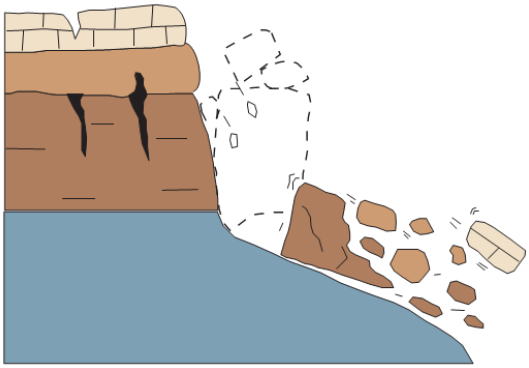

Figura 3.1.1-3: Esquema de un Volcamiento. Fuente: USGS, 2008.

Las extensiones laterales (Figura 3.1.1-4) son movimientos casi horizontales repentinos en terrenos de pendiente muy suave. Casi siempre son generadas por sismos que licuefactúan la capa de suelo bajo el material que se desplaza. Al no existir un movimiento vertical importante de material estas fallas no generan tsunamis.

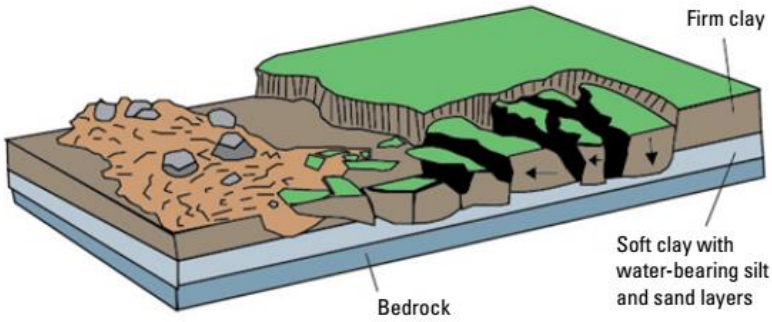

Figura 3.1.1-4: Esquema de una Extensión Lateral. Fuente: USGS, 2008.

Las caídas (Figura 3.1.1-5) ocurren cuando una roca y/o suelo se desprende de un talud y se mueven de manera rápida hasta su nueva posición de reposo. Usualmente se asocian con cañones submarinos.

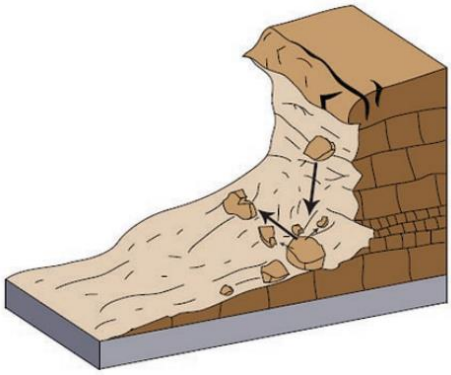

Figura 3.1.1-5: Esquema de una Caída. Fuente: USGS, 2008.

Las corrientes de turbidez (Figura 3.1.1-6) ocurren solo en ambientes subacuáticos. Estos flujos se caracterizan por su alta turbidez, donde grandes cantidades de arcillas, limos y arenas en suspensión son llevados pendiente abajo hacia zonas de aguas menos densas.

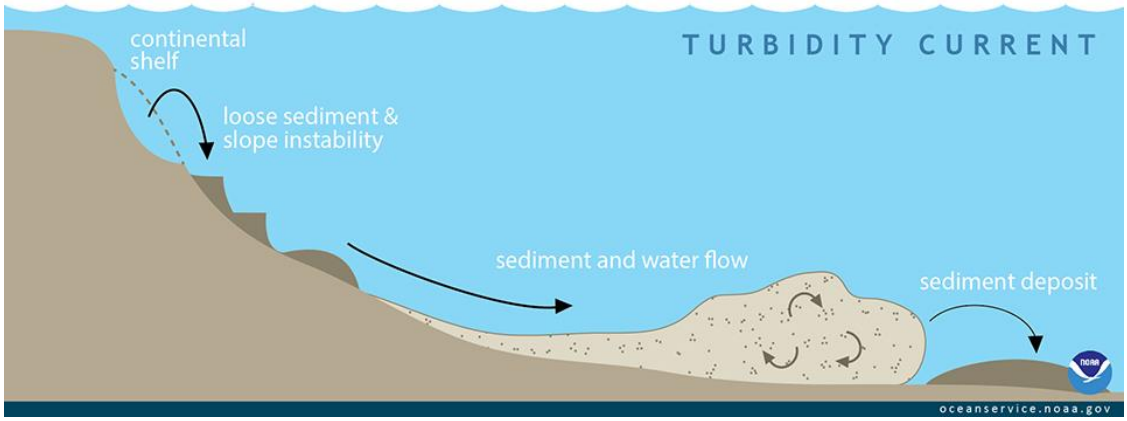

Figura 3.1.1-6: Esquema de una Corriente de Turbidez. Fuente: NOAA.

A menudo un tipo de movimiento en masa puede dar paso a otros, como por ejemplo los deslizamientos relativamente sólidos pueden transformarse en flujos de partículas a medida que van cayendo, para finalmente convertirse en corrientes de turbidez y depositarse en el fondo marino, por lo que esta calificación no es estrictamente rígida.

Las descripciones anteriores son válidas tanto para deslizamientos subaéreos como submarinos. Sin embargo, ciertas características diferencian a estos dos tipos de fallas (Blasio, 2011). Los deslizamientos submarinos involucran volúmenes enormes de movimientos de masa en comparación a los deslizamientos terrestres. Además, los DS tienen un mayor desplazamiento de la masa fallada, dado que el agua tiende a incrementar su movilidad, permitiendo también que las fallas puedan ocurrir en terrenos de muy baja pendiente, inclusive tan bajas como 1° de inclinación. Finalmente, los DS tienden a tener por lo general sedimentos de partículas finas como arcillas o arenas que han sido transportadas a la plataforma continental a través de ríos o glaciares, a diferencia de los terrestres que pueden estar compuestos tanto por sedimentos finos como por partículas gruesas.

3.1.2 Factores Desencadenantes de DS

La falla de taludes submarinos es desencadenada por una combinación de factores geológicos y externos que rompen el equilibrio de fuerzas en uno o más planos de falla. Desde el punto de vista de la mecánica de suelos, un talud fallará cuando la sumatoria de los esfuerzos que actúan en el material del talud, producidos por fuerzas gravitacionales desestabilizantes, excedan las fuerzas estabilizantes asociadas a la resistencia por fricción (Locat & Lee, 2002). Los factores que reducen las fuerzas estabilizadoras junto con los que aumentan las fuerzas desestabilizadoras, se resumen en la Figura 3.1.2-1.

CAUSAS DE DESLIZAMIENTOS SUBMARINOS	
$FS = \frac{Fuerzas\ Resistentes}{Fuerzas\ Gravitacionales} < 1$	
Reducen la Resistencia:	Incrementan el Esfuerzo:
Sismos Cargas por Oleaje **Cambios en la Marea** Efecto del Clima (Erosión) **Sedimentación** **Gas**	Sismos **Cargas por Oleaje** Cambios en la Marea Diapirismo Sedimentación Erosión

Figura 3.1.2-1: Causas de DS. Los procesos en negrita son considerados más significativos. Fuente: Traducido de Hampton et al., 1996.

De los factores antes mencionados, los sismos son los que con mayor frecuencia generan DS al incrementar la presión de poros del suelo con la inherente reducción de la resistencia al corte e incrementando el esfuerzo de corte debido a la propagación de las ondas sísmicas (Kramer, 1996). La Figura 3.1.2-2 muestra la frecuencia con que estos factores gatillan DS en base a 534 eventos reportados (Hance, 2003), en donde los sismos superan el 40%. Si se dejan fuera los eventos que no

tienen un factor desencadenante reportado, este valor aumenta a más del 60%. La rápida sedimentación, fenómeno que puede ser observado en desembocaduras de ríos en zonas lluviosas, también es una causante importante de DS.

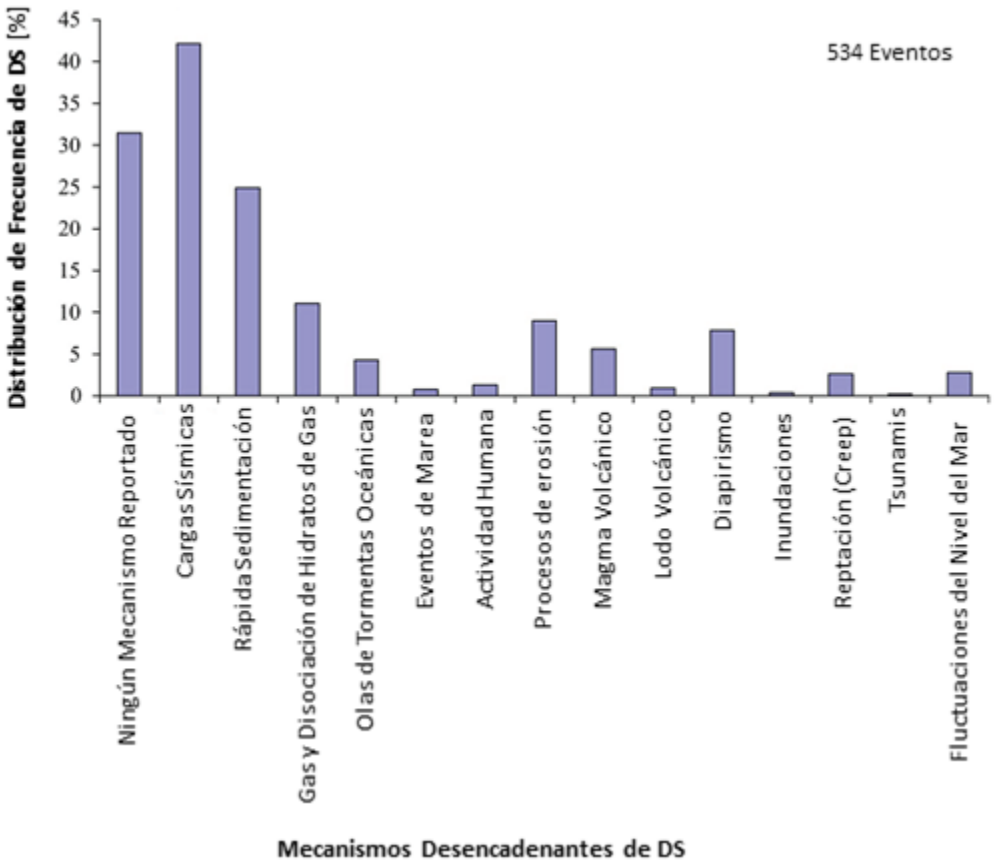

Figura 3.1.2-2: Distribución de frecuencia de deslizamientos como función del mecanismo desencadenante. Fuente: Traducido de Hance, 2003.

3.2 Deslizamientos Submarinos y Tsunamis

3.2.1 Eficiencia en la Generación de Tsunamis

El número de Froude, *Fr*, es un número adimensional que relaciona el efecto de las fuerzas de inercia y las fuerzas de gravedad que actúan sobre un fluido. Para DS, *Fr* se define como el cociente entre la velocidad del deslizamiento y la celeridad de la onda larga generada, $Fr=u/(gh)^{0.5}$, donde *u* es la velocidad del cuerpo deslizante, *h* la profundidad del agua y *g* la aceleración de gravedad. Entonces, el movimiento de un deslizamiento puede clasificarse según su número de Froude en sub-crítico ($Fr<1$), crítico ($Fr=1$) y super-críticio ($Fr>1$). Valores de *Fr* cercanos a la unidad resultan en una alta eficiencia en la transferencia de energía desde el movimiento de la masa al tsunami generado (Harbitz et al., 2006).

En DS sub-críticos el tsunami se alejará rápidamente de la zona de generación de ondas, impidiendo la concentración de ondas y así los efectos de dispersión de frecuencia. Para DS fuertemente sub-críticos (*Fr*<<1), la elevación máxima de la superficie generalmente se correlaciona con el producto del volumen del deslizamiento y su aceleración, dividido por la velocidad de onda al cuadrado ($\sim V*a/c^2$), mientras que el volumen de agua elevado es proporcional al producto del volumen del deslizamiento y su número de Froude ($\sim V*Fr$) (Lovholt et al., 2005).

DS que ocurren en aguas poco profundas están generalmente caracterizados por un movimiento super-crítico, dado que la velocidad de onda es menor, implicando olas más elevadas. Además, profundidades menores implican una mayor cercanía a la costa y por ende una menor disipación de energía.

Ward (2001) investigó el comportamiento de DS para distintos *Fr* (Figura 3.2.1-1), considerando bloques rectangulares finitos, rígidos y de espesor constante. Manteniendo constante la velocidad del deslizamiento, y omitiendo los efectos de aceleración, obtuvo distintas condiciones iniciales de tsunami (deformación y velocidad inicial de la superficie del agua). En la figura se puede apreciar que la máxima elevación de superficie se alcanza con *Fr*=1 (velocidad DS = velocidad del tsunami), decrece rápidamente para movimientos sub-críticos y relativamente más suave para los super-criticos. Además, como es de esperar, se observa que la elevación de la superficie es proporcional a las dimensiones del DS.

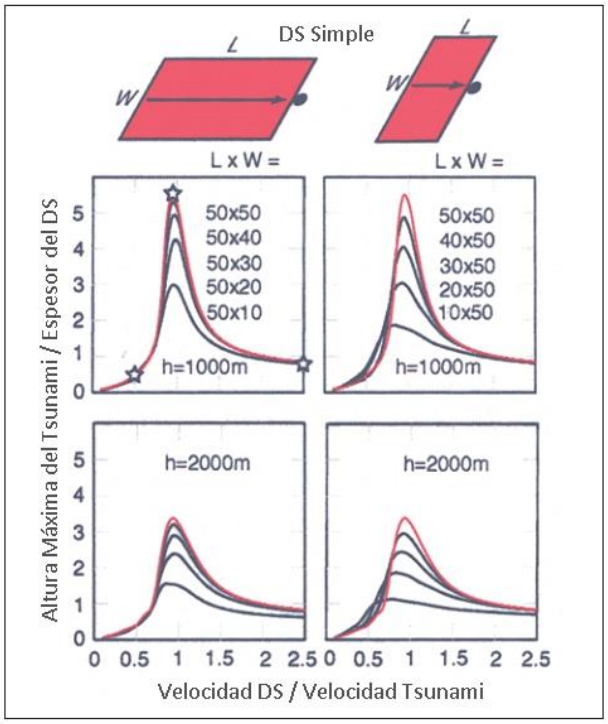

Figura 3.2.1-1: Elevación de la onda generada escalada por el espesor del DS vs el número de Froude para distintas profundidades (h) y dimensiones del DS (LxW). Fuente: Traducido de Ward, 2001.

3.2.2 Dispersión

En la teoría lineal de ondas se considera que la celeridad es comparable a la profundidad del agua mientras la longitud de la onda sea mucho mayor a esta profundidad ($\lambda >> h$). A medida que decrece la longitud de onda, la velocidad de la onda se vuelve dependiente de ésta, existiendo dispersión de frecuencia.

La dispersión de ondas es un fenómeno que ocurre en aguas profundas e intermedias donde la celeridad de la onda es proporcional a la raíz de la longitud de onda o linealmente proporcional al periodo (T). Esto implica que las ondas se ordenarán por su periodo de mayor a menor a medida que se propagan. En aguas someras la dispersión deja de ser importante y las ondas se alinean con los veriles del fondo marino.

Una rápida aceleración o desaceleración de un deslizamiento sumergido producirá un alto contenido de componentes de ondas de corta longitud, haciendo la dispersión relevante. En contraste, para cambios suaves en la velocidad del deslizamiento dominará las componentes de ondas de longitud larga haciendo irrelevante la dispersión (Harbitz et al., 2006). Dado que la longitud de onda está determinada por el largo del deslizamiento, la dispersión será de poca importancia en olas generadas por grandes y sub-críticos DS con una aceleración y desaceleración moderada, produciendo ondas de longitud mucho mayor que la profundidad (Harbitz et al., 2006). También, la deformación del deslizamiento aumentará la longitud de las ondas generadas y por lo tanto reducirá la dispersión (Grilli & Watts 2005).

Por lo tanto, el modelo a utilizar en la propagación de tsunamis por DS debe considerar los efectos de dispersión de frecuencia para asegurar una correcta representación de las ondas.

3.2.3 Retrogresión

El término retrogresión en DS se utiliza para diferenciar los deslizamientos de un solo bloque o cuerpo, de los deslizamientos de varios bloques liberados a distintos intervalos de tiempo. Haugen et al., (2005) demostró que a medida que disminuye el tiempo de falla entre distintos DS retrogresivos, las ondas generadas se superponen aumentando la amplitud, infiriéndose que los DS de un solo bloque generarán ondas de mayor amplitud que los retrogresivos.

Dado que las dimensiones de un DS son determinadas a partir de la cicatriz dejada por este en el fondo marino, es imposible determinar si el deslizamiento fue de un solo bloque o de varias fallas retrogresivas. Es por esto que al momento de modelar un DS, debe tenerse en cuenta la existencia de fallas retrogresivas para evitar sobredimensionar el tsunami generado.

3.2.4 Comparación con Tsunamis Generados por Sismos

Los tsunamis generados por DS a menudo tienen grandes alturas de run-ups en las costas cercanas al área del deslizamiento, pero limitados efectos en campo lejano en comparación a tsunamis tectónicos (Okal & Synolakis, 2004). Esta rápida disipación de la energía del tsunami es resultado, en primer lugar, de la propagación radial desde una fuente dipolar local. Esto contrasta con la falta de disipación radial en la mayoría de los tsunamis de origen sísmico ya que tienden a ser extensas fuentes lineales que se propagan perpendicularmente a la falla, siempre y cuando la distancia de

propagación sea del mismo orden que el largo de la falla o menor, existiendo disipación radial en zonas de campo lejano. Además, el efecto de dispersión en tsunamis por DS puede generar disipación.

La energía disponible para la generación de un tsunami es proporcional al cuadrado de la elevación del lecho marino. Un DS moviliza menos material que un terremoto, pero puede desplazarlo verticalmente hasta 100 veces más, resultando en una cantidad comparable de energía entre ambos (Okal &Synolakis, 2004). Esto confirma que grandes DS son potencialmente tsunamigénicos al menos localmente, ya que las elevaciones en la superficie del agua de un tsunami en campo lejano son proporcionales al volumen de agua desplazado, mientras que en campo cercano están determinadas por la energía potencial del agua desplazada (Satake & Tanioka, 2003).

Otra diferencia tiene relación con la profundidad donde ocurren sismos y DS. Los primeros son más devastadores cuando ocurren en aguas profundas debido al efecto de asomeramiento que sufrirán las ondas generadas al acercarse a la costa. En cambio los DS en aguas poco profundan generan grandes olas localizadas que sufrirán poca dispersión radial en comparación a los que ocurren en aguas profundas (Ward, 2001).

En cuanto a la longitud de onda de las olas generadas por DS, estas son más cortas que las de origen sísmico lo que significa que puede ser requerido un modelo de propagación dispersivo que tome en cuenta un amplio rango de longitudes de onda (Lynett et al., 2003).

3.2.5 DS Tsunamigénicos a Nivel Mundial

Estudios de batimetría de detalle en distintas zonas costeras han revelado la existencia de importantes deslizamientos. Uno de los más grandes estudiados ocurrió hace unos 200,000 años en el flanco norte de la isla de Oahu, Hawaii (Bryant, 2001). Conocido como el Deslizamiento de Nuuanu, involucró la movilización de unos 5000 [km^3] y un área de 23000 [km^2]. La masa se deslizó 220 [km] a una profundidad de unos 4400 [m] (Moore et al. 1989, 1994). Modelos numéricos de este deslizamiento predicen olas de hasta 60 [m] impactando las playas de la isla de Hawaii y olas de hasta 20 [m] impactando la costa Pacífico Nor-Oeste (Ward, 2001). Otro DS famoso por su tamaño es el deslizamiento de Storegga, en el Mar Noruego. Ocurrido hace unos 8200 años atrás, involucró un volumen de 3000 [km^3] de material afectando un área de 90000 [km^2] en una pendiente del orden de los 0.6-0.7° de inclinación (Kvalstad et al., 2005).

Aunque la mayoría de los DS tsunamigénicos detectados tienen una edad de miles de años, existen algunos tsunamis recientes en que se ha comprobado que fueron generados por remociones en masa submarinas. Uno de los ejemplos más conocidos es el de Papua Nueva Guinea en 1998, en donde un sismo de magnitud 7.1 [Mw] generó un gran deslizamiento submarino el cual provocó a su vez un tsunami con olas de hasta 15 [m] que dejó como resultado unas 2,200 víctimas fatales (U.S. Geological Survey, 2007). En Alaska existe evidencia que los sismos de Unimak 1946 y el Gran terremoto de 1964, fueron procedidos por deslizamientos submarinos (Watts et al., 2003a; Lee et al., 2003), todos caracterizados por olas de gran amplitud en forma local. En el terremoto de Tohoku-Oki 2011 en Japón también se infiere la existencia de un deslizamiento post sísmico dado las inexplicables altas frecuencias y amplitudes de las ondas en forma local (Grilli et al., 2013).

Una completa lista de deslizamientos submarinos recientes e históricos a nivel mundial es descrita por Harbitz et al. (2013).

4 DESLIZAMIENTOS SUBMARINOS EN LA COSTA CENTRO-SUR DE CHILE

4.1 DS Detectados en la Costa Pacífico Centro-Sur de Chile

El margen continental de la zona centro-sur de Chile está compuesto por la placa Sudamericana que se superpone a la placa de Nazca. Su morfología (Figura 4.1.4-1) se compone básicamente, desde la costa hacia mar adentro, por una plataforma continental, un talud continental, la fosa oceánica, un talud oceánico, una elevación externa y la planicie abisal (Diaz-Naveas, 2010).

En la zona centro-sur del margen (33-47°S), la plataforma continental tiene una extensión horizontal relevante, con la presencia de una serie de cuencas sedimentarias y cañones submarinos que bajan a la fosa oceánica (Diaz-Naveas, 2010). Esta fosa presenta rellenos sedimentarios que aumentan progresivamente hacia el sur. Además, a lo largo de la fosa se forma un canal axial que transporta sedimentos provenientes de los cañones submarinos hacia el norte hasta intersectarse con el dorsal del archipiélago de Juan Fernández, el cual actúa de barrera para el transporte de sedimentos. En otras palabras, existe un transporte de sedimentos de sur a norte hasta el dorsal de Juan Fernández.

Los cañones submarinos corresponden normalmente a valles sinuosos y angostos que cortan la plataforma y talud continental. Unen la desembocadura de ríos con la base del margen continental, actuando como transportadores de sedimentos desde el continente a las profundidades del océano. Son más abundantes hacia el sur del margen dado la mayor presencia de ríos. Los más relevantes en cuanto a tamaño y transporte de sedimentos corresponden al cañón submarino de San Antonio y del Biobío.

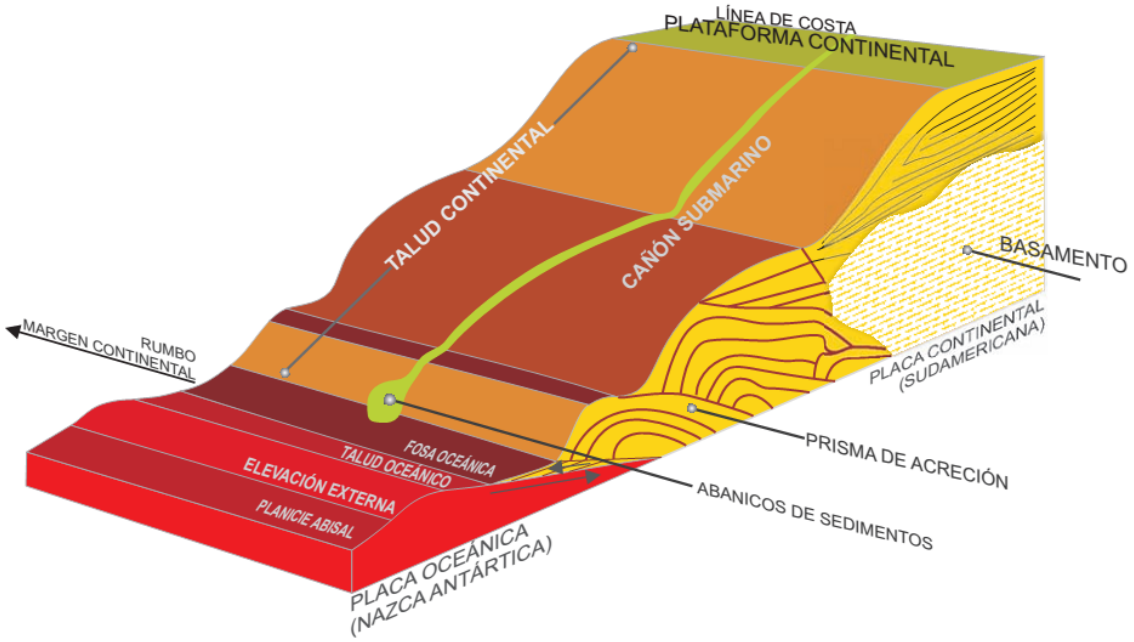

Figura 4.1-1: Esquema del margen continental típico de Chile, junto a los rasgos morfológicos más relevantes, además de las estructuras internas de la placa continental. Fuente: Diaz-Naveas, 2010.

Expediciones científicas pre y post terremoto del Maule 2010 lideradas por el Centro Alemán de Estudio Oceanográfico Kliel, GEOMAR, detectaron más de 62 fallas submarinas entre los 33°S y 42°S (Valparaíso a Coronel), Figura 4.1-2, con áreas comprometidas entre los 1 a 1285 [km^2] (Völker et al., 2012)

Basado en su ubicación geográfica y tamaño involucrado, se distinguen cuatro grupos básicos de fallas: (1) fallas relacionadas a cañones submarinos, (2) fallas en taludes abiertos, (3) fallas que afectan la parte más baja del talud y (4) fallas gigantes que afectan todo el talud. En la Figura 4.1-2 a la izquierda se presenta la ubicación de los distintos DS como puntos (rojo=fallas en paredes de cañones, verde=fallas en taludes abiertos, azul=fallas en la parte baja del talud, amarillo=fallas gigantes). El tamaño (área) de los círculos de los DS está escalado logarítmicamente. A la derecha, se muestra la distribución por gradiente del talud (círculos), donde se observa que la mayoría no tiene una pendiente mayor a los 10° de inclinación La curva indica el porcentaje de áreas afectadas por cada un grado latitudinal (unos 1.9 [km]), la cual presenta un valor menor al 5% relativamente constante exceptuando la zona donde ocurrieron 3 deslizamientos gigantes dado la gran área que estos abarcan. Las zonas en gris no fueron mapeadas.

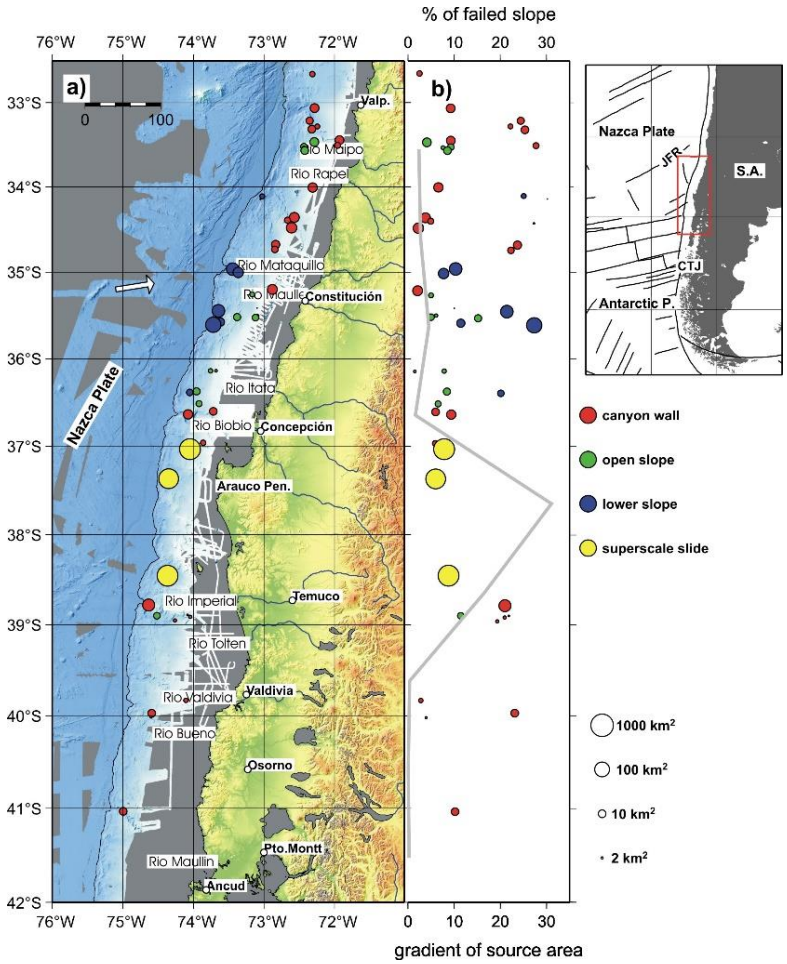

Figura 4.1-2**:** a) Mapa batimétrico de la zona estudiada. b) Gradiente del talud (puntos) y porcentaje del talud fallado (curva). Fuente: Völker et al., 2012.

4.1.1 Deslizamientos en el Talud Abierto

Ocurren en la parte media y superior del talud continental (círculos verdes en Figura 4.1-2). Se detectaron 17 fallas de esta categoría con áreas involucradas de 1 a 30 [km^2], en profundidades entre los 200 y 2300 [m] y una pendiente máxima de 16° de inclinación. La mayoría no muestra ninguna relación con la topografía y en general se formaron en taludes de pendiente suave con grandes zonas aledañas sin fallas. Las cicatrices que dejaron estas fallas típicamente tienen forma de abanicos aislados con muros perimetrales bien definidos. Los restos de estos deslizamientos no se evidencian claramente, por lo que podrían estar ausentes o enterrados. Por otra parte, existen 3 deslizamientos que están relacionados a una cadena montañosa paralela a la trinchera cerca de Constitución, que representa la expresión superficial de una falla profunda en esa zona (Geersen et al., 2011). De estos deslizamientos, el de Valdés (Anasetti et al., 2010; Weiss et al., 2013) es de interés como posible generador de un tsunami destructivo debido a que la dirección de la falla enfrenta al continente.

4.1.2 Deslizamientos en Cañones Submarinos

Más de la mitad (33) de las fallas fueron detectadas en cañones submarinos (círculos rojos en Figura 4.1-2). Tienen un área menor a los 30 [km^2], con solo tres deslizamientos entre 30 y 90 [km^2]). Son del tipo traslacional y ocurren a lo largo de todo el cañón e independientes de la profundidad. Pueden ser discernidos como un retiro de material en forma de hendiduras semicirculares de los muros de los cañones. En algunos casos, el material colapsado aún está presente como bloques de sedimentos dentro del cañón, pero en la mayoría los restos no están presentes, posiblemente debido a que se dispersaron a lo largo del cañón o fueron transportados a la trinchera continental mar adentro. Los principales cañones estudiados corresponden, de Norte a Sur, al de San Antonio, Mataquito, Itata, Biobío, Paleo-Pellahuén, Imperial/Toltén y Calle-Calle (Figura 4.1-2). Todos estos corresponden a prolongaciones de ríos que drenan la cordillera de los Andes y de la Costa hacia el océano Pacífico. En los cañones al norte de los 37°S (cañones de San Antonio a Biobío) entre el 40 y 60% de las paredes de estos se encuentran falladas, mientras que al sur de esta latitud, este porcentaje es menor al 10%. Esta variabilidad puede ser explicada por (1) ausencia o presencia de capas débiles, (2) diferencias en la actividad y geometría en los sistemas de cañones debido a la actividad tectónica y/o (3) cambios latitudinales en la composición de los sedimentos y tasa de sedimentación (Völker et al., 2012). Los depósitos de las fallas también varían entre los distintos cañones, por ejemplo, en el cañón del Biobío (36.8°S) un sondaje mostró material de tres deslizamientos consecutivos, mientras que en sondajes realizados en el cañón submarino de San Antonio no se detectaron restos de fallas, por lo que se cree que fueron transportados a la fosa.

4.1.3 Deslizamientos en la Parte Más Baja del Talud Continental

En la parte más baja del talud continental, la batimetría presenta varias hendiduras (círculos azules en Figura 4.1-2) que interrumpen largas zonas homogéneas (no falladas) entre los 34 y 37°S. Seis deslizamientos de este tipo aún están preservados a profundidades entre los 2100 y 5000 [m]. Estas fallas son significativamente más grandes que las relacionados con cañones submarinos con 15 a 217 [km^2] de superficie y con un talud empinado de hasta 30° de inclinación. En mucho de los casos, las rocas desplazadas están enterradas en la trinchera o ausentes, exceptuando algunos casos como

el deslizamiento de Reloca (Völker et al., 2010), en el cual los restos del deslizamiento aún se preservan en el fondo marino.

4.1.4 Deslizamientos Gigantes que Afectan la Totalidad del Talud Continental

Existen tres hendiduras gigantes con áreas de 1285, 924 y 1145 [km^2], de norte a sur respectivamente, entre los 37 y 39°S (círculos amarillos en Figura 4.1-2, "Northern-Central-Southern Embayment" en Figura 4.1.4-1). EL volumen faltante en el talud es del orden de los 300 a 500 [km^3] para cada una de las tres fallas. Las cicatrices dejadas por los deslizamientos son discernibles como grandes ensenadas alargadas con empinados muros de hasta 500 [m] de altura. Perfiles de reflexión sísmica realizados en la trinchera mar adentro a estas fallas muestran intervalos caóticos entre capas homogéneas bien estratificadas de sedimentos (Figura 4.2.4-1, más adelante). En contraste, en zonas donde no existen estás discontinuidades del talud, el perfil de reflexión sísmica muestra un patrón de capas bien estratificadas sobre la subducción de la Placa de Nazca.

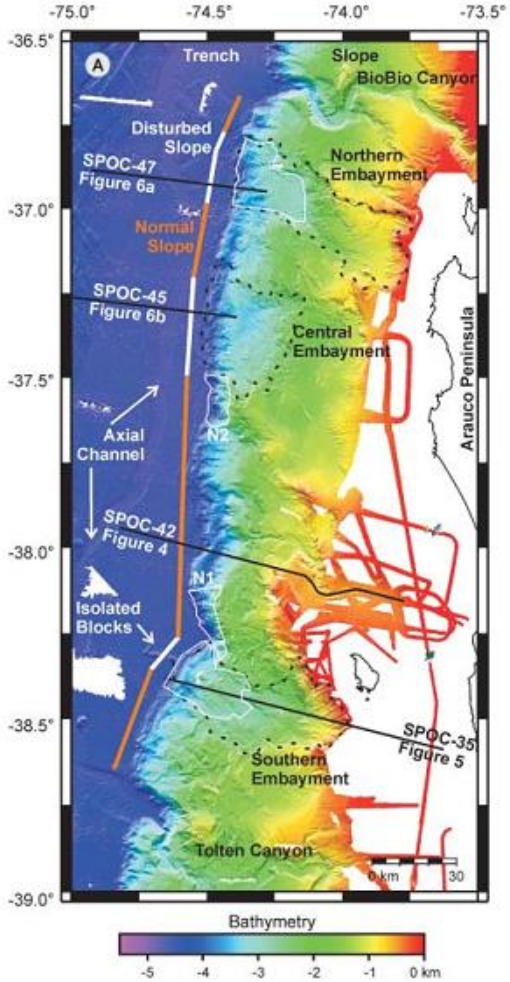

Figura 4.1.4-1: Batimetría de detalle en la zona de DS gigantes. La imagen muestra con línea segmentada negra las cicatrices dejadas por estos deslizamientos. Fuente: Geersen et al., 2011.

4.2 Deslizamientos Estudiados en Detalle

Para cada categoría indicada en 4.1, investigadores han estudiado un DS en detalle, determinando sus dimensiones y características principales. En todos estos casos, los DS fueron detectados mediante radares de reflexión sísmica y ecosondas que permiten visualizar la cicatriz que dejaron. Una vez identificada la cicatriz como causa de un posible deslizamiento importante, realizaron sondajes a los pies del deslizamiento para confirmar el evento y determinar su edad.

4.2.1 Deslizamiento de Valdés

El deslizamiento de Valdés es un deslizamiento de tamaño medio en el talud abierto continental (Figura 4.2.1-1). Está ubicado a unos 100 [km] al Suroeste de Constitución, Región del Maule. Presenta un ancho máximo de 3 [km] y un largo (en la dirección del desplazamiento) aproximado de 6 [km], involucrando un área de entre 19 a 23 [km^2]. A partir de una reconstrucción de la morfología de la zona de la falla, se estima que su volumen es de 0.8 [km^3]. En contraste con la mayoría de los deslizamientos en talud abierto, la falla enfrenta al continente al estar ubicado al lado Este de una cresta montañosa paralela al margen continental, de unos 80 [km] de longitud y 600 [m] de altura a la mitad del talud a una profundidad entre 1060 y 1800 [m]. Esta cadena montañosa submarina tiene relación con el prisma de acreción en la intersección de las placas tectónicas. El levantamiento de esta cadena junto con la alta tasa de sedimentación en el margen continental son los factores pre-condicionantes más importantes de este evento. Estudios de reflexión sísmica junto con el análisis de sondajes en la zona de la falla sugieren la existencia de una capa de cenizas volcánicas de 30 [cm] que actuó como superficie deslizante. El perfil longitudinal se presenta en la Figura 4.2.1-2, de donde puede estimarse la pendiente promedio de la falla, la cual es cercana a los 8° de inclinación, además de la profundidad inicial del centro de masa, la que bordea los 1300 [m]. El factor desencadenante de la falla probablemente fue de origen sísmico. No existe información acerca de cuándo ocurrió.

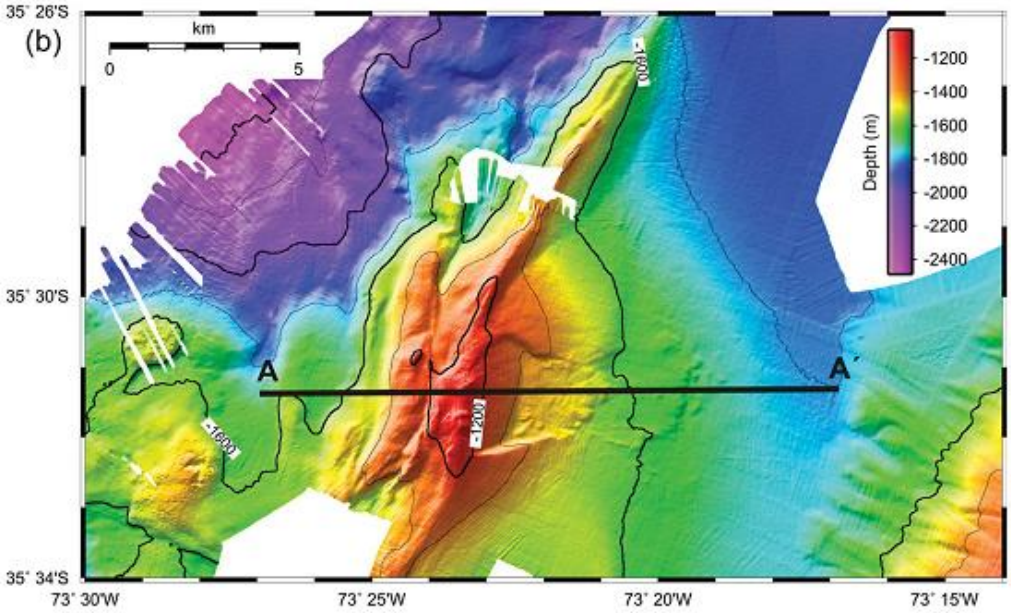

Figura 4.2.1-1: Batimetría de alta resolución del deslizamiento de Valdés y ubicación del perfil longitudinal de la falla. Fuente: Weiss et al., 2013.

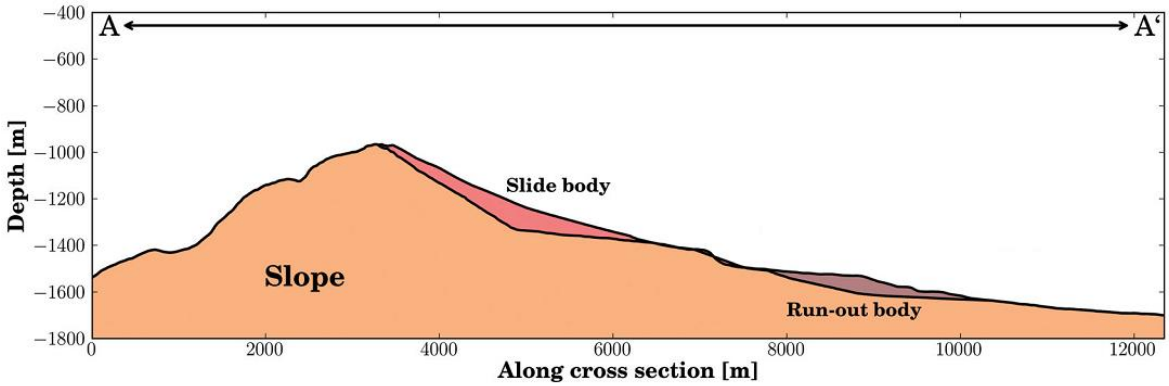

Figura 4.2.1-2: Perfil longitudinal, de Oeste a Este, del deslizamiento de Valdés que muestra la posición inicial reconstruida (Slide body) y la disposición final del material desplazado (Run-out body). Fuente: Weiss et al., 2013.

4.2.2 Deslizamiento del Biobío

El cañón submarino del Biobío está ubicado al Oeste de Concepción, Región del Biobío. Este cañón se caracteriza por ser el más grande y aparentemente el más activo en el transporte de sedimentos, conectando la desembocadura del río homónimo con la trinchera chilena. Múltiples deslizamientos individuales con áreas de 5 a 20 [km^2] han sido detectados en este cañón. Todos ellos parecen ser delgados y del tipo traslacional. El más grande de estos, denominado deslizamiento del Biobío (Völker at al., 2011) (Figura 4.2.2-1), está ubicado alrededor de los 36°37'S y 73°43'O a unos

1400 [m] de profundidad. Tiene unos 6 [km] de largo, 5 [km] de ancho y un área aproximada de 20 [km^2]. Los muros de esta depresión tienen en promedio 65 [m] de alto y una pendiente de entre 20 y 26°. La dirección de deslizamiento es hacia el suroeste. Análisis de sondajes realizados en la base del cañón revelan que la última gran falla en esta zona ocurrió hace unos 700-1000 años, aunque nuevos estudios sugieren que ocurrió unos 5500 años atrás (Bernhann et al., 2014).

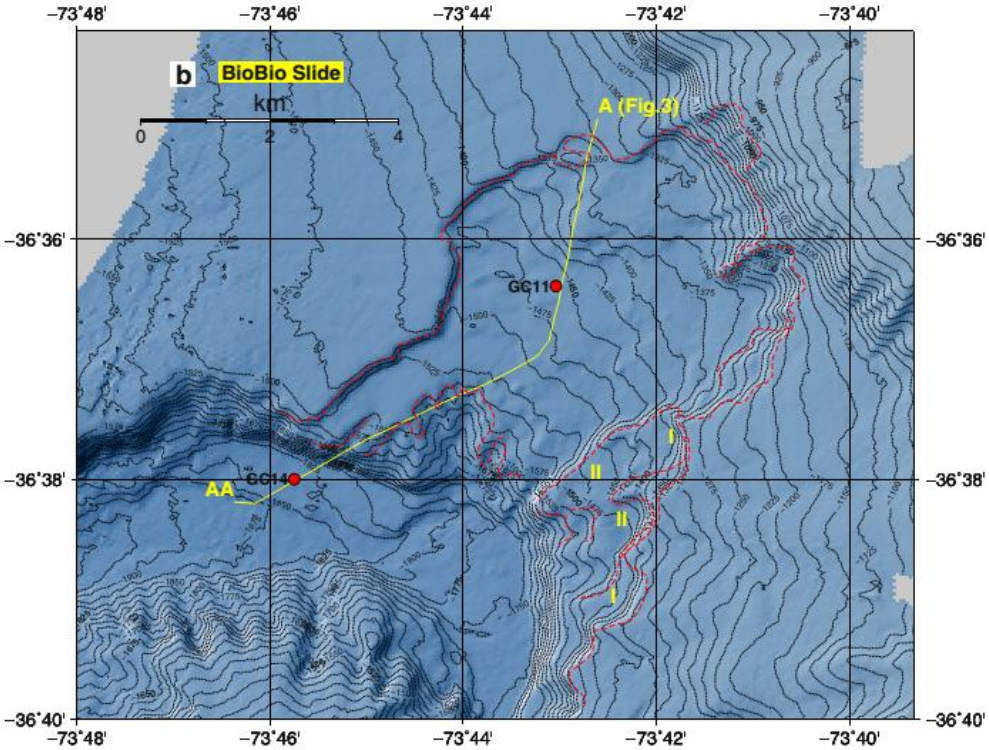

Figura 4.2.2-1: Batimetría detallada del deslizamiento del Biobío. Fuente: Völker at al., 2011.

La figura anterior muestra la falla principal del DS del Biobío (línea segmentada roja), además de la ubicación de los sondajes realizados (puntos rojos).

4.2.3 Deslizamiento de Reloca

El deslizamiento de Reloca (Völker et al., 2010) está ubicado a 100 [km] al oeste de la desembocadura del río Reloca, Provincia de Cauquenes, Región del Maule, en la parte más baja del talud continental a unos 3300-4000 [m] de profundidad. Posee un ancho de 16 [km] y un largo de 18[km], afectando un área máxima de 217 [km^2]. A partir de la reconstrucción del talud el volumen de la falla se estima en 24 [km^3]. La pendiente del talud en esa zona es empinada alcanzando valores por sobre los 30°. Se estima que la masa descendió 2000 [m] de forma vertical y se trasladó 18 [km]. Ni la edad del evento ni su desencadenamiento han sido establecidas. La Figura 4.2.3-1 muestra una vista en tres dimensiones de la batimetría actual en el área del deslizamiento, donde se observa la cicatriz en el talud (flecha amarilla) y los restos de material que aún se preservan (línea segmentada amarilla).

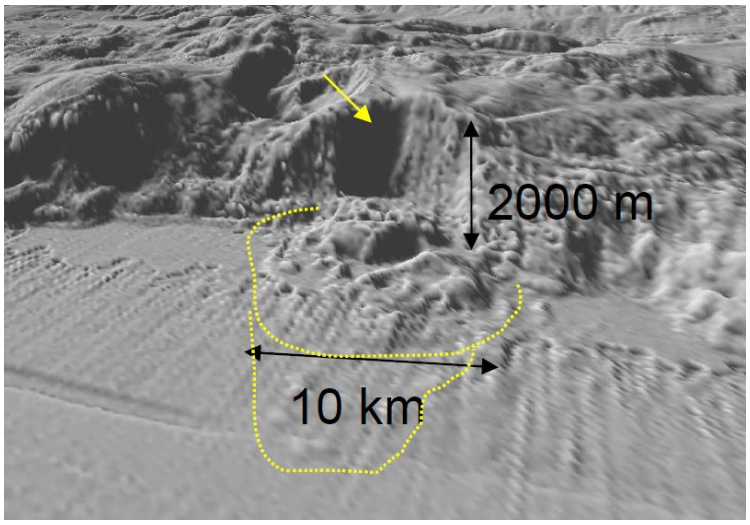

Figura 4.2.3-1: Batimetría actual en la zona del DS de Reloca. Fuente: Völker et al., 2010.

4.2.4 Deslizamiento de Arauco

El deslizamiento de Arauco (Geersen et al., 2011, Figura 4.2.4-1) es una falla rotacional del tipo gigante que compromete todo el talud. Ubicado al este de la Bahía de Arauco, involucra un volumen de más de 418 [km^3] y posee una cicatriz claramente apreciable como una gran discontinuidad del talud submarino en esa zona. Está asociado al periodo Pleistoceno (2.59 millones de años – 10000 años A.C.), formado por la intrusión de la placa de Nazca bajo la Continental y gatillado probablemente por un megaterremoto. La depresión ("embayment" en la figura) tiene una clara forma cóncava, como cuchara alargada, con paredes laterales empinadas ("sidewalls"), paredes superiores distintas a la de zonas aledañas y una morfología subangular caótica alineada en los depósitos de la trinchera ("trench"). Estas características son típicas de fallas de talud submarinas (Hampton et al., 1996). Además, la depresión tiene zonas ligeramente curvas, indicando que la falla fue del tipo rotacional. En la parte superior derecha e inferior izquierda de la figura, se muestra un esquema de los patrones de la reflexión sísmica realizada en los puntos señalados, evidenciando una disposición caótica de sedimentos a los pies de la cicatriz.

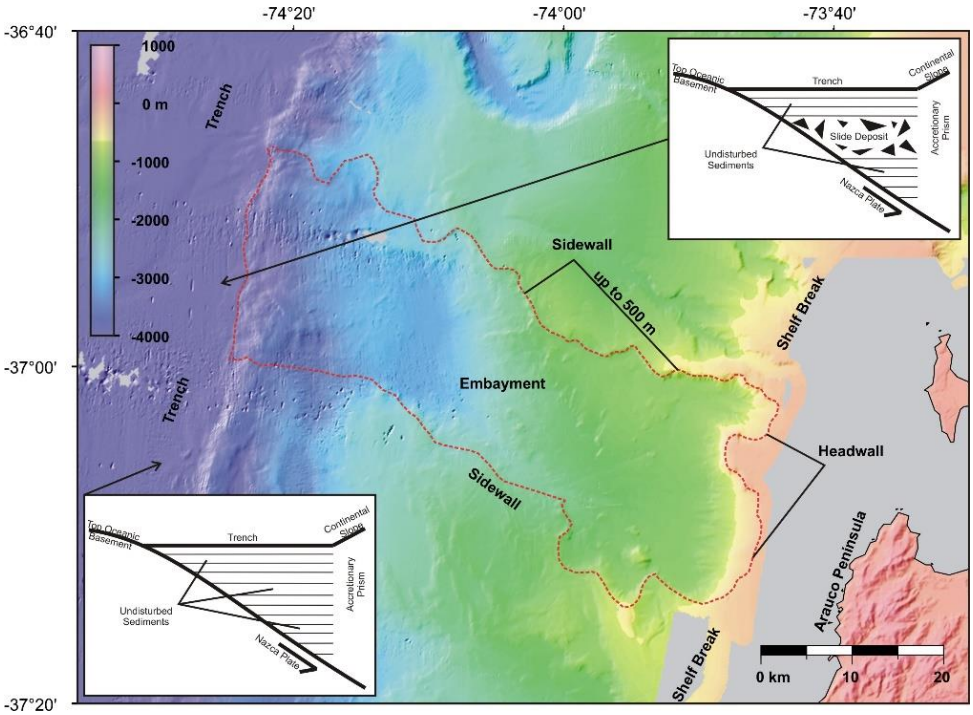

Figura 4.2.4-1: Batimetría del deslizamiento de Arauco. Fuente: Geersen et al., 2011.

4.3 Peligro de Tsunami por DS en la Costa Pacífico Centro-Sur de Chile

En resumen, numerosos DS han sido detectados en la costa pacífico centro sur de Chile, muchos de estos potenciales generadores de tsunamis debido a su gran envergadura y cercanía a la costa, evidenciando que el país no está exento de estos desastres naturales impredecibles.

Además, existe una gran variabilidad en las características de estos DS. En cuanto a su ubicación, se presentan a lo largo de todo el talud continental pero se concentran en cañones submarinos. Las dimensiones de los DS detallados van desde 0,8 a 415 [km^3], todos más largos (en la dirección de deslizamiento) que anchos. La profundidad de la posición inicial de los DS detallados varía desde los 1300 a 4000 [m], esto es desde el comienzo del talud continental hasta antes de la fosa oceánica. La pendiente de talud máxima donde ocurren las fallas va desde los 6 a los 30 [°] de inclinación. Todos estos factores son claves en la modelación de la onda de tsunami generada como se verá en el capítulo siguiente.

A modo de comparación, el tsunami que afectó a Papua Nueva Guinea en 1998 y causó más de 2000 víctimas fatales, fue provocado por un DS de unos 9 [km^3] a unos 1500 [m] de profundidad y 12 [°] de pendiente de la falla (Watts et al., 2003a), por lo que es de esperar que los tsunamis generados por los DS detectados en Chile hayan causado grandes olas en el litoral.

Se infiere que el mecanismo desencadenante de las fallas detectadas fueron los fuertes sismos interplaca que afectan la zona, junto con una rápida acumulación de sedimentos sobre el talud y el levantamiento de la placa continental debido a la intrusión de la placa oceánica, fenómenos presentes aún en la actualidad.

En ninguno de los casos detallados en la sección 4.2 se ha establecido una fecha de ocurrencia con exactitud, factor determinante para establecer una recurrencia de estos eventos en estudios probabilísticos de amenaza de tsunamis.

Los factores señalados anteriormente, sumado a la gran longitud de costa que posee el país, hace a los DS potencialmente peligrosos en cuanto a la generación de tsunamis en Chile. Estudiar el comportamiento de la onda generada, en cuanto a su amplitud, frecuencia y duración del oleaje de tsunami, por DS como fuente única y en combinación con sismos, podría ser clave en la evacuación de la población y el establecimiento de alertas ante estos desastres naturales.

5 MODELACIÓN NUMÉRICA

5.1 Modelación de Tsunamis por DS

El modelado de tsunami por DS consiste, en primer lugar, en la descripción del movimiento del deslizamiento. Los modelos existentes para esta descripción se pueden clasificar principalmente en los siguientes grupos:

- Modelos de bloques rígidos, en donde el deslizamiento es representado por uno o varios cuerpos indeformables que mantiene sus propiedades durante todo su desplazamiento a lo largo de la pendiente del talud. Describen de mejor forma los deslizamientos de rocas y deslizamientos subaéreos.
- Modelos newtonianos o viscosos, utilizados para modelar deslizamientos deformables compuestos de granos finos saturados, como un flujo de material submarino generador de tsunamis.
- Modelos visco-plásticos de Bingham, unifican las características de las dos teorías anteriores al considerar el deslizamiento como una transición de un cuerpo sólido a un fluido viscoso. Se utilizan comúnmente para describir deslizamientos compuestos por diferentes substancias.
- Modelos reológicos, consideran una relación no lineal entre el esfuerzo al corte y el gradiente de velocidades para un flujo laminar, tal como una relación Bilineal (Locat & Lee, 2002), o un "Modelo de Difusión" (Heinrich et al., 1998) para mezclas de fluidos u otro más sofisticado.

Para el presente estudio se utiliza un modelo de bloque rígido en donde se distinguen dos formas idealizadas de movimiento, los DS traslacionales y rotacionales. Los primeros corresponden a masas delgadas desplazándose grandes distancias con una superficie de falla plana en donde se asume una fricción despreciable, mientras que los rotacionales corresponden a masas gruesas cohesivas con un desplazamiento mínimo y una superficie de falla cóncava (Prior y Coleman 1979; Edgers y Karlsrud 1982).

Ambos tipos de deslizamientos se modelan considerándolos como un cuerpo rígido de forma semi-elipsoidal (Figura 5.1-1), densidad relativa γ, ancho B a lo largo del plano inclinado, ancho transversal w, un espesor máximo T y su centro de masa se encuentra a una profundidad inicial d. Los deslizamientos del tipo traslacional describen un desplazamiento lineal sobre un plano inclinado de ángulo Θ. Los deslizamientos rotacionales describen un desplazamiento rotacional $R*\varphi$, siendo R el radio de giro del centro de masa en el plano vertical y φ el ángulo que se desplaza.

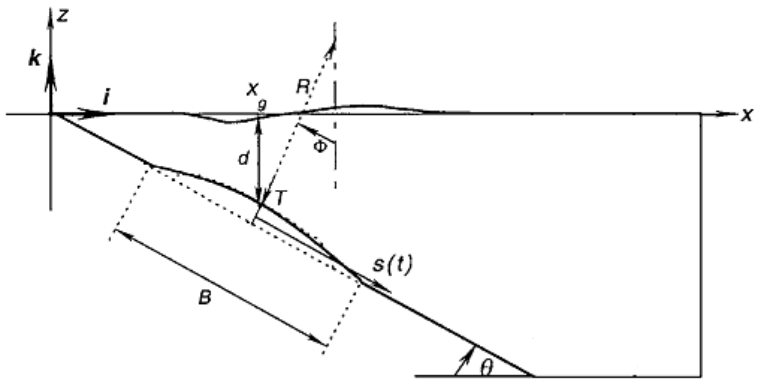

Figura 5.1-1: Parámetros para la modelación de DS traslacionales y rotacionales. Fuente: Grilli et al., 2002.

La obtención de la deformación inicial de la superficie del agua que producen estos desplazamientos de tierra, junto con sus respectivas velocidades horizontales, es obtenida de forma empírica a partir de ecuaciones analíticas basadas en una serie de simulaciones numéricas y experimentos realizados en laboratorio (Grilli y Watts, 1999; Grilli et al., 2002). Estas condiciones iniciales pueden ser introducidas en un modelo de propagación de tsunami de la misma forma en que se trabaja las deformaciones co-sísmicas instantáneas.

5.1.1 Modelado DS Traslacionales (DST)

El movimiento de DST rígidos se modela como el desplazamiento en el tiempo *s(t)* de su centro de masa (Figura 5.1-1), el cual está determinado por el equilibrio de fuerzas de inercia, masa añadida, gravedad, arrastre hidrodinámico y boyancia, con una velocidad inicial y aceleración terminal nulos como condiciones de borde dinámico.

$$s(t) = S_0\, ln\left(cosh\left(\frac{t}{t_0}\right)\right) \quad con \quad S_0 = \frac{{u_t}^2}{a_0} \quad , \quad t_0 = \frac{u_t}{a_0},$$

$$a_0 = g\, sen\theta\left(\frac{\gamma - 1}{\gamma + C_m}\right) \quad y \quad u_t = \left(gBsen\theta\frac{\pi(\gamma - 1)}{2C_d}\right)^{1/2}$$

Donde a_0 corresponde a la aceleración inicial, u_t la velocidad terminal y g denota la aceleración de gravedad. C_d y C_m son los coeficientes de arrastre hidrodinámico y masa añadida respectivamente. S_0 y t_0 corresponden a la distancia y tiempo característicos del deslizamiento, los que físicamente representan la distancia y la duración durante los cuales la generación de ondas es significativa.

El trabajo experimental mostró que *s(t)* es casi independiente de los coeficientes hidrodinámicos C_d y C_m, por lo que es apropiado asumir C_d=C_m=1 con el fin de simplificar el problema.

Mediante un ajuste de curva a los resultados obtenidos experimental y numéricamente se obtiene la "amplitud característica de tsunami", η_0, la cual se define como la máxima depresión de la

superficie libre del agua sobre la posición inicial del punto de mayor espesor del DS (x=x_g, Figura 5.1-1**)**, junto con su longitud de onda característica λ_0:

$$\eta_0 = 0.723 * S_0 * (0.04772 - 0.03559 * \sin\theta + 0.00813 * \sin^2\theta) * \left(\frac{T}{B}\right) * \left(\frac{B * \sin\theta}{d}\right)^{1.25} * 1.18 * \left(1 - e^{-2.2027*(\gamma-1)}\right)$$

$$\lambda_0 = t_0 * \sqrt{g * B}$$

5.1.2 Modelado DS Rotacionales (DSR)

De manera similar a los DST, los DSR se modelan como cuerpos rígidos con un desplazamiento angular máximo ϕ de su centro de masa. Asumiendo una ruptura circular de radio *R* y un pequeño desplazamiento angular (con lo que senϕ ≈ϕ), el movimiento *s(t)* del centro de masa es obtenido a partir de un equilibrio de fuerzas de inercia, masa añadida, gravedad y boyancia, como:

$$s(t) = S_0\left(1 - cos\left(\frac{t}{t_0}\right)\right) \;\; con \;\; S_0 = \frac{R\emptyset}{2} \;\; y \;\; t_0 = \left(\frac{R(\gamma + C_m)}{g(\gamma - 1)}\right)^{1/2}$$

$$a_0 = \frac{S_0}{{t_0}^2} \;\; y \;\; u_t = \frac{S_0}{t_0}$$

La fricción hidrodinámica (C_d) se considera nula debido al pequeño desplazamiento de estas fallas y de igual que los DST, es posible asumir un coeficiente hidrodinámico C_m=1, obteniéndose la amplitud y longitud de onda características:

$$\eta_0 = 0.09556 * S_0 * (1.4662(\gamma - 1) - 0.3454 * (\gamma - 1)^2) * \sin\theta^{0.22} * \left(\frac{T}{B}\right) * \left(\frac{B}{d}\right)^{1.25} * \emptyset^{0.39} * \left(\frac{B}{R}\right)^{0.63}$$

$$\lambda_0 = 2 * t_0 * \sqrt{g * d}$$

Mediante la amplitud de onda característica, la longitud de onda característica y el ancho *W* del deslizamiento, se determina la función η(x,y) que describe la deformación inicial en tres dimensiones tanto para DST como DSR. La magnitud de la velocidad inicial es asumida proporcional a η(x,y) y a la velocidad de ondas largas c=$(gh)^{1/2}$, basándose en la conservación de masa para ondas largas. La dirección de la velocidad inicial es considerada en la misma dirección del gradiente de η(x,y) (Grilli et al., 2011).

5.2 Modelo Geowave

Geowave (Watts et al. 2003a) es un modelo numérico computacional que simula la generación, propagación e inundación de un tsunami, utilizando las ecuaciones de onda de 4to orden de

Boussinesq, incorporando términos no lineales y dispersivos, con múltiples mecanismos de disipación de onda, rompimiento de olas y escurrimiento sobre tierra seca.

Las condiciones iniciales del tsunami son calculadas por el subprograma TOPICS (Watts, 2002). Este produce fuentes de tsunami en 3D generadas por desplazamientos co-sísmicos, deslizamientos subaéreos, deslizamientos submarinos, flujos piroclásticos, colapsos de caldera, entre otros, además que permite la posibilidad de incorporar una fuente externa definida por el usuario. Las fuentes de tsunami pueden ser usadas como condición inicial o introducidas en cualquier instante en una simulación. Se pueden utilizar múltiples fuentes de tsunamis en una misma simulación, haciendo posible la descripción de complejas estructuras de falla o la combinación de sismos y deslizamientos.

Una vez generada la fuente, se inicia el modelo de propagación e inundación Funwave (Wei et al., 1995; Wei and Kirby, 1995), el cual es un modelo de propagación de onda larga basado en la aproximación de Boussinesq de las ondas dinámicas. La aproximación de Boussinesq expande la teoría de onda larga lineal en regímenes no lineales y dispersivos. El modelo de simulación es completamente no lineal y capaz de simular un amplio rango de longitudes de onda no limitado solo a ondas largas. Además, modela el rompimiento de olas y la intrusión de las aguas en la costa.

Como salida, el programa entrega datos puntuales como altura de la ola vs el tiempo, velocidad vs tiempo, entre otros, en nodos previamente indicados. También arroja la deformación de la superficie libre en cada intervalo de tiempo especificado, deformación máxima y mínima de la superficie, flujos máximos de agua e indica los nodos por donde alguna vez paso el agua.

Las condiciones de borde usadas en Geowave consisten en una capa tipo esponja, de 10 nodos de ancho a lo largo del borde de la grilla, sea esta agua o tierra. Esta capa divide las amplitudes de onda en cada paso de tiempo por un número mayor a uno hasta reducirlas a cero, absorbiendo el oleaje saliente como una esponja.

5.3 Deslizamientos Submarinos Considerados

Se considerarán cuatro escenarios de modelación de tsunami por DS (Figura 5.3-1). Estos corresponden a los casos descritos en detalle en el punto 4.2 y se modelarán según la metodología mencionada en 5.1, asumiendo un cuerpo rígido único de forma semi-elipsoidal deslizando en un talud de pendiente constante (Figura 5.1-1). Las dimensiones del largo **B**, ancho **w** y espesor **T** de las fallas idealizadas fueron estimadas a partir de la descripción morfológica de las fallas y el volumen total involucrado proporcionados por los distintos investigadores de cada escenario, exceptuando el caso del deslizamiento de Reloca, para el cual Volker et al. (2010) proponen directamente estos parámetros. De igual forma, la pendiente Θ, profundidad d y dirección del cuerpo deslizante son estimados a partir de la descripción morfológica de los lugares aledaños (y similares) a la zona de falla. La densidad ρ_b del material de la falla no es especificada para ninguno de los escenarios, por lo que se asume el valor de referencia ρ_b=1850 [kg/m^3] igual para los cuatro casos.

Con el fin de mantener los valores máximos reportados de largo B y ancho w, las áreas de cada DS modelado resultan ser menores que las reales reportadas, esto es, el área proyectada del elipsoide es menor al área de la cicatriz reportada pero tienen el mismo largo y ancho. El espesor T es

calculado a partir de los valores de volumen reportados, utilizando la fórmula del volumen de un semi-elipsoide:

$$V = \frac{\pi}{6} TBw$$

Dado que el área modelada es menor pero el volumen se mantiene, los valores del espesor *T* resultarían ser mayores a los reales. Esto implicaría que las deformaciones iniciales de la superficie marina tendrían una amplitud mayor pero abarcarían un área más reducida.

En la Tabla 5.3-1, a continuación, se resumen las principales propiedades de los DS consideradas para la modelación, en donde se puede apreciar la distinta envergadura de cada evento.

Tabla 5.3–1: Resumen de las propiedades principales para la modelación de los deslizamientos submarinos. Fuente: Elaboración propia.

DS	Ubicación Aproximada	Prof. Inicial d	Ángulo Talud Θ	Largo B	Espesor T	Ancho W	Volumen
		[m]	[°]	[m]	[m]	[m]	[km³]
Reloca	35°35'S 73°46'O	4000	30	10000	800	5730	24.0
Biobío	36°38'S 73°55'O	1400	20	6000	130	5000	2.04
Valdés	35°31'S 73°23'O	1300	8	6000	85	3000	0.80
Arauco	37°03'S 74°09'O	3000	6	40000	1000	20000	419

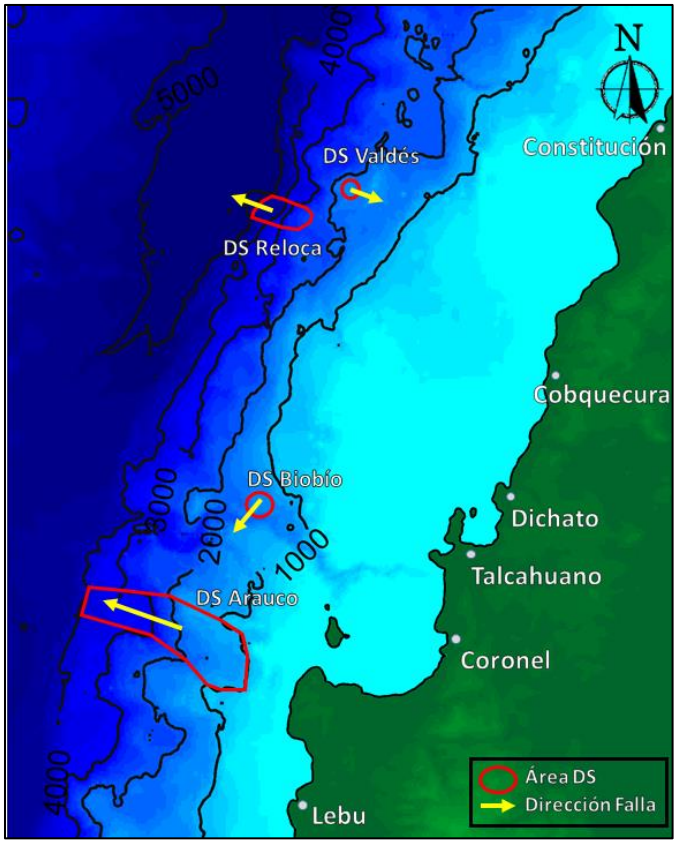

Figura 5.3-1: Posición, dirección y área aproximada del deslizamiento de Valdés, Reloca. Biobío y Arauco en batimetría GEBCO 2014. Medidas en metros. Fuente: Elaboración Propia.

5.4 Deformación Co-sísmica

Debido a que el principal mecanismo que gatilla las fallas de masa submarinas corresponden a sismos de mediana a alta intensidad, se estudia el caso de un tsunami co-sísmico anterior a un deslizamiento para analizar la interacción entre estas dos fuentes. Para esto, se utiliza como ejemplo la deformación de la superficie marina provocada por el terremoto del Maule 2010 (Hayes, USGS; Figura 5.4-1) en combinación con el deslizamiento de Reloca.

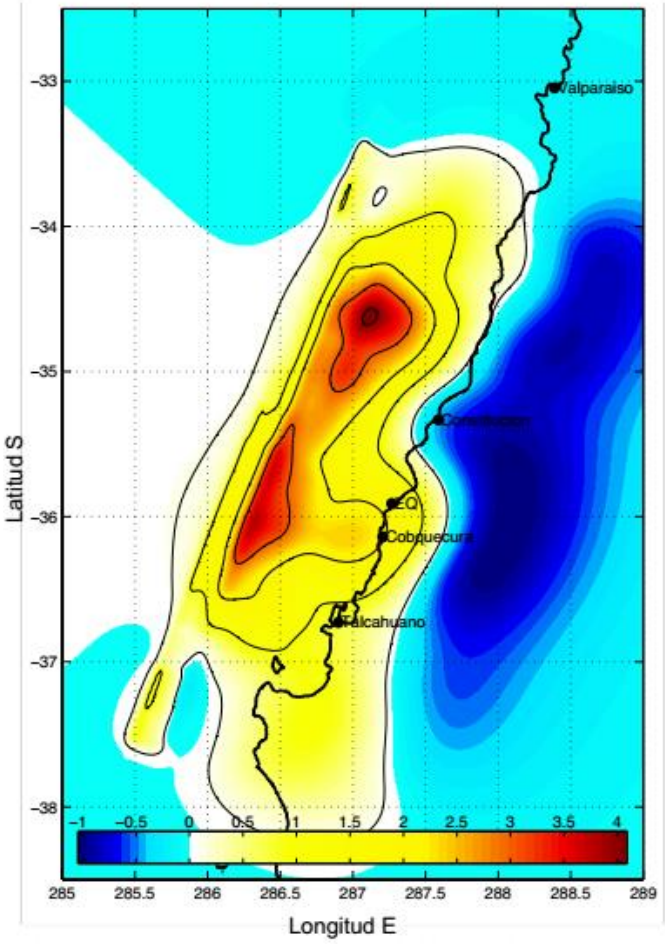

Figura 5.4-1: Deformación vertical inicial de la superficie marina generada por el terremoto del Maule 2010. Medidas en metros. Fuente: Hayes, 2010.

El DS es desencadenado al mismo instante que la deformación co-sísmica pero se introduce en la modelación unos dos minutos después para considerar el tiempo de generación. Como ejemplo, se estima que el deslizamiento ocurrido en el evento de Papua Nueva Guinea en 1998 ocurrió unos 12 [min] después del terremoto (Watts et al., 2003a) y en el terremoto de Japón 2011 se cree que una falla submarina se generó 2 minutos después (Grilli et al., 2013). Estos tiempos fueron determinados ajustando los modelos numéricos de cada evento con las mediciones reales del tsunami, dejando en evidencia la compleja interacción entre el movimiento del suelo y la generación de la falla. Cabe destacar que el terremoto del Maule 2010 tuvo una duración de entre 2 a 4 [min] dependiendo de la localidad, por esto el tiempo de desfase de 2 [min] del deslizamiento busca tomar en cuenta la duración del sismo, en donde la vibración de la tierra aumenta la presión de poros del suelo, factor que parece ser determinante en la generación del plano de falla como se señaló en el capítulo 3.

5.5 Grillas utilizadas

Las grillas utilizadas en la modelación numérica están compuestas por batimetría GEBCO 2014 (30'' de resolución, aproximadamente 925 [m]), las que fueron transformadas al sistema UTM, interpoladas cada 250 [m] (unos 8.1'' de arco) y rotadas 20° en sentido horario (Figura 5.5-1). La rotación tiene el fin de reducir el tamaño de las grillas, y con ello el tiempo de modelación al dejar los veriles alineados verticalmente.

Para cada escenario se utilizó una grilla distinta, buscando siempre minimizar el tamaño de esta, adaptándola al área que afecta cada evento. Estas se encuentran resumidas en la tabla 5.5-1.

Tabla 5.5–1: Descripción de las grillas de los escenarios de modelación de cada evento. Fuente: Elaboración Propia.

Escenario	Zona Territorial Aproximada	Resolución	Nodos X-Y	Time Step
DS de Valdés	Norte Constitución – Sur Talcahuano	250 [m]	520-820	0.33 [seg]
DS del Biobío	Norte Cobquecura – Sur Lebu	250 [m]	520-940	0.33 [seg]
DS de Reloca Continental	Norte Valparaíso – Sur Talcahuano	250 [m]	1015-1920	0.31 [seg]
DS de Reloca Insular	Oeste Juan F. – Este DS de Reloca	250 [m]	2800-1040	0.33 [seg]
DS de Arauco	Norte Cobquecura – Sur Lebu	250 [m]	700-1200	0.33 [seg]
Maule 2010 + DS de Reloca	Norte Valparaíso – Sur Talcahuano	250 [m]	1015-1920	0.31 [seg]

Las grillas más grandes corresponden al DS de Reloca, esto debido a su lejanía del continente en el caso de las modelaciones continentales, y a su lejanía con la isla Robinson Crusoe, en el caso insular. La gran cantidad de nodos que tienen las grillas busca reproducir correctamente los procesos costeros en las simulaciones dado la imposibilidad de anidar subgrillas en el modelo. El intervalo de tiempo utilizado por Geowave en la modelación corresponde a $\Delta t=0.3\Delta x/(g*hmax)^{1/2}$ para satisfacer la condición de Courant en los algoritmos numéricos del modelo.

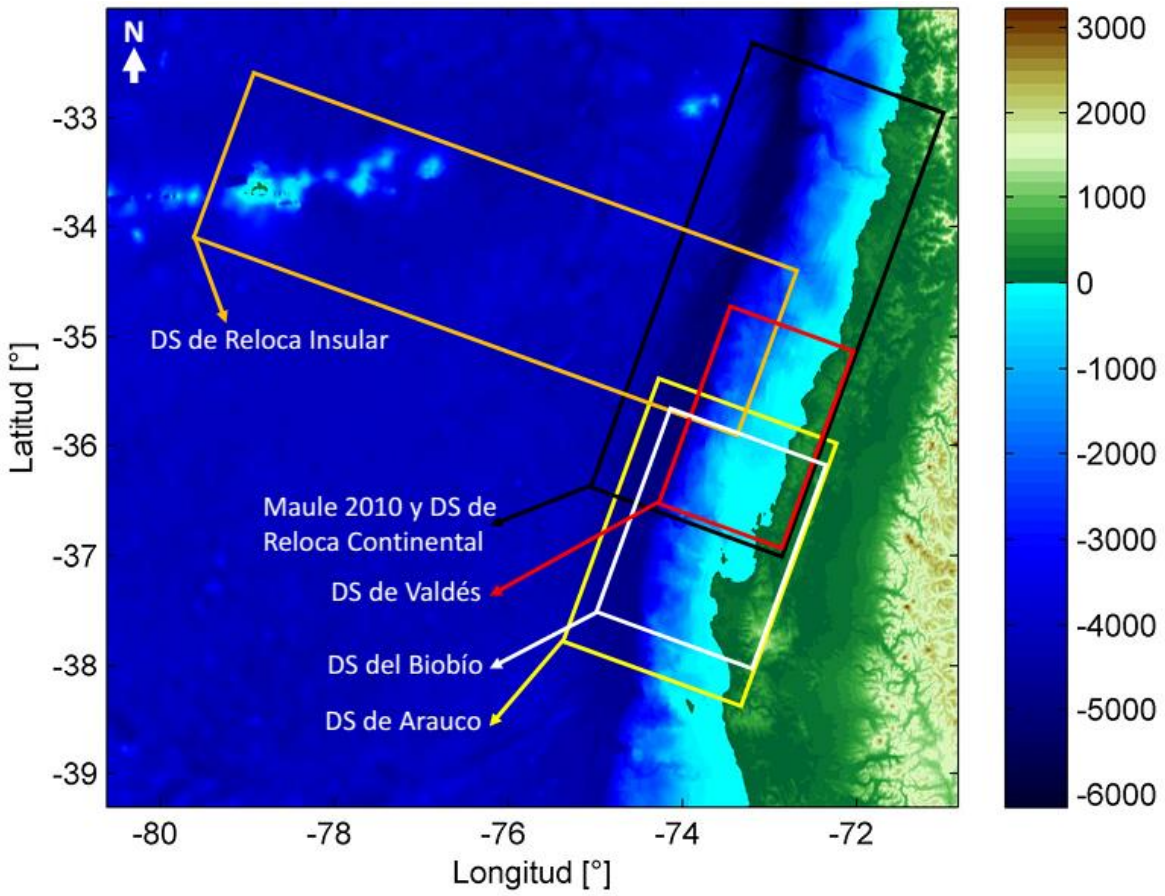

Figura 5.5-1: Ubicación aproximada de las grillas utilizadas en cada evento a partir de la batimetría GEBCO 2014. Altura en metros. Fuente: Elaboración Propia.

6 RESULTADOS

6.1 Descripción General de la Onda de Tsunami Generada por DS

6.1.1 Deformación Inicial

La perturbación inicial que generan los DS tiene una forma puntual de carácter dipolar formada por una depresión y una elevación de la superficie del agua, con una longitud de onda del orden de las decenas de kilómetros, siendo proporcional al largo *B* y profundidad inicial *d* del deslizamiento. La amplitud, en cambio, depende de la morfología de la falla y de la distancia recorrida por la masa resultando en valores mayores para deslizamientos de talud abierto como es el caso del DS de Reloca. En la Figura 6.1.1-1 y Figura 6.1.1-2, se presentan las deformaciones iniciales en planta de los cuatro DS (abajo), junto con el perfil de elevación (arriba) de su eje de simetría en donde se puede apreciar la longitud y amplitud máxima de las ondas iniciales. Nótese que las deformaciones en planta están a distinta escala entre deslizamientos y además la escala de colores está saturada.

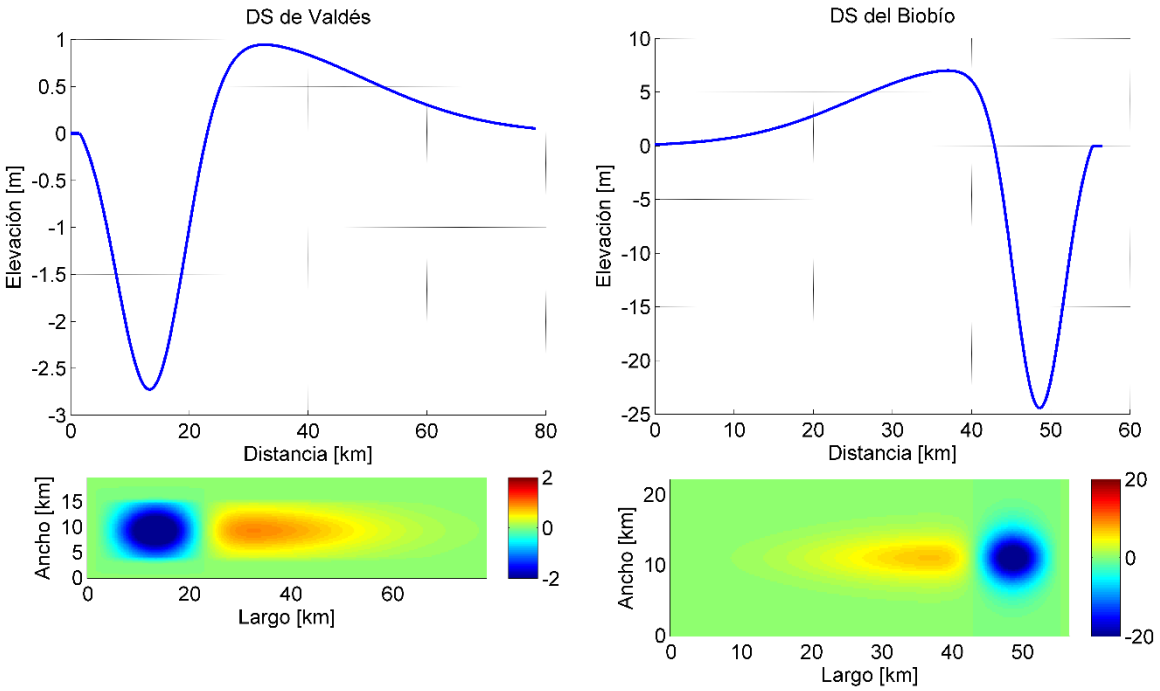

Figura 6.1.1-1: Deformación inicial de los deslizamientos de Valdés y del Biobío. Fuente: Elaboración Propia.

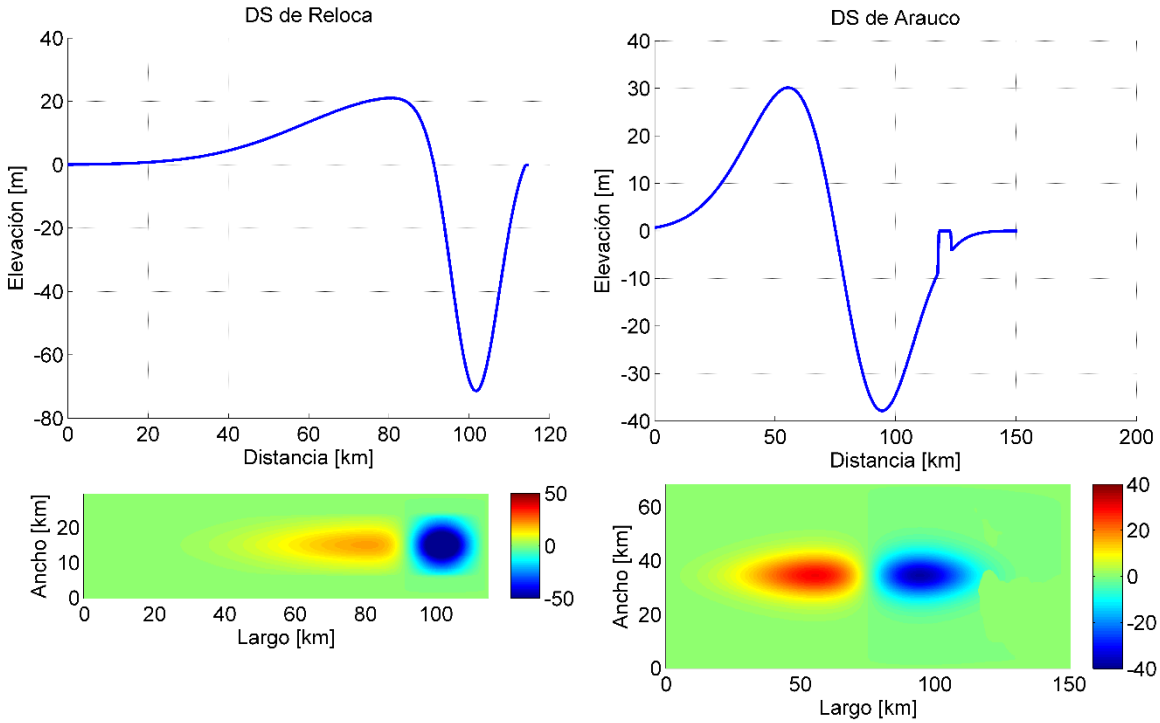

Figura 6.1.1-2: Deformación inicial de los deslizamientos de Reloca y de Arauco. Fuente: Elaboración Propia.

Se puede observar en las imágenes anteriores la diferencia que existe en la forma de la deformación inicial entre DS traslacionales y rotacionales. Para los primeros, la depresión tiene forma circular de área reducida pero de gran amplitud (negativa) en comparación a la forma alargada de menor amplitud que tiene la elevación. Esto es producto de la gran distancia que estos DS se trasladan y el tiempo que tardan en hacerlo. Los rotacionales en cambio al desplazarse una corta distancia en poco tiempo, su elevación y depresión tienden a tener la misma forma (Figura 6.1.1-2 a la derecha). La cercanía a la costa y la gran extensión de la desnivelación inicial generada por el DS de Arauco, hacen que esta alcance el continente, viéndose interrumpida en la depresión por la topografía continental del golfo de Arauco.

Un factor de interés para analizar el tsunami generado por cada DS es el número de Froude, Fr, como se discutió en el capítulo 3.4. Para los DST de Valdés, Biobío y Reloca estos fueron cercanos a la unidad con valores de 0.901, 1.361 y 1.257. En el caso de Arauco este fue menor, con un valor de 0.193. Esto significa que los DST modelados tienen una alta eficiencia en la transferencia de la energía al tsunami (Harbitz et al., 2006) (Figura 3.2.1-1), al contrario del DSR de Arauco que resulta ser bastante sub-crítico, lo que además significa que las ondas principales de tsunami generadas se alejarán rápidamente de la fuente, produciéndose una menor interacción entre estas y así una menor generación de ondas secundarias (Lovholt et al., 2005), como se aprecia en la Figura 6.1.2-6 más adelante.

Otro elemento de interés en cuanto al tsunami generado, es el volumen de agua inicial que desplazan los deslizamientos, el cual se puede obtener directamente de las deformaciones iniciales y se resumen en la tabla 6.1-1. En esta tabla además se incluye el volumen desplazado por el tsunami

del Maule 2010, representado por la deformación propuesta por Hayes (2010). Se aprecia la gran diferencia entre las distintas fuentes, destacando que el volumen desplazado por el deslizamiento de Arauco es poco menos que la mitad que el desplazado por el sismo, pero distribuido equitativamente en la depresión y elevación, a diferencia del sismo que casi la totalidad del volumen de agua desplazado es positivo. Como los DS simplemente trasladan material de una zona a otra, los volúmenes positivos se asemejan a los negativos, a diferencia de los desplazamientos co-sísmicos en donde se produce un levantamiento súbito del fondo marino sin una contraparte que genere una depresión equivalente.

Tabla 6.1–1: Volúmenes desplazados por las distintas fuentes consideradas en la modelación. Fuente: Elaboración Propia.

VOLÚMENES DE AGUA DESPLAZADOS			
Evento	**Volumen Elevación [km^3]**	**Volumen Depresión [km^3]**	**Volumen Total [km^3]**
DS de Valdés	0.21	0.26	**0.47**
DS de Biobío	0.87	1.10	**1.97**
DS de Reloca	7.91	9.86	**17.77**
DS de Arauco	16.03	16.03	**32.06**
Hayes 27F 2010	65.58	3.41	**68.99**

6.1.2 Propagación

A partir de la deformación inicial, la onda comienza a propagarse radialmente en todas direcciones partiendo de una fuente relativamente puntual, distribuyendo así su energía más rápidamente que un tsunami co-sísmico. Instantes después de la generación, la depresión da paso a una sobreelevación, la que a su vez da lugar nuevamente a una depresión y así sucesivamente hasta que toda la energía se ha alejado completamente del origen de la perturbación. Esto puede apreciarse claramente en el DS de Reloca (Figura 6.1.2-3) debido a su gran magnitud y profundidad en la zona de generación, en donde las ondas iniciales no se ven perturbadas por la batimetría.

A medida que las olas llegan a profundidades menores cambian su dirección producto de la refracción, alineándose con los veriles del fondo marino, lo que, sumado al efecto de asomeramiento por disminución de la profundidad, se traduce en una concentración de energía en ciertas zonas expresadas como olas de gran amplitud.

La Figura 6.1.2-1 muestra la propagación del DST de Valdés. En la instantánea del minuto 8 de la figura, se observan tres ondas principales que corresponden a una primera onda de elevación, seguido por una de depresión y luego nuevamente por una de elevación. La onda de elevación que enfrenta al continente tiende a propagarse en dirección paralela a la línea de costa (minutos 4 a 16 en la figura), haciendo que su energía se propague hacia zonas más alejadas en vez de dirigirse directamente al continente. En cambio, la onda de depresión que le sigue concentra su energía en la misma dirección que la falla. La tercera onda que se dirige al continente, de elevación, concentra sus energías en zonas distintas a las dos primeras debido a la interacción con la batimetría. La pequeña magnitud del deslizamiento queda de manifiesto en la baja amplitud de las ondas generadas y la rápida disipación de la energía.

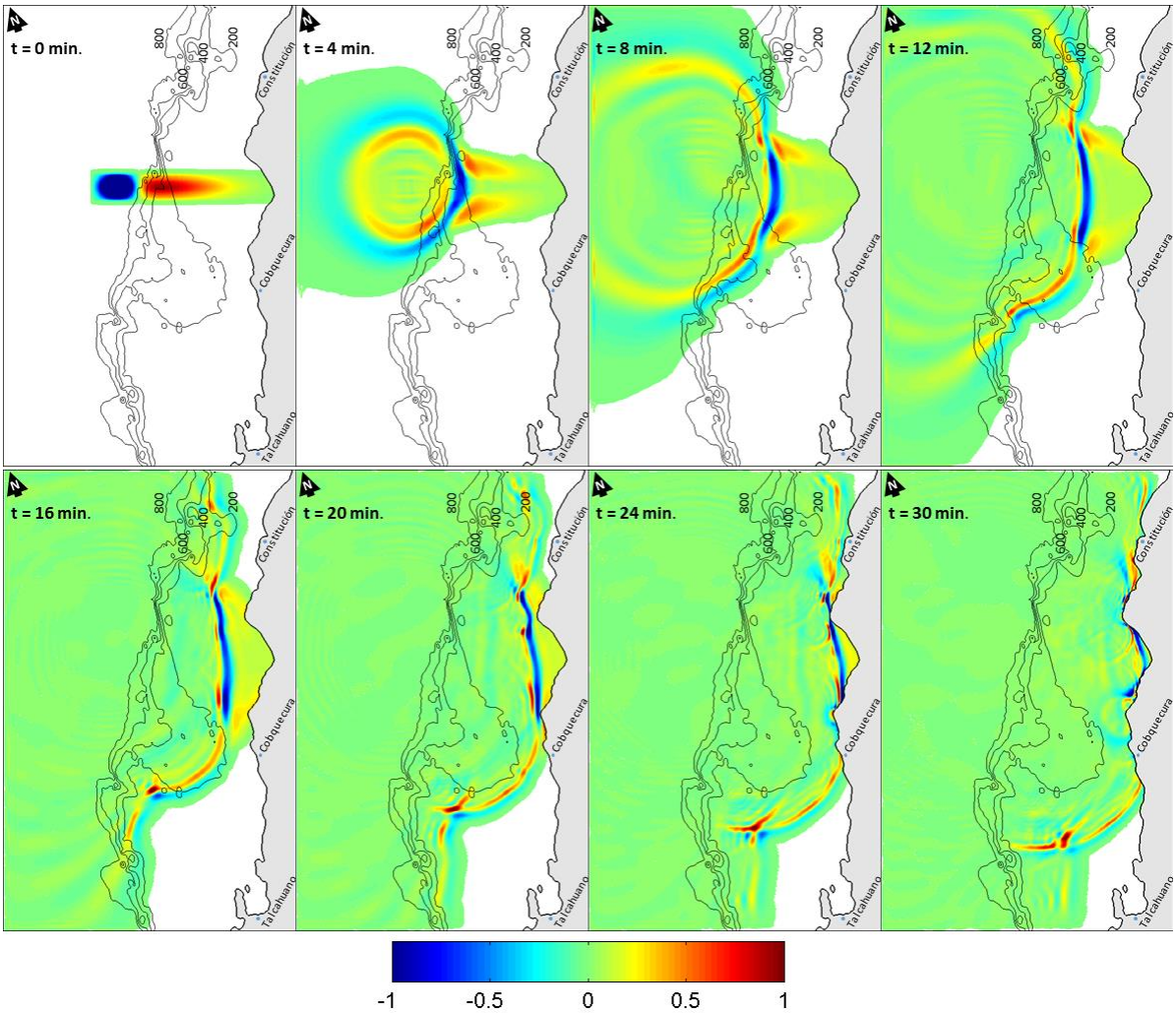

Figura 6.1.2-1**:** Propagación inicial DST de Valdés. Imágenes cada 4 minutos. Curvas de nivel cada 200 metros desde los 0 a los -800 [m]. Medidas de altura en metros. Fuente: Elaboración Propia.

En la propagación del DST del Biobío (Figura 6.1.2-2) se observa como las ondas se propagan a mayor velocidad a través del cañón submarino alcanzando en primer lugar las penínsulas de Talcahuano y Arauco, haciendo que estas se reflejen e interactúen con ondas posteriores que provienen desde la zona de generación (minutos 4 a 12). La isla Santa María, frente a Coronel, también produce fenómenos de reflexión, refracción y difracción que se traducen como una gran interferencia entre las ondas (minutos 16 al 28). Aunque las ondas inicialmente se propagan en forma radial, la interacción de estas con el fondo marino hacen que cambien su dirección hacia el continente como se aprecia en las instancias del deslizamiento, en donde ondas con dirección Noroeste y Suroeste giran hacia el continente. Este fenómeno produce la concentración de energía en zonas más alejadas de la fuente, como se aprecia en la localidad de Lebu.

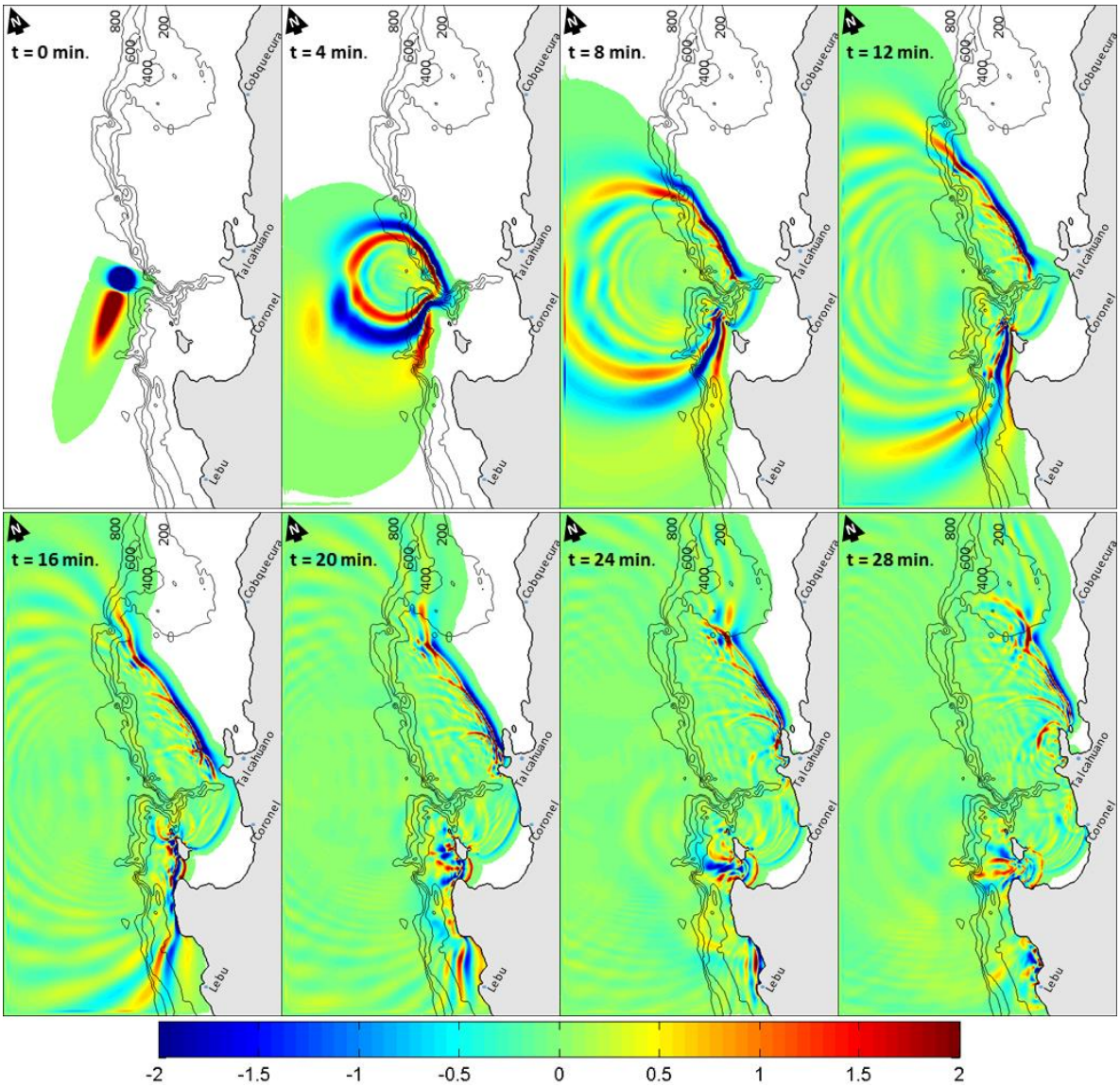

Figura 6.1.2-2**:** Propagación inicial DST del Biobío. Imágenes cada 4 minutos. Curvas de nivel cada 200 metros desde los 0 a los -800 [m]. Medidas de altura en metros. Fuente: Elaboración Propia.

El deslizamiento de Reloca presenta un comportamiento más "ordenado" en su propagación inicial debido a la mayor profundidad en donde se origina (Figura 6.1.2-3), por lo que casi no le afecta la batimetría. Las ondas se propagan radialmente a una velocidad similar hasta el minuto 8, tiempo en donde aún se encuentran en aguas profundas. Puede observase una concentración de energía a 60° aproximadamente con respecto a la dirección de la falla (hacia mar adentro, minutos 4 a 12 en la figura). En el minuto 12 se aprecia como las ondas que se dirigen al continente se alinean con los veriles del fondo marino y disminuyen su longitud, reduciendo la distancia unas con otras, favoreciendo la concentración de energía en algunas zonas.

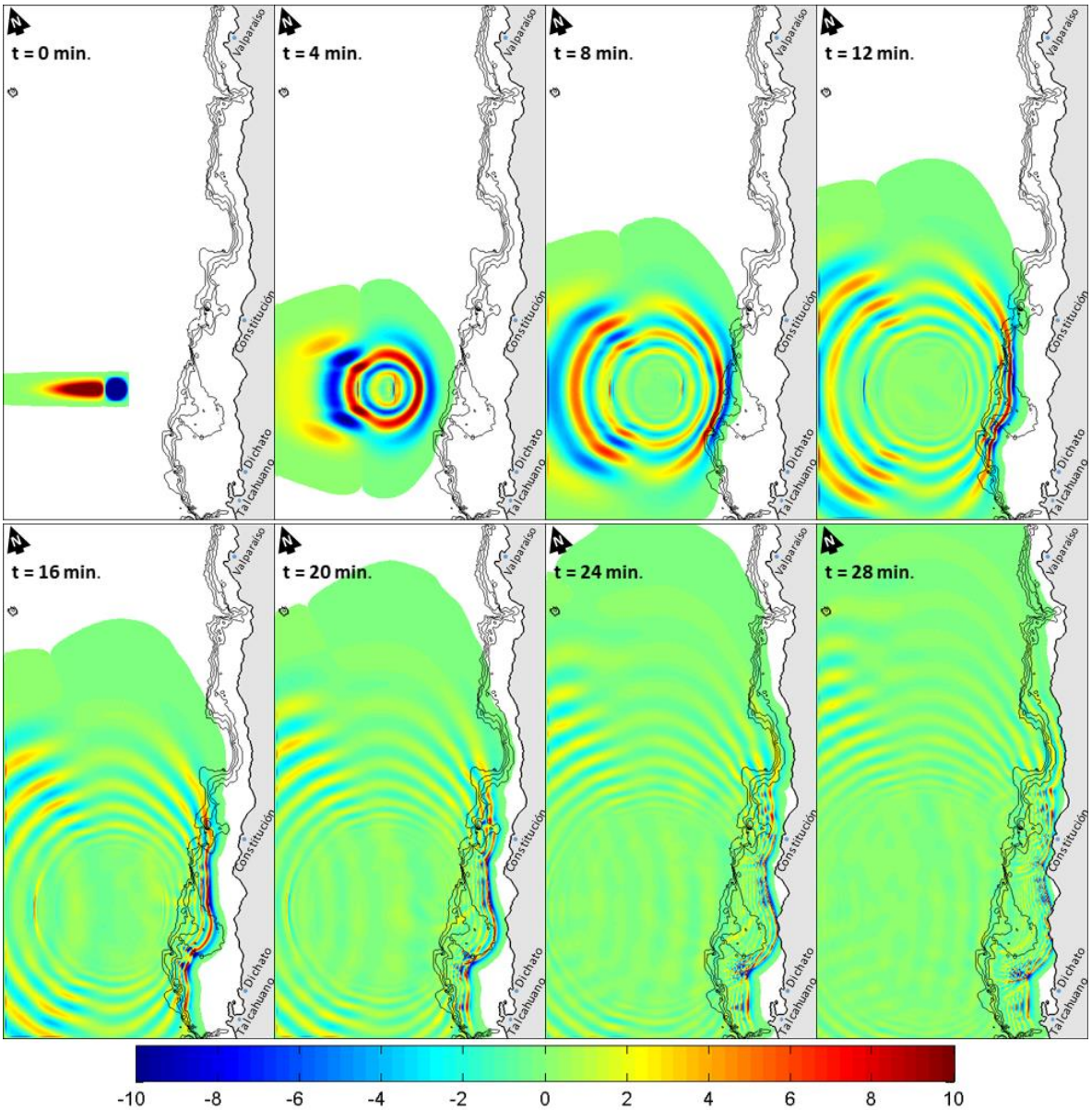

Figura 6.1.2-3**:** Propagación inicial DST de Reloca continental. Imágenes cada 4 minutos. Curvas de nivel cada 200 metros desde los 0 a los -800 [m]. Medidas de altura en metros. Fuente: Elaboración Propia.

La propagación hacia el archipiélago de Juan Fernández del DS de Reloca (Figura 6.1.2-4) permite observar como se propagan las ondas en aguas profundas, las cuales no se ven influenciadas por el fondo marino sino hasta alcanzar el archipiélago. La Figura 6.1.2-5 muestra un corte de izquierda a derecha de las desnivelaciones a los 20 minutos de la generación. Se aprecia que las ondas van disminuyendo su longitud de onda a medida que se generan. Además, se observa que la onda de mayor amplitud no corresponde a la elevación inicial, sino que proviene de una transformación de la depresión inicial.

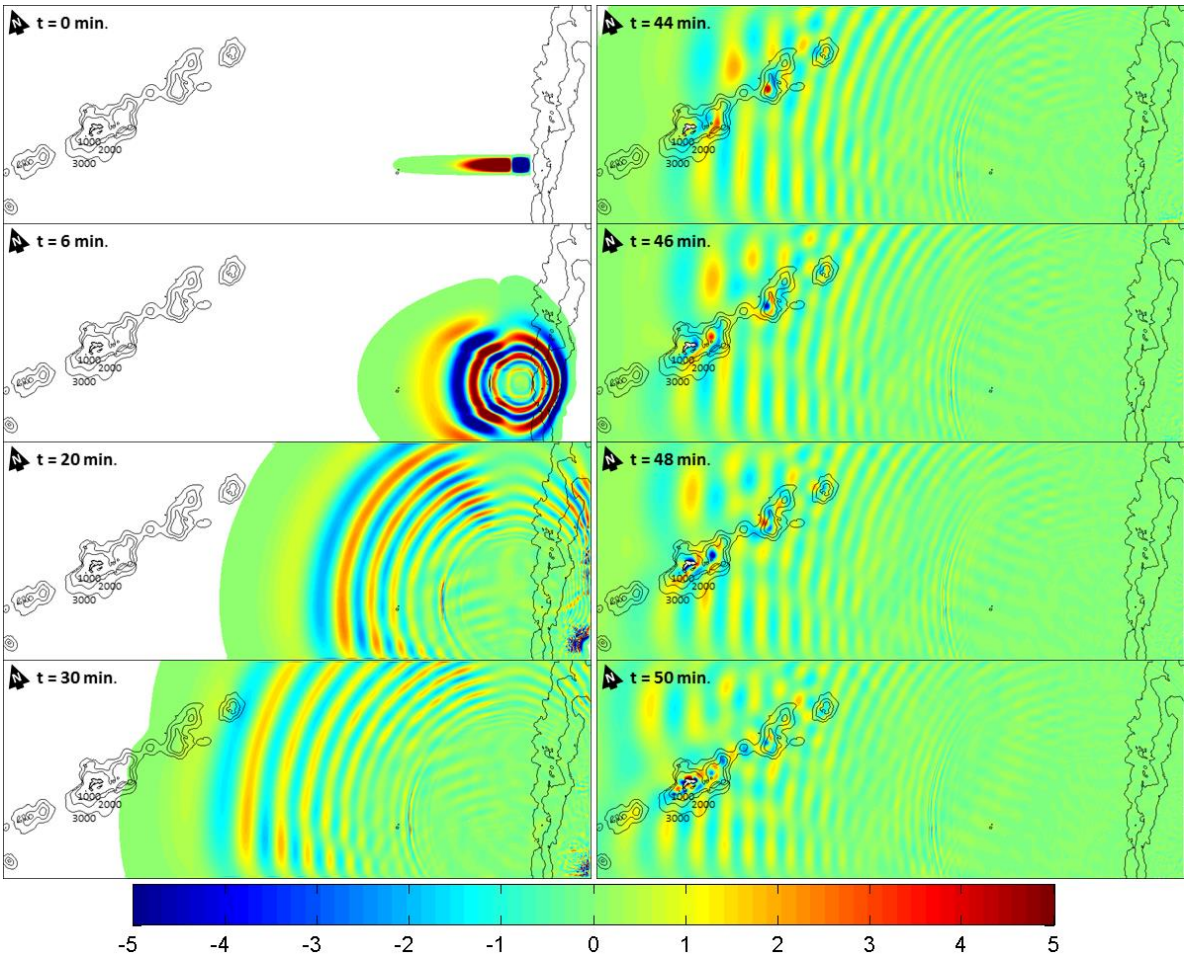

Figura 6.1.2-4**:** Propagación inicial DST de Reloca Insular. Imágenes a distintos intervalos de tiempo. Curvas de nivel cada 1000 metros desde los 0 a los -3000 [m]. Medidas de altura en metros. Fuente: Elaboración Propia.

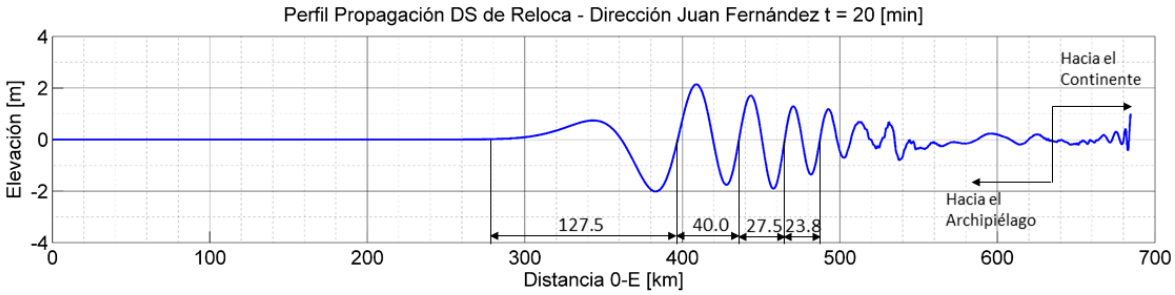

Figura 6.1.2-5**:** Perfil desnivelaciones DS de Reloca Insular en el instante t=20 [min]. Fuente: Elaboración Propia.

El DSR de Arauco se ve influenciado inmediatamente por la batimetría y la topografía del continente (Figura 6.1.2-6). En este caso la energía se propaga radialmente de forma más equitativa en comparación a los deslizamientos anteriores, con una pequeña concentración de energía en la dirección perpendicular a la falla (paralelo a la línea de costa), aunque posteriormente estas ondas cambian su dirección hacia el continente. La cercanía del deslizamiento al continente hace que

exista una menor dispersión de la energía y que está se concentre en una zona más reducida del litoral.

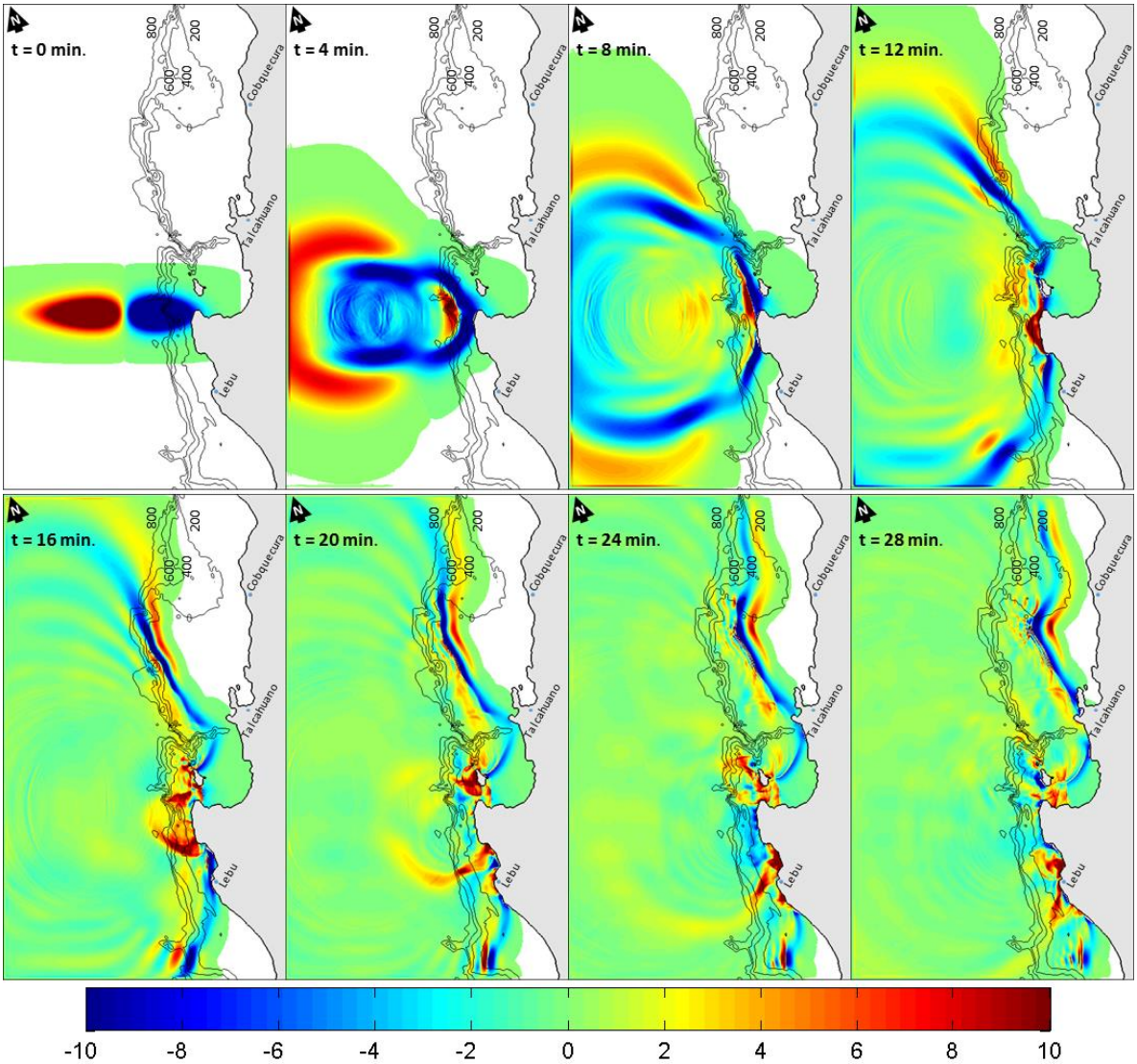

Figura 6.1.2-6**:** Propagación inicial DSR de Arauco. Imágenes cada 4 minutos. Medidas de altura en metros. Fuente: Elaboración Propia.

6.2 Desnivelaciones Máximas e Impacto en la Costa

6.2.1 DS de Valdés

Las desnivelaciones máximas y el registro de los mareógrafos virtuales en distintas localidades del deslizamiento de Valdés se presentan en la Figura 6.2.1-1 y Figura 6.2.1-2, respectivamente. Dada sus pequeñas dimensiones, la simulación arroja una desnivelación máxima a lo largo de la costa menor a un metro de altura. La primera onda registrada en los mareógrafos virtuales es de

depresión a pesar de que la falla ocurre hacia el continente, con excepción de Cobquecura. Esto se debe a que la sobreelevación prácticamente se disipa al llegar a la costa debido a su pequeña amplitud además de que abarca una zona reducida de costa debido a su cercanía al continente, no llegando a los mareógrafos virtuales ubicados en las principales localidades costeras.

La primera onda positiva de tsunami que se registra ocurre en Cobquecura a los 25 [min] después de la generación y tiene unos 70 [cm] de altura. Las posteriores olas en esta localidad son de menor amplitud. En Constitución la amplitud máxima registrada es de casi 50 [cm] a los 30 y 80 [min], dando constancia de como la energía queda dando vueltas en la costa por efectos de reflexión. En Dichato y Talcahuano ocurre una situación similar. Los periodos de onda registrados están entre los 5 a 10 [min]. De esta manera, este DS no provoca inundaciones importantes en la zona costera.

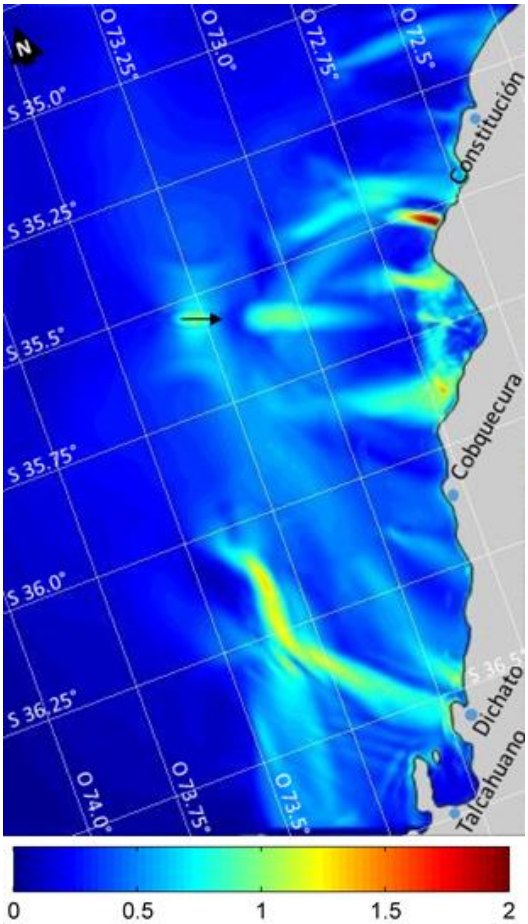

Figura 6.2.1-1**:** Desnivelaciones máximas para el DS de Valdés. La flecha negra en la imagen indica la posición inicial y dirección del deslizamiento. Desnivelaciones en metros. Fuente: Elaboración Propia.

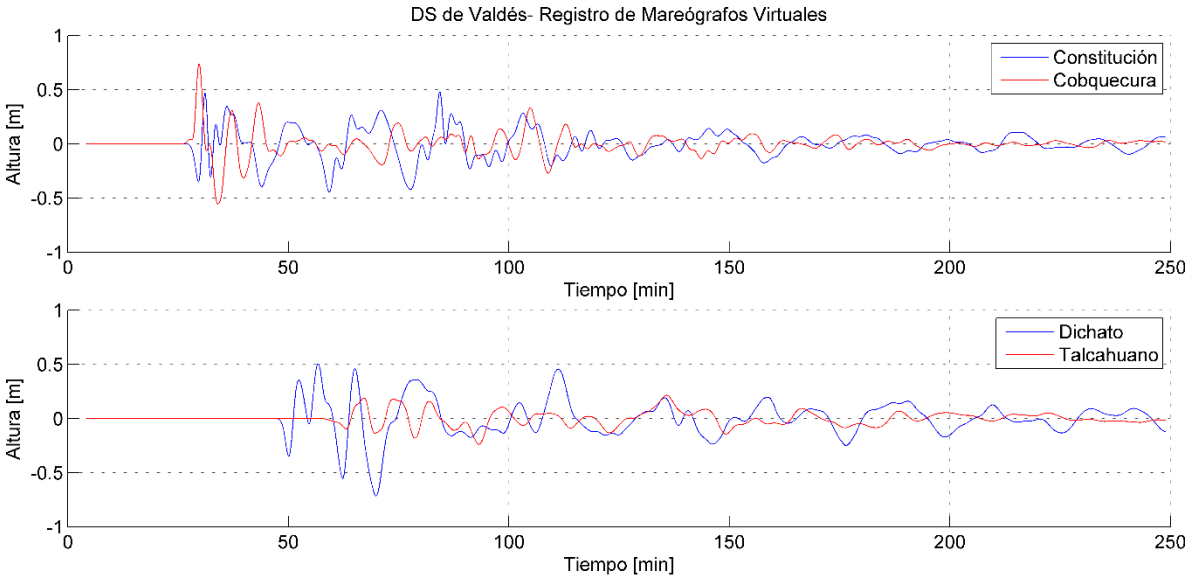

Figura 6.2.1-2: Registro mareógrafos virtuales del DS de Valdés para las localidades de Constitución, Cobquecura, Dichato y Talcahuano. Fuente: Elaboración Propia.

6.2.2 DS del Biobío

Las desnivelaciones máximas del deslizamiento del Biobío se presentan en la Figura 6.2.2-1, donde se puede apreciar la mayor magnitud del tsunami generado en comparación al DS de Valdés. La escala de colores utilizada para esta falla y las que siguen es la misma, con el fin de facilitar la comparación entre ellas.

La dirección sur-oeste en que ocurre la falla juega un factor importante en la forma que las ondas impactan la costa. Aunque las desnivelaciones máximas son mayores hacia el nor-este de la falla, las penínsulas protegen en gran medida a las bahías ubicadas en esa dirección como se observa en la Figura 6.2.2-1 para las localidades de Talcahuano y Dichato. Al sur-este de la falla en cambio, las ondas de tsunami penetran directamente en las bahías. Esto se traduce en que la localidad de Lebu fue la más afectada con tres olas de casi 5 [m], arribando la primera a los 30 [min], la segunda a los 40 [min] y la tercera a la hora desde la generación (Figura 6.2.2-2). La intrusión máxima fue de unos 750 [m] con un “run-up” que alcanzó la cota de los 10 [m].

Nuevamente en Cobquecura las desnivelaciones positivas máximas coinciden con las primeras olas en llegar, alcanzando un poco más de 2 [m]. En Dichato la mayor onda ocurrió de manera tardía a los 135 [min] desde la generación y supero los 3 [m] de altura. Las otras localidades registraron por lo general ondas de menos de 2 [m] de amplitud.

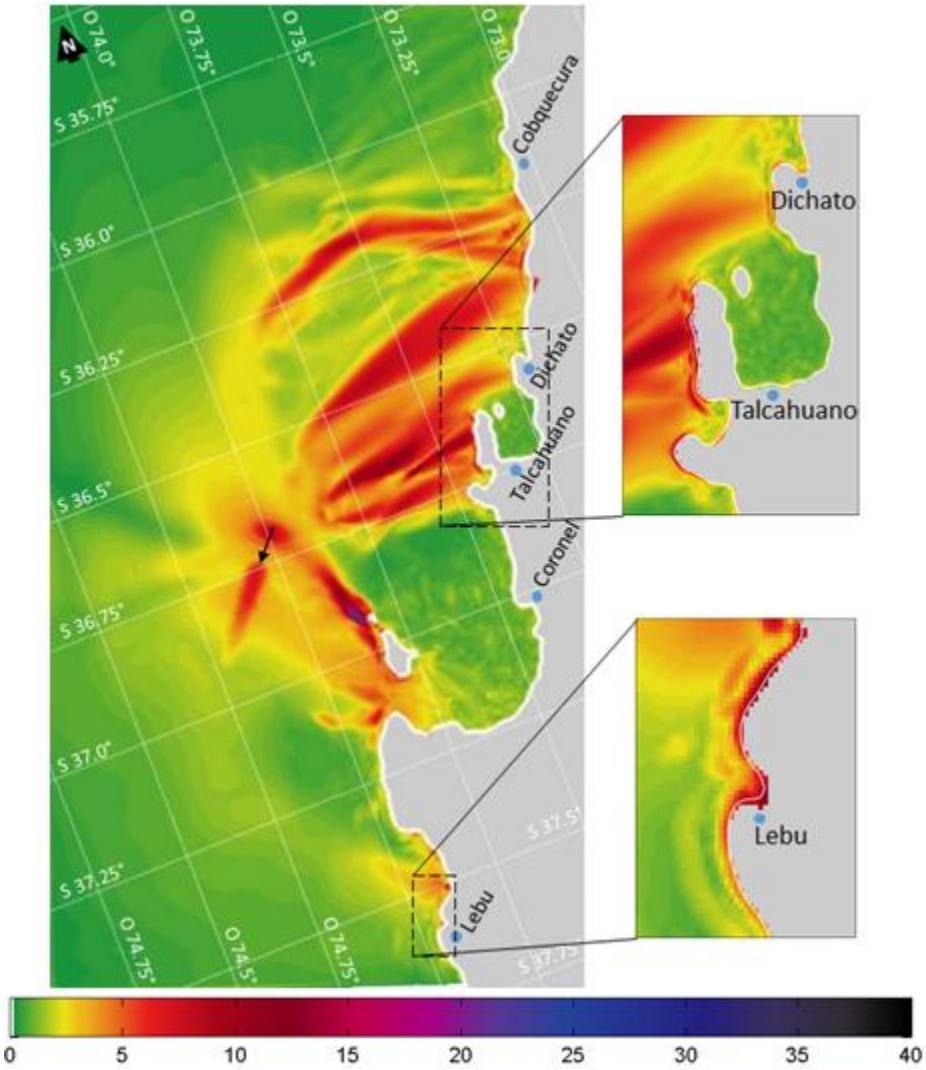

Figura 6.2.2-1: Desnivelaciones máximas para el DS del Biobío. La flecha negra en la imagen indica la posición inicial y dirección del deslizamiento. Desnivelaciones en metros. Fuente: Elaboración Propia.

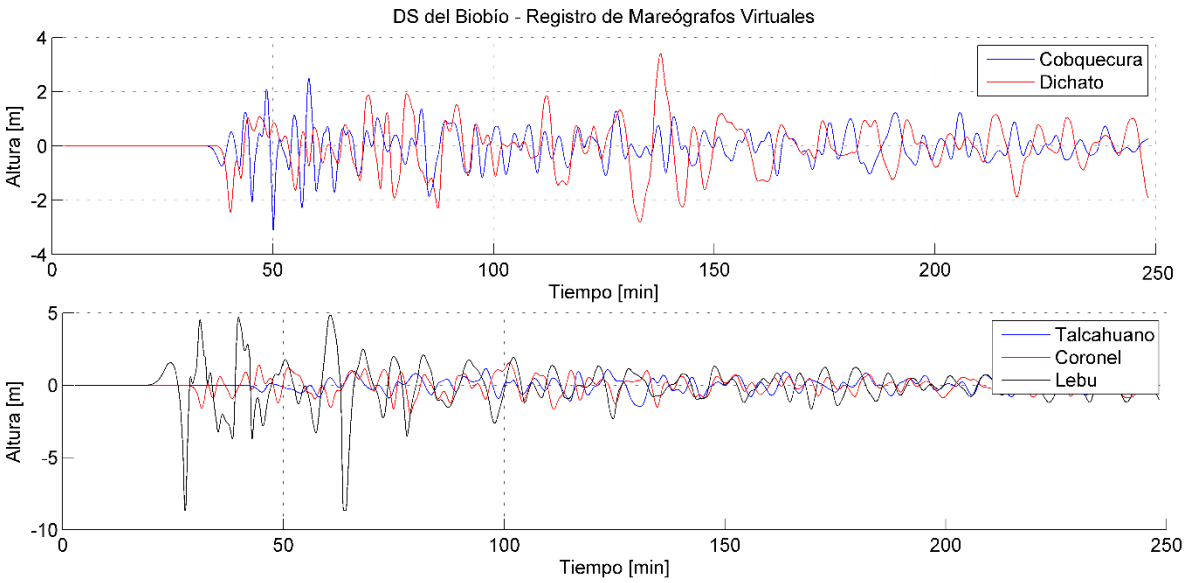

Figura 6.2.2-2**:** Registro mareógrafos virtuales del DS del Biobío para las localidades de Cobquecura, Dichato, Talcahuano, Coronel y Lebu. Fuente: Elaboración Propia.

6.2.3 DS de Reloca Continental

De un volumen considerablemente mayor a los deslizamientos anteriores, Reloca genera grandes olas abarcando una gran longitud de costa. Las desnivelaciones máximas que produce se muestran en la Figura 6.2.3-1, donde puede observarse zonas de alta concentración de energía entre Constitución y Cobquecura, como también líneas de energía en dirección a Dichato. Estas concentraciones se producen en zonas de mayor pendiente del fondo marino debido al fenómeno de asomeramiento. Otro fenómeno apreciable en la figura, gracias a la mayor profundidad donde ocurre este DS y por ende la mayor independencia de la onda generada con el fondo marino, es la direccionalidad de la energía del tsunami, teniendo una fuerte componente en el eje de la falla y en los 60° con respecto a este eje hacia mar adentro, pero con poca propagación de energía en el eje perpendicular a la dirección de la falla.

Los mareógrafos virtuales presentan una alta frecuencia en el oleaje en comparación a los otros eventos de DS. En todas las localidades costeras se presentó en primer lugar una retirada del mar. Siguiendo un orden Norte-Sur, el tsunami se percibe levemente en Valparaíso con olas que no superan los 1.5 [m] de altura, arribando las primeras desnivelaciones a los 40 [min]. En San Antonio se tuvieron tres olas que superan los 2 [m] de amplitud. En Constitución se observa una gran depresión inicial que alcanza los 10 [m] seguida por dos olas positivas de casi 5[m]. La máxima amplitud positiva ocurre a los 70[min] desde la generación y supera los 6 [m] de altura. Cobquecura también presenta una gran depresión inicial para dar paso a grandes olas donde la primera alcanza los 9 [m] de altura. En total en esta localidad se tienen 4 olas de más de 6 [m] que arriban en menos de 15 [min]. En Dichato la frecuencia del oleaje es algo menor pero también presenta una gran onda inicial que supera los 9 [m]. En Talcahuano las amplitudes registradas bajan considerablemente producto de la protección que ofrece la península de Tumbes, siendo la mayor de 3 [m] y otras 4

olas un poco mayores que los 2 [m] además de una menor frecuencia entre estas. En Coronel se tiene una situación similar a la de Talcahuano y finalmente en Lebu no se registran ondas mayores a los 2 [m].

En cuanto a las inundaciones que este DS produce estas pueden apreciarse en la Figura 6.2.3-1 a la derecha, las que afectan a las localidades de Constitución a Huachipato (sur-oeste de Talcahuano) y en menor medida a Coronel y Lebu. Los run-up superan levemente los 10[m] en los casos más extremos. La mayor área inundada se encuentra en Talcahuano y Huachipato.

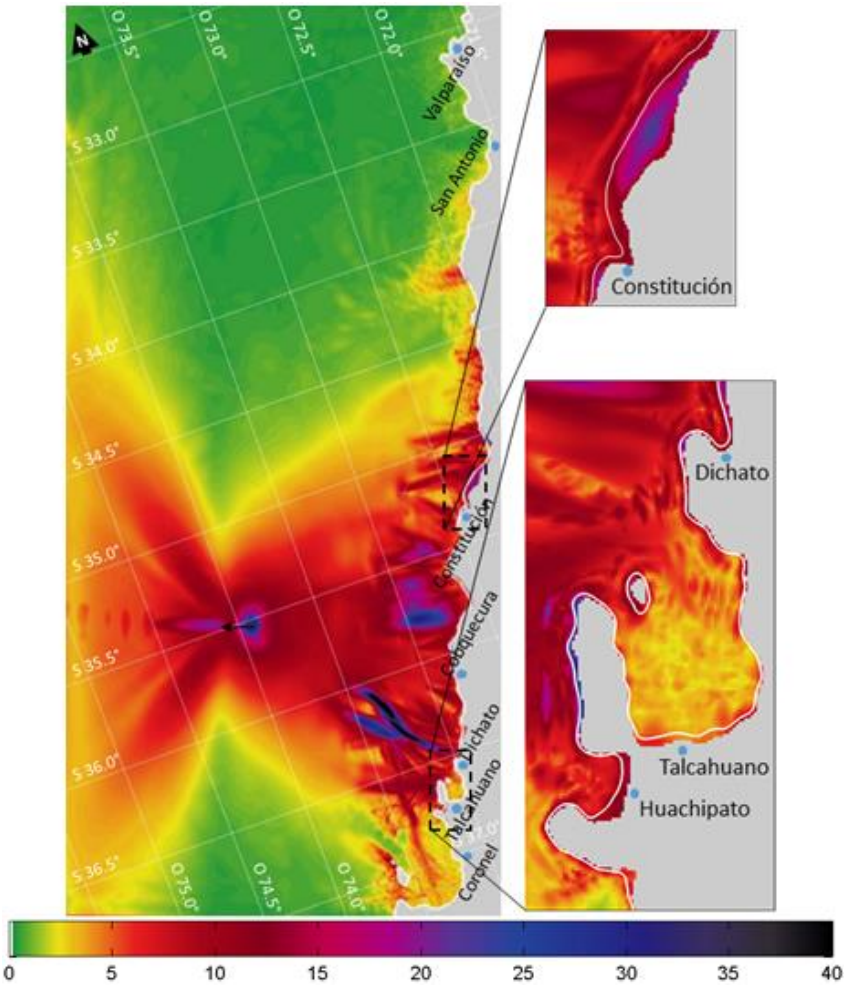

Figura 6.2.3-1**:** Desnivelaciones máximas para el DS de Reloca. La flecha negra en la imagen indica la posición inicial y dirección del deslizamiento. Desnivelaciones en metros. Fuente: Elaboración Propia.

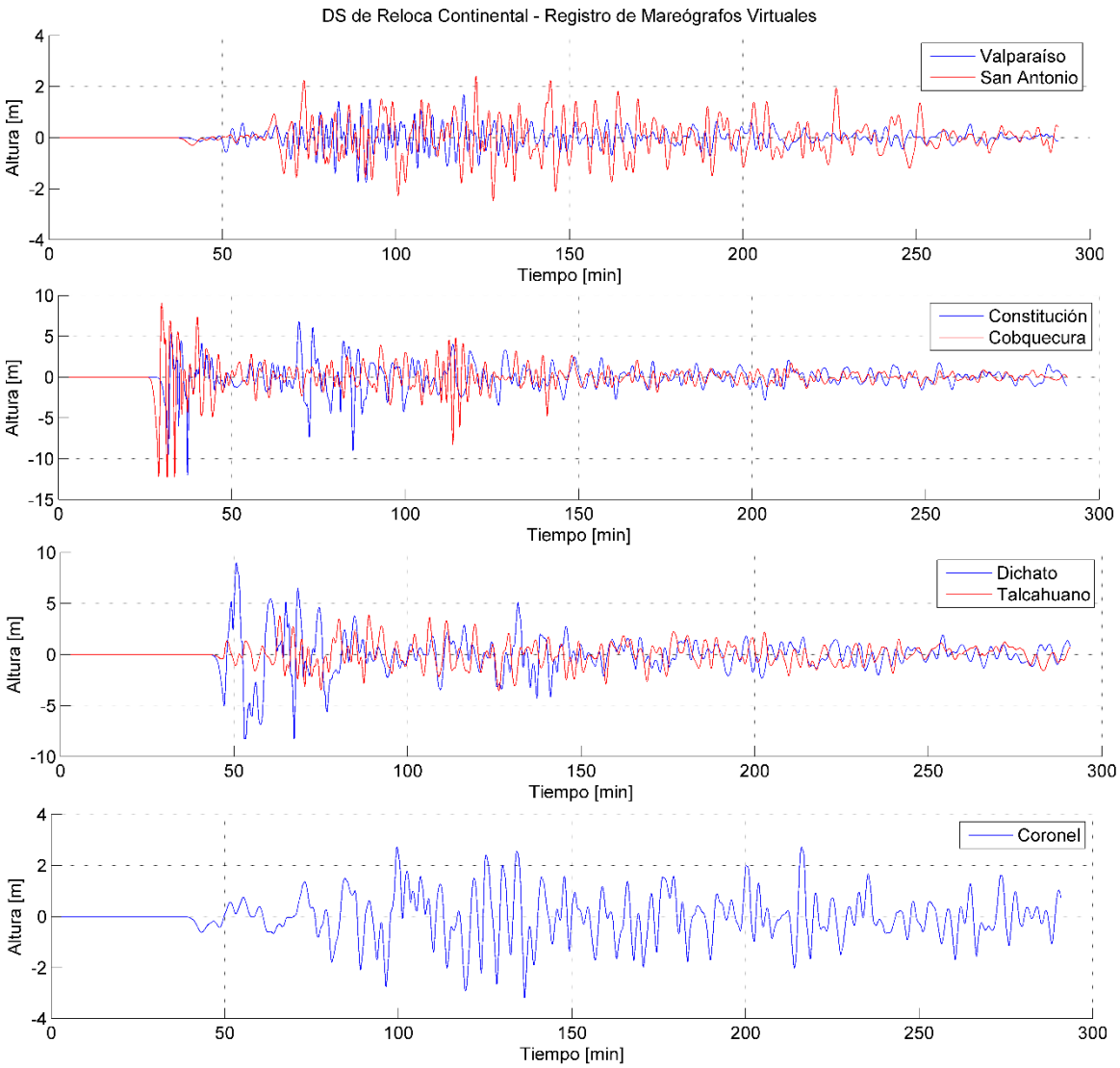

Figura 6.2.3-2: Registro mareógrafos virtuales del DS del Reloca para las localidades de Valparaíso, San Antonio, Constitución, Cobquecura, Dichato, Talcahuano y Coronel. Fuente: Elaboración Propia.

6.2.4 DS de Reloca Insular

La gran distancia entre el DS de Reloca y la Isla de Robinson Crusoe no es impedimento para que el tsunami afecte la Bahía de Cumberland. En la Figura 6.2.4-1a se observa como la amplitud del tsunami se va disipando a medida que se aleja de la fuente de generación hacia mar adentro pero se vuelve a intensificar cuando alcanza el archipiélago. En la serie de tiempo que se presenta en la Figura 6.1.2-4 se aprecia como la parte sumergida del archipiélago hace de “barrera” ante el tsunami y dirige la energía hacia la isla, además del efecto de asomeramiento. Del mareógrafo virtual ubicado en la Bahía de Cumberland (Figura 6.2.4-1b) se tiene la amplitud máxima para este DS, tanto en el territorio continental como insular, la que resulta superar los 13 [m] de altura. Además otras dos

olas que sobrepasan los 10 [m] impactan la bahía y otras cinco de más de 5 [m] de elevación. Estas ocho ondas ocurren en un intervalo de tiempo de menos de 50 [min].

La única localidad del archipiélago sufre una intrusión del mar de más de 250 [m] con un run-up máximo superior a los 30 [m].

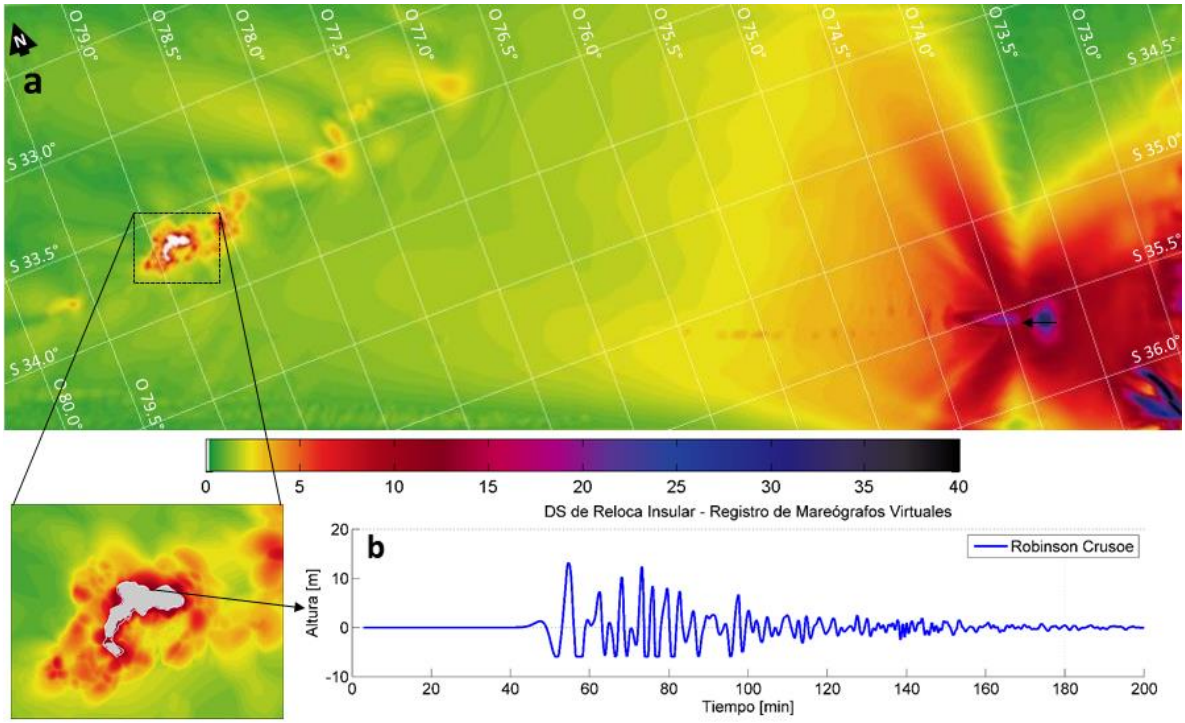

Figura 6.2.4-1**:** (**a**) Desnivelaciones máximas para el DS de Reloca insular. La flecha negra en la imagen indica la posición inicial y dirección del deslizamiento. (**b**) Registro mareógrafo virtual del DS de Reloca insular para la localidad de Robinson Crusoe. Medida de desnivelaciones en metros. Fuente: Elaboración Propia.

6.2.5 DS de Arauco

El gran volumen involucrado de este DS (418 [km^3]) se manifiesta en las grandes desnivelaciones generadas en el litoral (Figura 6.2.5-1). Lebu resultó ser la localidad más afectada con una gran ola inicial de 18 [m] a los 26 [min] desde que se generó el tsunami seguida de otra ola de 16[m] unos 10 [min] después. Más al Norte, en Coronel, las amplitudes fueron menores con un máximo de 8[m] dada la protección que ofrece la isla Santa María. En Talcahuano, la península de Tumbes también protegió la bahía registrándose ondas menores a los 6[m]. En Cobquecura las primeras ondas arribaron antes que en localidades más cercanas al DS como Talcahuano y Coronel, con un máximo de 8 [m].

En Lebu la intrusión del mar superó los 2 [km] alcanzando un run-up de más de 30 [m], siendo la zona más afectada por este DS. En Dichato el mar se introdujo más de 1 [km] y el run-up superó la cota de los 20 [m]. Huachipato y Talcahuano también sufrieron inundaciones pero de menor importancia.

Se observa de la Figura 6.1.2-6, más atrás, como una gran cantidad de energía del tsunami se propagó hacia el Sur fuera del dominio de modelación, por lo que las localidades más australes también se podrían ver afectadas.

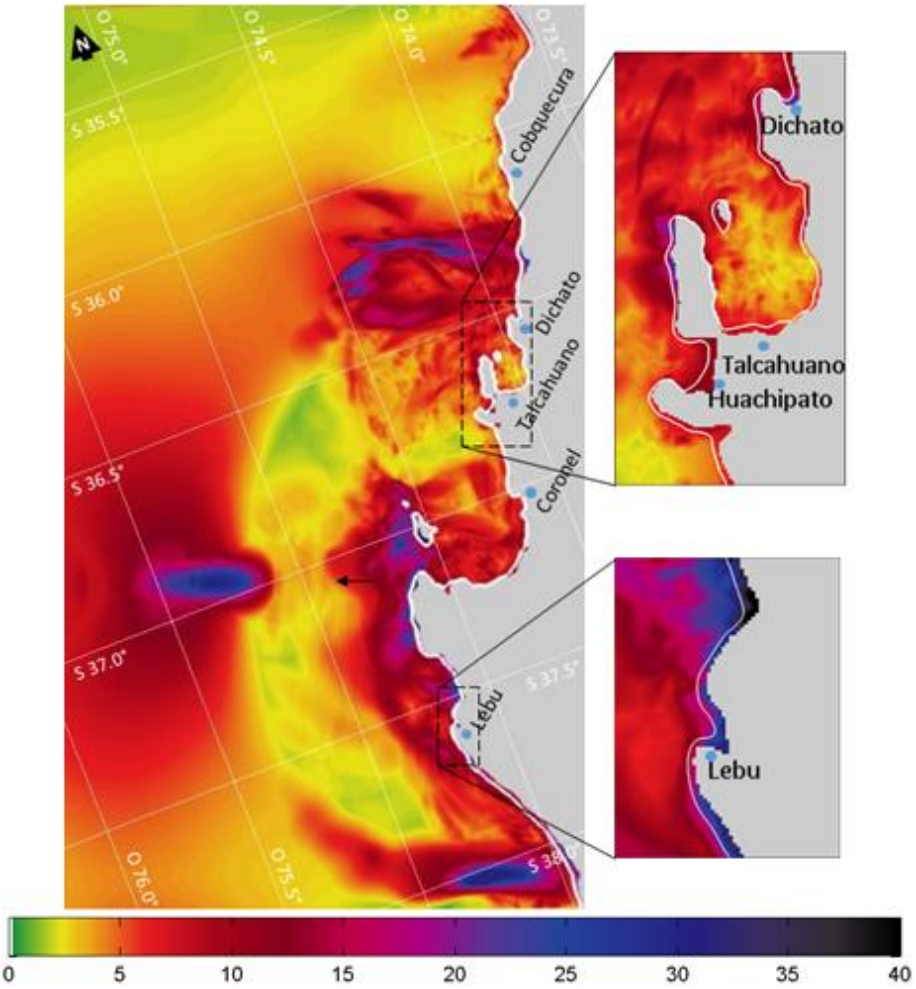

Figura 6.2.5-1**:** Desnivelaciones máximas para el DS de Arauco. La flecha negra en la imagen indica la posición inicial y dirección del deslizamiento. Desnivelaciones en metros. Fuente: Elaboración Propia.

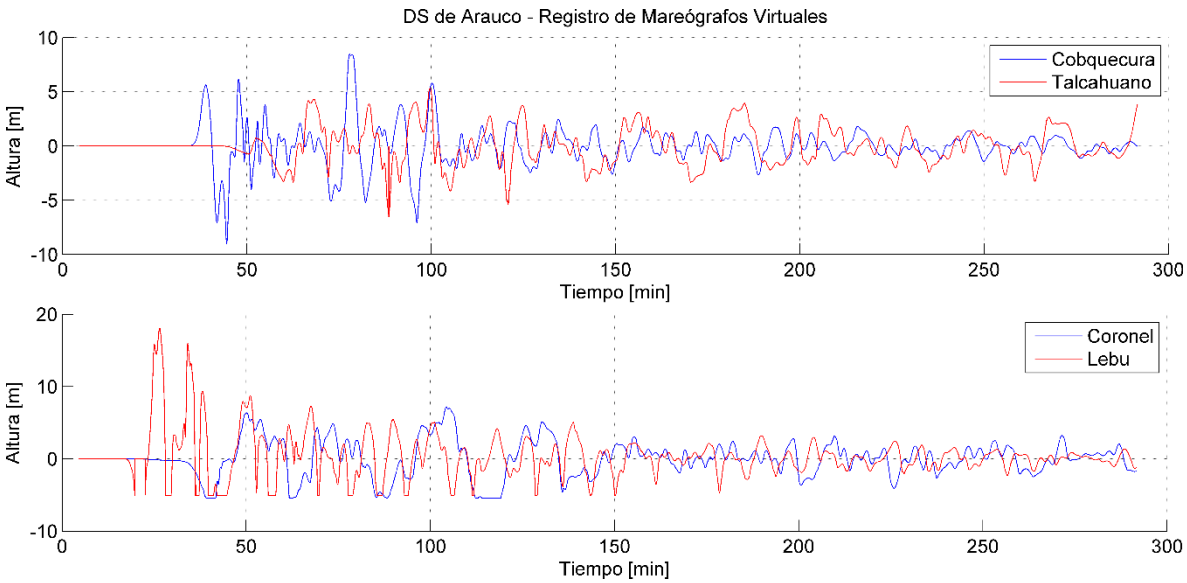

Figura 6.2.5-2**:** Registro mareógrafos virtuales del DS de Arauco para las localidades de Cobquecura, Talcahuano, Coronel y Lebu. Fuente: Elaboración Propia.

6.3 Tsunami por Desplazamiento Co-sísmico

El presente trabajo no busca un estudio acabado de la modelación del tsunami del Maule del 2010, sino que solo utilizar este evento como ejemplo para estudiar el efecto que tienen los tsunamis co-sísmicos en combinación con DS. Por lo tanto, la modelación del tsunami con el sismo como fuente de generación única busca simplemente verificar que la modelación sea coherente y se acerque en un rango aceptable a las mediciones reales del evento, además de comparar su comportamiento con los tsunamis por DS.

6.3.1 Deformación Inicial, Propagación e Impacto en la Costa

La deformación inicial que generó el sismo de 8.8 [Mw] (Figura 5.4-1) tiene más de 500 [km] de largo paralelo a la costa y más de 150 [km] de ancho perpendicular a la costa (Servicio Sismológico de la Universidad de Chile, 2010), por lo que, en comparación con los DS, se aleja mucho de ser una fuente puntual. En cuanto a la magnitud de las desnivelaciones iniciales, estas tienen un máximo de 4.3 [m] y un mínimo de -0.8 [m]. Estos valores difieren enormemente con las desnivelaciones iniciales generadas por grandes DS como Reloca y Arauco.

Aunque cualquier perturbación en un cuerpo de agua se propaga en todas direcciones, la gran longitud de la perturbación inicial de los tsunamis interplaca y la corta distancia que tienen hacia el continente, favorece una propagación lineal en dirección perpendicular a la falla hacia el continente (Figura 6.3.1-1), de modo que existe una menor disipación de energía en comparación a los tsunamis por DS en el sentido paralelo a la falla, al menos localmente. Esto resulta en que la primera onda que enfrenta al continente abarque una longitud de costa del mismo orden que la longitud de la falla, aunque posteriormente por efectos de reflexión y refracción, las ondas secundarias abarcan

zonas más amplias del litoral. Otro fenómeno a recalcar, es que debido a la gran área que abarca la perturbación inicial del tsunami del 27F, la protección que ofrecen penínsulas a ciertas bahías solo bloquea una parte de la onda, como se aprecia claramente en la bahía de Talcahuano, en donde la onda entra por el Noroeste y permanece dentro de la bahía. A este hecho se le suma el fenómeno de difracción que produce la península.

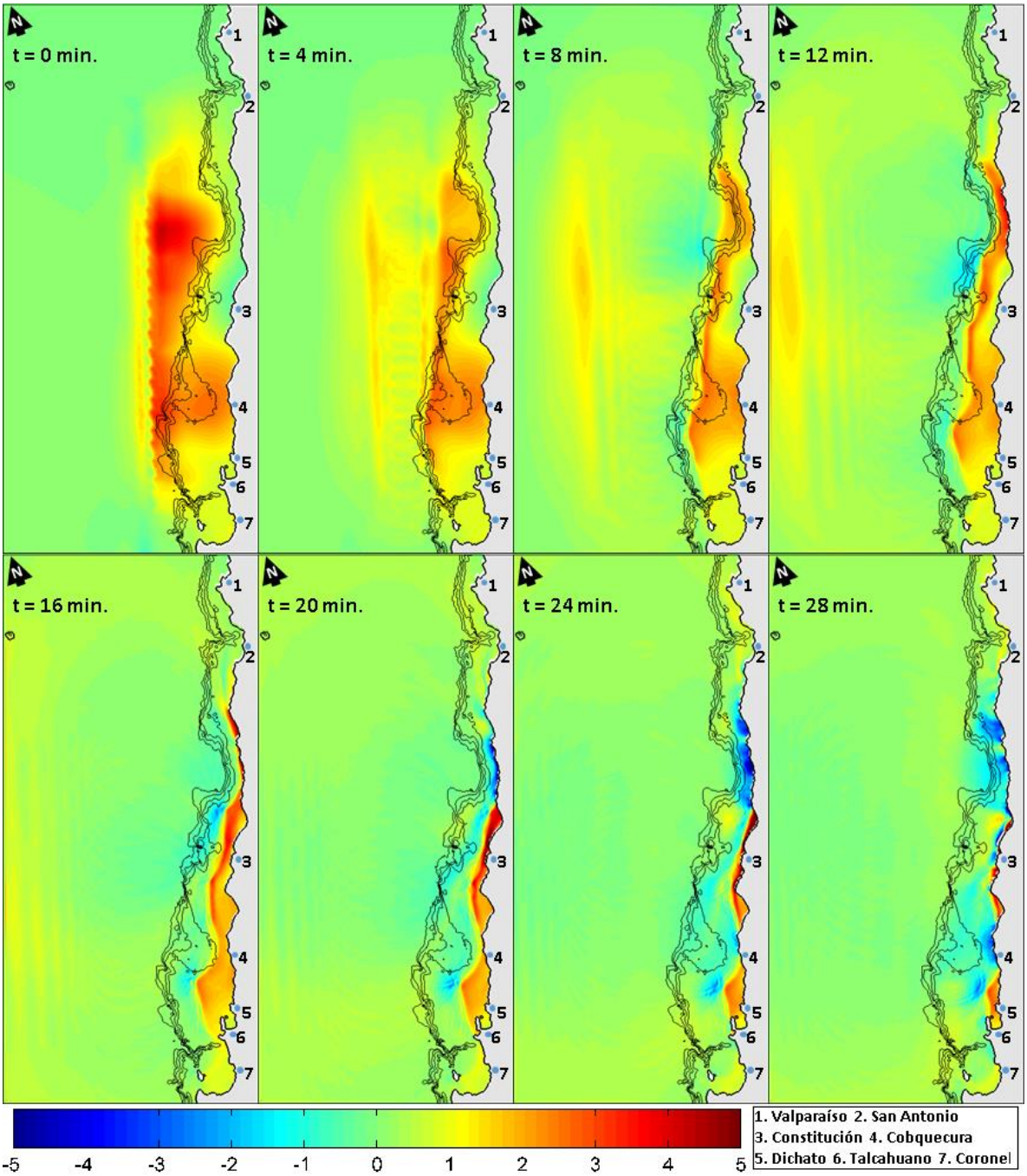

Figura 6.3.1-1**:** Propagación inicial del tsunami del 27 de Febrero del 2010. Imágenes cada 4 minutos. Medidas de altura en metros. Fuente: Elaboración Propia.

Las deformaciones máximas se presentan en la Figura 6.3.1-2. Estas son notoriamente menores a las deformaciones producidas por grandes DS como Reloca y Arauco, aunque la intrusión horizontal registrada podría considerarse del mismo orden. En la imagen se observa también como la energía se concentra en ciertas zonas como en las bahías que miran hacia el norte y lugares de batimetría abrupta como al sur de San Antonio o al norte de Constitución.

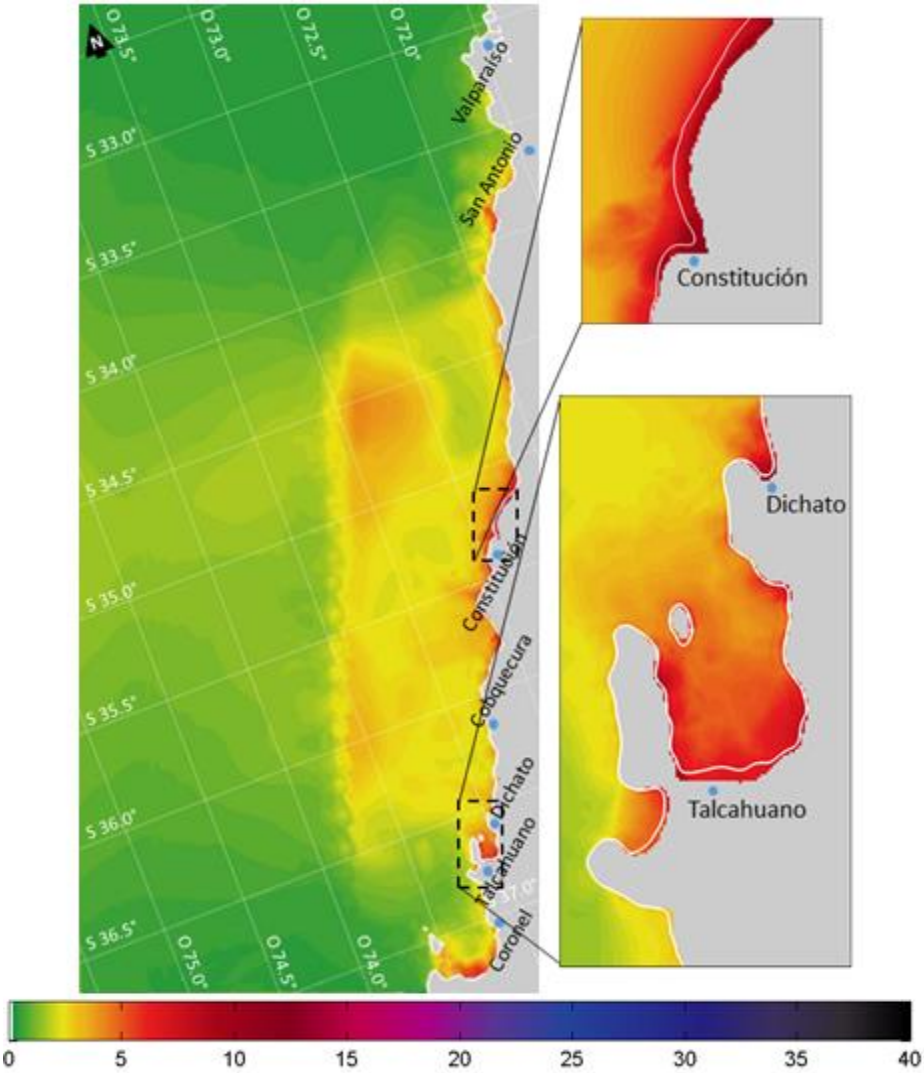

Figura 6.3.1-2**:** Desnivelaciones máximas para el tsunami del 27 de Febrero de 2010 como fuente única. Desnivelaciones en metros. Fuente: Elaboración Propia.

La salida de los mareógrafos virtuales (Figura 6.3.1-3 y Figura 6.3.1-4) muestra otra de las diferencias con los tsunamis por DS. La frecuencia del oleaje registrado en el tsunami del 27F es claramente menor, además de que muestran una menor dispersión.

Al comparar los mareógrafos virtuales con las mediciones reales del evento, específicamente en Valparaíso, se aprecia una aceptable similitud los primeros 120 [min] en cuanto a la frecuencia y amplitudes del oleaje, aunque después de este tiempo el registro simulado se desfasa y reduce su amplitud. Está reducción de amplitud puede estar relacionada con un conocido fenómeno que

ocurre en los modelos del tipo Boussinesq producto de una resolución insuficiente de la grilla de modelación en las zonas costeras (Applied Fluids Engineering Inc, 2008), como se mencionó en el capítulo 6.3.

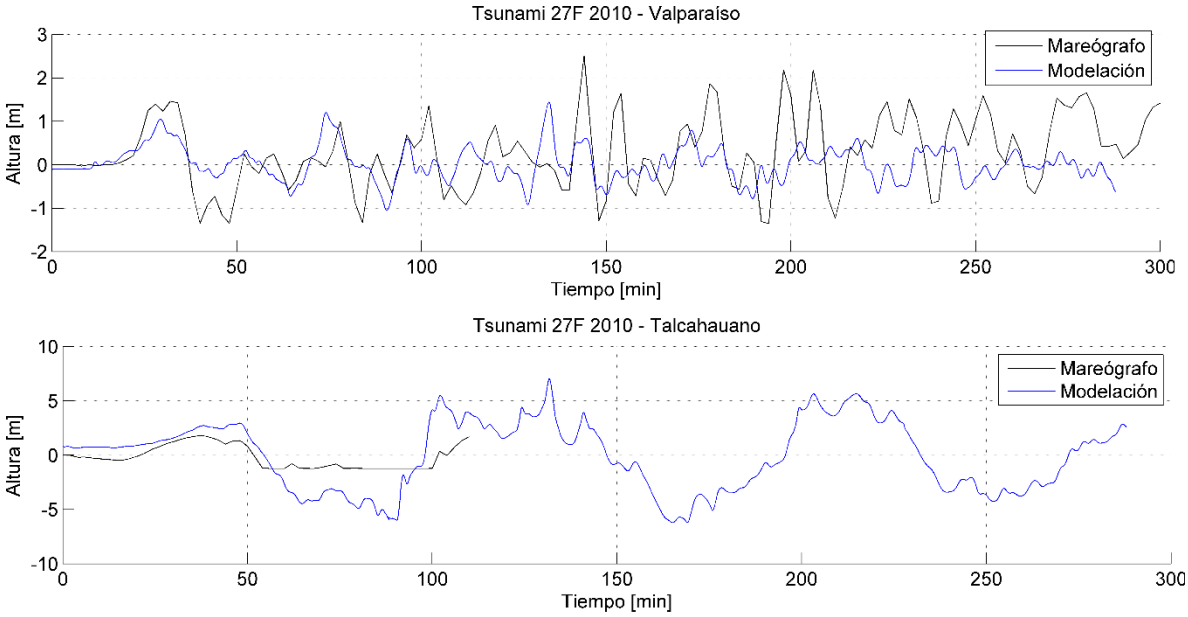

Figura 6.3.1-3**:** Salidas del modelo y comparación con los registros de los mareógrafos para Valparaíso y Talcahuano para el tsunami del Maule 2010. Fuente: Elaboración Propia.

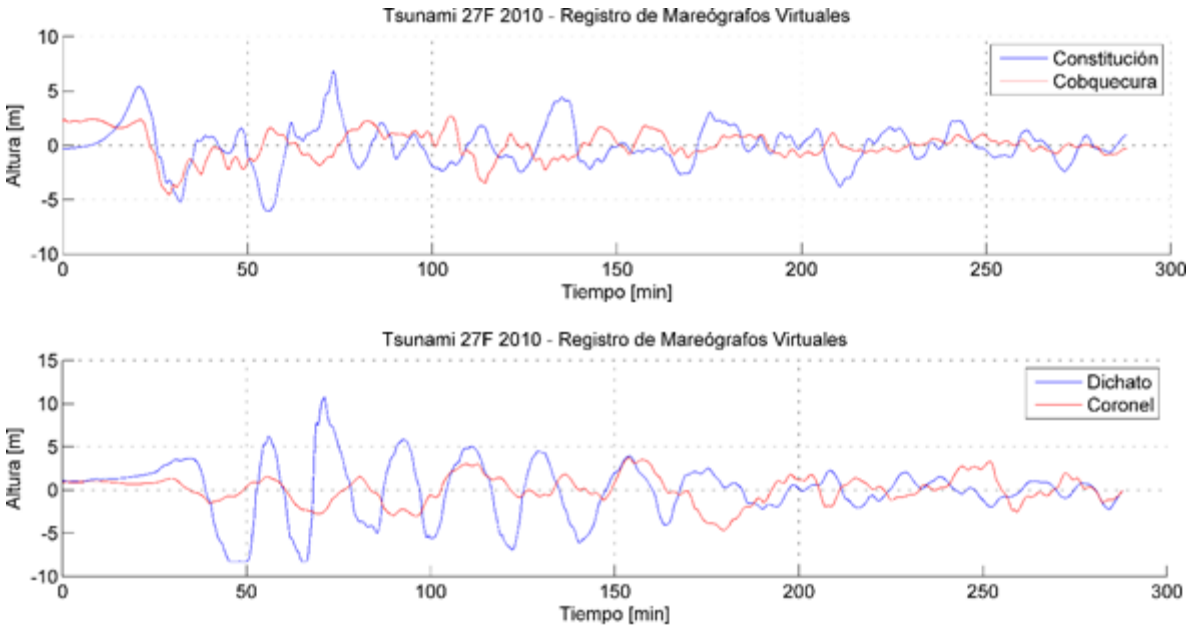

Figura 6.3.1-4**:** Registro mareógrafos virtuales del tsunami del Maule 2010 para las localidades de Constitución, Cobquecura, Dichato y Coronel. Fuente: Elaboración Propia.

6.4 Combinación Tsunami por Desplazamiento Co-sísmico y DS de Reloca

6.4.1 Deformación Inicial, Propagación e Impacto en la Costa

El DS de Reloca es desencadenado inmediatamente después de la generación de la deformación instantánea por el terremoto (Figura 6.4.1-1), pero la perturbación inicial del deslizamiento es insertada 177 [seg] después (tiempo t_0) para tomar en cuenta el intervalo de tiempo en donde la generación de ondas por el DS es importante. Por lo tanto, pasado los 2 [min] de iniciada la simulación es introducida la deformación generada por Reloca, cuyas desnivelaciones contrastan marcadamente con las inducidas por el sismo.

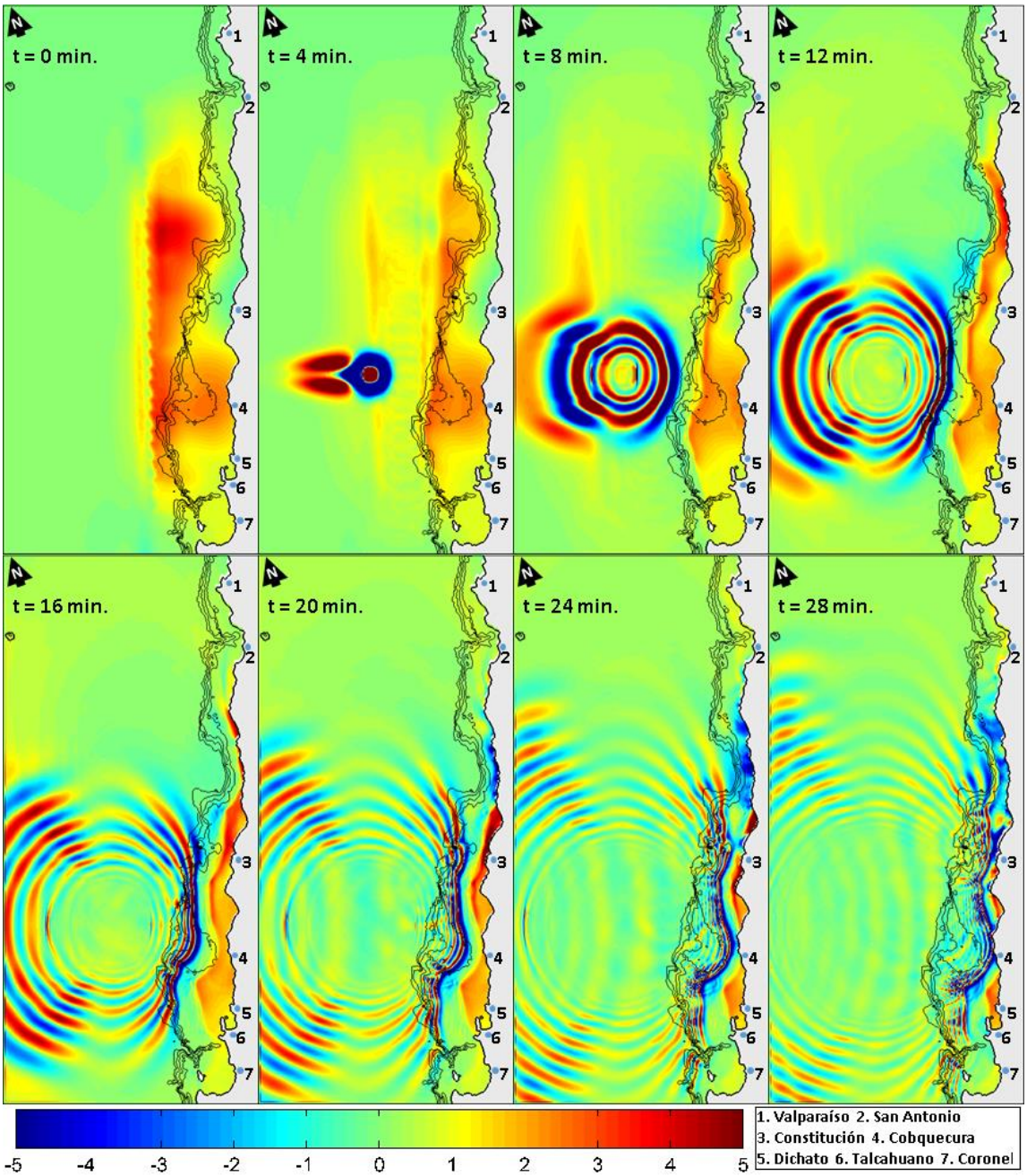

Figura 6.4.1-1**:** Propagación inicial del tsunami del 27F en combinación del Deslizamiento de Reloca. Imágenes cada 4 minutos. Medidas de altura en metros. Fuente: Elaboración Propia.

No es hasta el minuto 24 que las ondas del DS alcanzan las del sismo. Para cuando esto ocurre, en la mayoría de las localidades la primera onda principal del sismo ya ha alcanzado la costa, como puede apreciarse en las salidas de los mareógrafos en la Figura 6.4.1-3 y Figura 6.4.1-4, con algunas excepciones como Cobquecura. Cabe destacar que la primera onda del sismo es de elevación, en cambio la primera onda que arriba al continente del DS es de depresión, por lo que la combinación de ambas podría contrarrestarse. Esto indica que el tiempo en que se gatilla el DS es un factor clave

en como impactan la combinación de ambas fuentes el litoral, ya que para un tiempo dado podría existir un acoplamiento de la misma fase de la onda.

La interacción entre las ondas de ambas fuentes es mejor apreciada en las salidas de los mareógrafos. Por ejemplo, en Talcahuano, la primera onda de depresión del DS adelanta la retirada de la primera ola del sismo unos 5 a 8 [min]. Esto puede significar una fuerte retirada de las aguas con desastrosas consecuencias humanas y materiales. En Dichato en cambio, existe en cierto grado una coincidencia con la retirada del mar producto del tsunami del sismo con la onda de depresión del DS (acoplamiento en fase), significando en una gran segunda ola. Una situación similar ocurre en Constitución.

La Figura 6.4.1-2 presenta las deformaciones máximas producidas por la combinación de ambas fuentes. A simple vista pareciera ser que estas deformaciones máximas son causadas únicamente por el DS, ya que la imagen no difiere mucho de la Figura 6.2.3-1, sin embargo, existe diferencia a nivel de la costa en cuanto a una mayor amplitud de ondas incidentes e inundación.

En general, el DS aumenta las amplitudes, adelanta las olas posteriores a la primera y aumenta la frecuencia de estas, además de agregar un alto componente de ondas dispersivas. También induce una mayor intrusión del mar junto con un run-up más elevado.

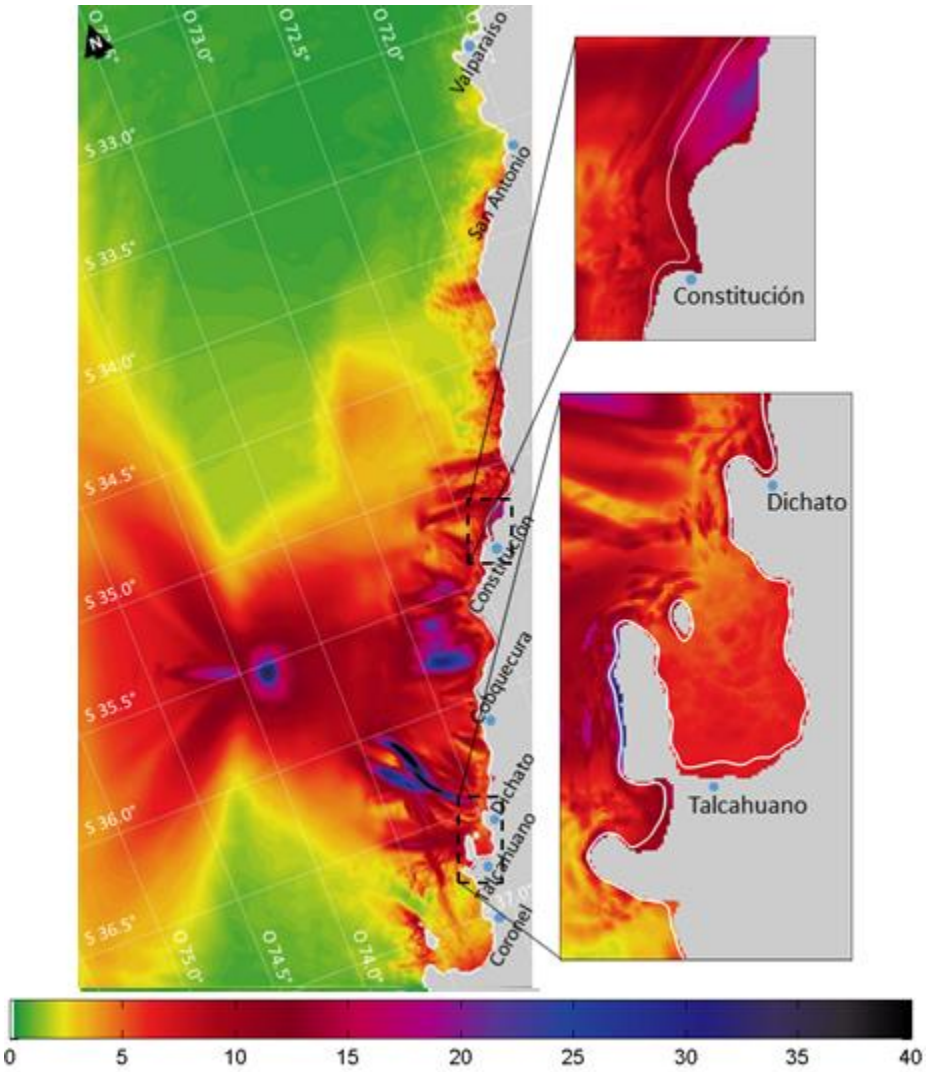

Figura 6.4.1-2**:** Desnivelaciones máximas para el tsunami inducido por una combinación del sismo del Maule 2010 y el deslizamiento de Reloca. Desnivelaciones en metros. Fuente: Elaboración Propia.

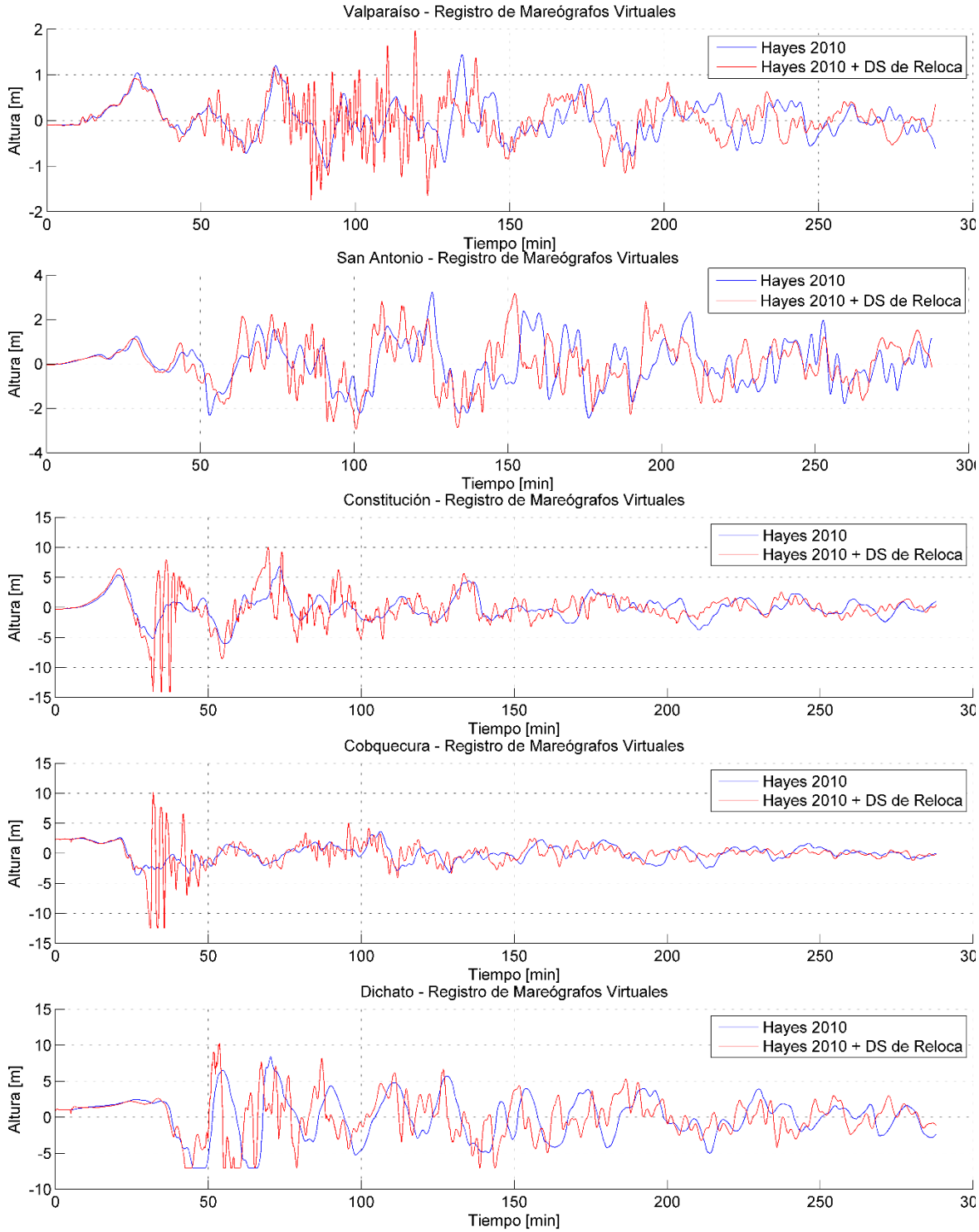

Figura 6.4.1-3**:** Registro mareógrafos virtuales del tsunami inducido por una combinación del sismo del Maule 2010 y el deslizamiento de Reloca para las localidades de Valparaíso, San Antonio, Constitución, Cobquecura y Dichato. Fuente: Elaboración Propia.

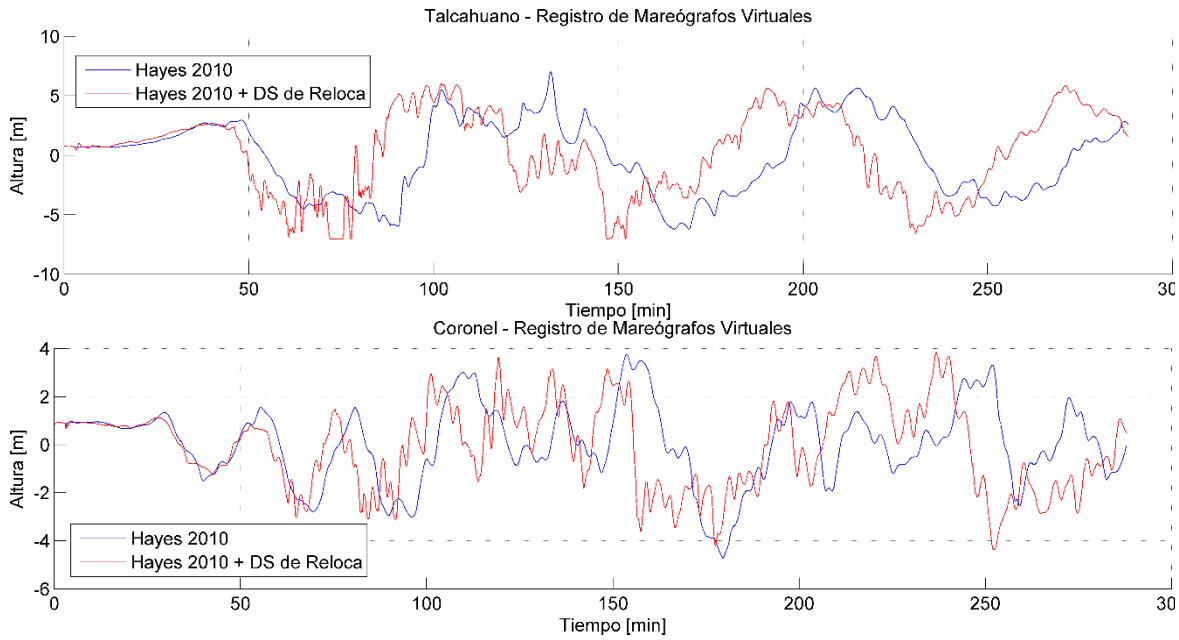

Figura 6.4.1-4**:** Registro mareógrafos virtuales del tsunami inducido por una combinación del sismo del Maule 2010 y el deslizamiento de Reloca para las localidades de Talcahuano y Coronel. Fuente: Elaboración Propia.

La Tabla 6.4 compara la amplitud, run-up e intrusión horizontal máxima de los tsunamis inducidos por el Maule 2010, deslizamiento de Reloca y ambas fuentes combinadas, en las principales localidades de la zona de estudio. Se aprecia que el sismo y el deslizamiento como fuentes únicas de tsunami generaron un impacto de características similares y que la combinación de estos generan un impacto levemente mayor al de cada fuente por separado.

Tabla 6.4–1: Resumen de parámetros más importantes en el impacto al litoral de los tsunamis producidos por el sismo del Maule 2010 (Sismo), el deslizamiento de Reloca (DS) y la combinación de ambas fuentes (Sismo + DS). La máxima intrusión horizontal es medida discretamente según la resolución de las grillas (250 [m]). Fuente: Elaboración Propia.

Localidad	**Máxima Amplitud [m]**			**Máximo Run-up [m]**			**Máx. Intrusión Horizontal [m]**		
	Sismo	DS	Sismo + DS	Sismo	DS	Sismo +DS	Sismo	DS	Sismo + DS
Valparaíso	1.44	1.68	1.97	1.65	-	3.30	<250	-	<250
San Antonio	3.23	2.40	3.17	4.23	3.81	4.06	500	250	500
Constitución	6.81	6.77	10.01	11.74	11.71	11.72	750	750	750
Cobquecura	3.63	9.04	10.18	3.65	18.40	20.36	250	500	500
Dichato	8.38	9.00	10.29	12.69	11.34	11.88	500	500	500
Talcahuano	7.02	3.89	6.03	6.70	6.76	6.11	1250	750	1250

6.5 Verificación de Grillas de Simulación

6.5.1 Resolución

El espaciamiento de 250 [m] de la grilla tiene el fin de modelar adecuadamente los eventos considerados, pero teniendo en consideración que el tiempo necesario en correr una simulación no sea excesivo. En una grilla de 500 [m] de resolución la energía del tsunami se disipa rápidamente, como puede apreciarse en la Figura 6.5.1-1 donde se compara las salidas en los mareógrafos para el evento del 27F y el DS de Reloca con una grilla de 250 [m] de espaciamiento.

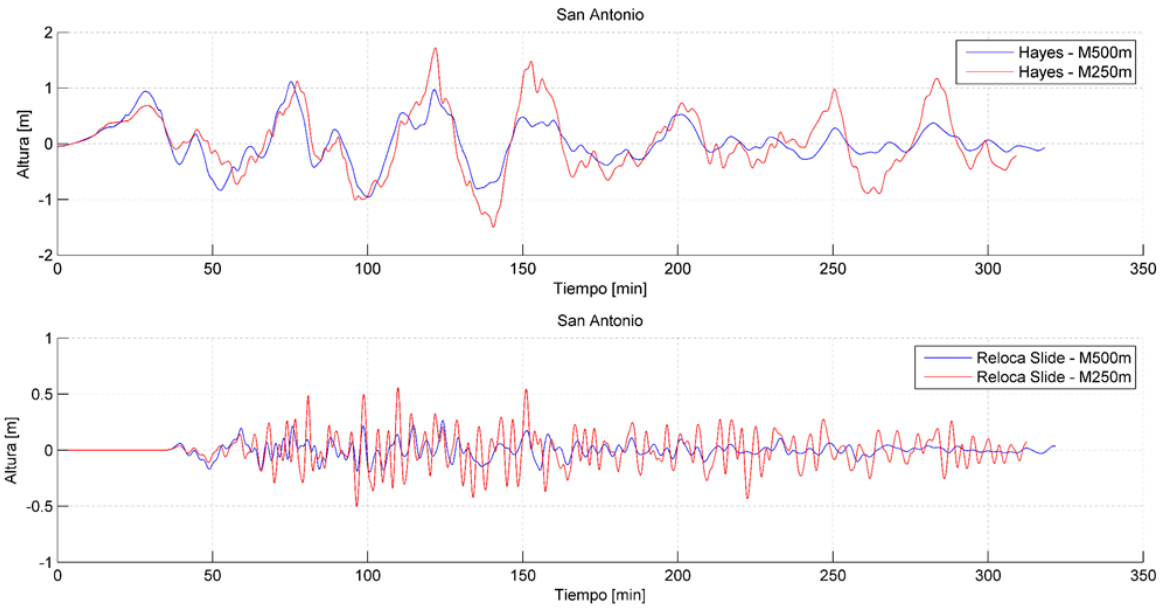

Figura 6.5.1-1**:** Comparación entre grillas de resolución de 500 [m] (azul) y de 250 [m] (rojo) para el tsunami del 27F arriba y el DS de Reloca abajo. Fuente: Elaboración Propia.

Una grilla de menos de 250 [m] de resolución genera un gasto computacional excesivo el cual no se justifica para los objetivos de esta memoria.

6.5.2 Orientación del Norte

El haber dispuesto el Norte girado 20° hacia la izquierda busca reducir el tamaño de la grilla y con ello los tiempos de modelación. GEOWAVE no considera el efecto de la aceleración de Coriolis ya que está pensado para la modelación de tsunamis de forma local. Sin embargo, la re-interpolación de la batimetría al rotarla puede acarrear grandes diferencias en la modelación, por lo que se realizó una comparación de la modelación del tsunami del 27F entre una grilla sin rotar y la utilizada en este estudio (Figura 6.5.2-1).

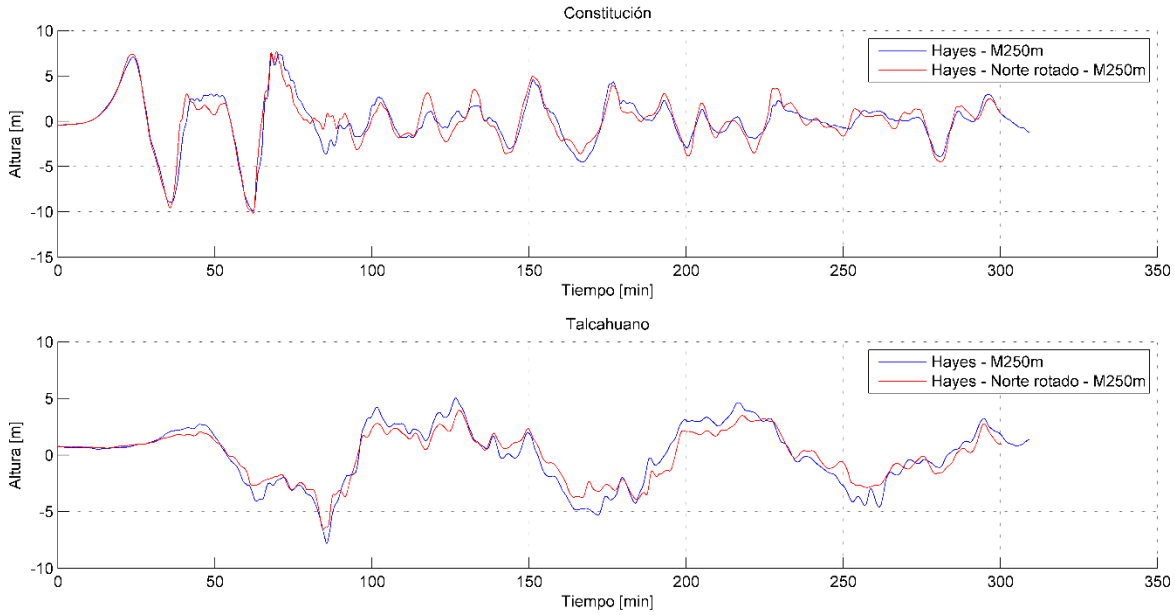

Figura 6.5.2-1: Comparación de la modelación del tsunami del 27F entre una grilla con el norte apuntando hacia arriba (directamente interpolada de la batimetría GEBCO) y otra rotada 20° a la izquierda (re-interpolada). **Fuente: Elaboración Propia**.

En la figura anterior se aprecia una pequeña diferencia entre ambas grillas, diferencia que tiene relación con el hecho de que los mareógrafos no están ubicados exactamente en el mismo nodo, además de un pequeño error en la re-interpolación. Sin embargo, para los fines de esta memoria la diferencia es aceptable en pos de la reducción del costo computacional.

7 DISCUSIÓN DE LOS RESULTADOS

En general, a partir de las desnivelaciones máximas se aprecia que los DS afectan una longitud de costa más reducida que la de tsunamis tectónicos ocurridos en costas chilenas (e.g. Fritz et al., 2012, Catalán et al., 2015), la que queda controlada por la magnitud del deslizamiento de acuerdo al modelo de generación usado. Esto significa que para eventos pequeños, como Valdés y Biobío, el tsunami puede ser considerado como menor, con una altura máxima de ola cercana a los 5 [m]. Sin embargo, grandes deslizamientos como Reloca y Arauco afectan una zona considerable, extendiéndose, al menos, desde la ciudad de Constitución por el norte hasta la localidad de Lebu por el sur. Esto, sumado a la mayor profundidad de la falla de estos casos, trae como consecuencia un mayor volumen de agua desplazado y por consiguiente, un mayor tsunami. Adicionalmente, la corta distancia desde la zona de generación hasta la costa hace que el decaimiento típico de energía de fuentes puntuales (proporcional al cubo de la distancia) sea pequeño. Como resultado de estos efectos, los tsunamis asociados pueden ser considerados como tsunamis con un potencial de daño significativo, aunque en áreas específicas de la costa.

El tiempo de arribo de la primera ola varía entre los 25 a 50 [min] dependiendo de la distancia a la fuente y la velocidad de propagación de la onda. Estos tiempos son relativamente cortos y comparables con los tiempos de arribo de tsunamis de origen tectónico. Sin embargo, a diferencia de éstos, el proceso de generación es menos susceptible de ser percibido por las personas, por lo que pueden ser considerados indetectables sino hasta a su arribo. Obviamente, esto es detrimental en el contexto de la evacuación ante ellos.

En todos los casos, la energía del tsunami en la costa puede observarse por más de 5 [hrs], aunque a partir de los 100 - 150 [min] del arribo de la primera onda a la costa, la energía tiende a disminuir significativamente. Se puede observar también que en general la máxima amplitud no coincide con la primera onda que arriba, lo que se ha observado ocurre también con tsunamis tectónicos debido a fenómenos de resonancia a nivel de plataforma continental y costera (e.g. Catalán et al, 2015).

Los deslizamientos de Reloca y Arauco generan un gran tsunami con inundaciones considerables en varias bahías de la costa, sin embargo el periodo de retorno para estos deslizamientos gigantes (área >100 [km^2]) se estima en unos 200,000 años (Geersen et al., 2011b) y deslizamientos medianos a grandes como Biobío y Valdés (>10 [km^2]), ocurren cada 20,000 años (Behrmann et al., 2014). Estudios sugieren que la alta actividad sísmica de la zona, con importantes terremotos cada 150 a 200 años (Cisternas et al., 2005), ayudarían a estabilizar los taludes, produciéndose deslizamientos pequeños, pero con mayor frecuencia (Völker et al., 2011). De esta manera, es esperable que los deslizamientos de Biobío o Valdés sean eventos con mayor recurrencia mientras que los deslizamientos de Reloca y Arauco estén asociados a mega terremotos con periodos de retorno de miles de años.

Los cuatro escenarios simulados permiten dar una idea general del peligro asociado a tsunamis causados por deslizamientos submarinos. Por un lado, el deslizamiento de Valdés no resultó ser un generador de tsunami significativo debido a su acotado volumen de deslizamientos, pese a su cercanía con la costa y orientación. Cabe destacar que esta disposición de la falla (hacia el continente) es poco frecuente, siendo más recurrente aquellas con dirección hacia el océano

Pacífico para fallas en el talud continental abierto. En el otro extremo, el deslizamiento de Arauco puede ser considerado como un evento extremo, asociado a grandes cambios de relieve que ocurre al menos cada 200 milenios. Pese a su alto potencial destructivo, lo incierto de su recurrencia hace difícil su incorporación en estudios de peligro. Además, existe la posibilidad de que la cicatriz existente en el relieve submarino pueda deberse a actividad glacial (Behrmann et al., 2014).

El deslizamiento del Biobío podría considerarse intermedio en cuanto a la amenaza de tsunami por fallas submarinas. Considerando que este tipo de deslizamiento corresponde al 50% de las fallas submarinas detectadas en Chile, sirve como referencia para modelar posibles escenarios más desfavorables.

Cabe considerar que el modelado numérico de los DS realizado en este trabajo considera varias hipótesis que podrían sobredimensionar el tsunami generado. El considerar la masa deslizante como un cuerpo rígido pareciera generar mayores amplitudes de onda que un cuerpo deformable (Grilli et al., 2005). La utilización de un ángulo del talud único y máximo también favorece a la generación de ondas de mayor amplitud, dada la directa relación entre el ángulo de talud Θ y la amplitud característica de tsunami η. Finalmente, todos los deslizamientos se consideraron como una sola masa deslizante, en vez de varias fallas retrogresivas, obteniéndose tsunamis de mayor amplitud. Sin embargo, estas hipótesis aseguran la consideración de casos extremos en cada escenario.

8 CONCLUSIONES

8.1 Tsunamis por Deslizamientos Submarinos

Existe una gran variabilidad en la respuesta del tsunami por deslizamientos submarinos, así como en la frecuencia de ocurrencia de estos fenómenos. Por un lado, deslizamientos de menor envergadura que el de Valdés no debieran resultar tsunamigénicos, y por el otro, el deslizamiento de Reloca puede considerarse como el peor escenario posible de tiempos geológicamente recientes.

Los tsunamis producidos por deslizamientos submarinos, a diferencia de los producidos por desplazamientos co-sísmicos, tienen una gran amplitud en la zona de generación que decrece rápidamente a medida que se propaga el tsunami, dejando en evidencia la fuerte disipación de energía de fuentes puntuales.

Por el lado de la recurrencia y la cantidad de eventos reportados, los deslizamientos en cañones submarinos deben ser estudiados en el sentido de su magnitud, dirección de falla, profundidad y cercanía a la costa, ya que son los más probables de ocurrir y generar un tsunami considerable.

La ubicación del DS es clave en cuanto a cómo afectan estos fenómenos a algunas bahías; cuando ocurren por arriba del continente (noreste) las olas se introducen con facilidad dentro de las bahías, en cambio, cuando tienen lugar al suroeste, las penínsulas protegen en cierto grado a las bahías.

Por la magnitud del volumen involucrado en el DS de Arauco es más probable que este se trate de un deslizamiento de flujo y no de cuerpo rígido como se supuso, lo que implica una baja eficiencia en la generación de ondas.

En el caso del deslizamiento de Reloca, la onda de mayor amplitud positiva producida fue registrada en el archipiélago de Juan Fernández, pese a la gran distancia que separa a la isla de la fuente (unos 520 [Km]). Este hecho podría deberse a que deslizamientos con un número de Froude cercano a la unidad (1.26 para Reloca) serían capaces de emitir energía concentrada en el campo lejano (Watts & Grilli, 2003b). Además, el deslizamiento resultó estar en la misma línea que el archipiélago de Juan Fernández, dejando en evidencia que los deslizamientos en el talud abierto pueden ser potencialmente tsunamigénicos tanto en el continente como en el archipiélago.

Estudios del DS de Reloca revelan que efectivamente se trató de un deslizamiento de cuerpo rígido en su mayor parte (Völker et al., 2010), por lo que la modelación utilizada es correcta, además de simple, y revelan la efectividad en la generación de tsunamis de DS de cuerpo rígido. Sin embargo, es muy probable que el evento halla consistido en varios bloques del mismo volumen total que el del bloque único considerado (falla retrogresiva), lo que sobredimensionaría el tsunami generado.

8.2 Tsunamis por DS y Terremotos

En cuanto a la combinación de terremotos y deslizamientos como fuentes generadoras de tsunami, los DS incorporan ondas dispersivas (alta frecuencia) al tsunami producido por sismo.

En ciertas localidades como San Antonio y Talcahuano, los registros de amplitud máxima y runup resultan ser menores para el escenario que considera el sismo y el deslizamiento en comparación al

escenario que incluye el sismo como fuente única. Este hecho deja en evidencia la compleja interacción entre las ondas de tsunami y a la importancia del tiempo en que el DS es desencadenado después (o durante) del sismo.

El evento de Reloca, de forma aislada, tuvo un impacto similar al tsunami del 27F al menos en estas simulaciones, en cuanto al máximo run-up e intrusión horizontal registradas en la mayoría de las localidades estudiadas.

9 BIBLIOGRAFÍA

ANASETTI, A., Krastel, S., Weinrebe, W. et al. (2010). Detailed analysis of the Valdes Slide: a landward facing slope failure off Chile. Abstract EGU2010-13497, 2010 General Assembly of the EGU, Vienna, 2–7 May 2010.

APPLIED FLUIDS ENGINEERING INC, University of Delaware, U.S.A. (2008). Geowave 1.1 Tutorial.

BEHRMANN, J., Völker, D., Geersen, J., Harders, R. & Weinrebe, W. (2014). Size-frequency relationship of submarine landslides at convergent plate margins: implications for hazard and risk assessment. In: Submarine Mass Movements and their Consequences VI (Eds. Krastel S, Völker D et al.), Advances in Natural and Technological Hazards Series, Springer, 165-175, doi: 10.1007/978-3-319-00972-8_15.

BLASIO, F. (2011). Subaqueous Landslides. Pages 295–351 of: Introduction to the Physics of Landslides. Springer Netherlands.

BRYANT, E. (2001). Tsunami: The Underrated Hazard, Cambridge University Press, 320 pp.

BURGOS, L. (2012). Caracterización y Modelación Numérica del Tsunami del 27 de Febrero de 2010 en las Costas de Chile Central. Memoria de Título para optar a Ingeniero Civil UTFSM, Universidad Técnica Federico Santa María 2012.

CATALÁN, P. A.; Aránguiz, R.; González, G.; Tomita, T.; Cienfuegos, R.; González, J.; Shrivastava, M. N.; Kumagai, K.; Mokrani, C.; Cortés, P. & Gubler, A. (2015), 'The 1 April 2014 Pisagua tsunami: Observations and modeling', Geophysical Research Letters 42(8), 2918--2925.

CISTERNAS, M., Atwater, B., Torrejón, F., Sawai, Y., Machuca, G., Lagos, M., Eipert, A., Youlton, C., Salgado, I., Kamataki, T., Shishikura, M., Rajendran, C., Malik, J., Rizal, Y. & Husni, M. (2005). Predecessors of the giant 1960 Chile earthquake. Nature 437:404–407.

DIAZ-NAVEAS, J. (2010). Sección 4.1 Batimetría del margen continental chileno. En Díaz-Naveas, J. & J. Frutos (eds). 2010. Geología Marina de Chile. Comité Oceanográfico Nacional de Chile – Pontificia Universidad Católica de Valparaíso - Servicio Nacional de Geología y Minería de Chile. Pp. 24-31.

EDGERS, L., & Karlsrud, K. (1982). Soil flows generated by submarine slides: Case studies and consequences. Nor. Geotech. Inst. Bull., 143, 1–11.

GEERSEN, J., Völker, D., Behrmann, J., Reichert, C. & Krastel, S. 2011. Pleistocene giant slope failures offshore Arauco Peninsula, Southern Chile.

GEERSEN, J., Behrmann, J.H., Völker, D., Krastel, S., Ranero, C.R., Diaz-Naveas, J. and Weinrebe, R.W. (2011b) Active tectonics of the South Chilean marine forearc (35°S – 40°S). Tectonics, doi:10.1029/2010TC002777

GRILLI, S., Harris, J. and Bakhsh, T. (2011). Literature review of tsunami sources affecting tsunami hazard along the US East Coast. Department of Ocean Engineering, University of Rhode Island Narragansett, USA.

GRILLI, S. & Watts, P. (1999). Modeling of waves generated by a moving submerged body: Applications to underwater landslides. Eng. Anal. Boundary Elem., 23(8), 645–656.

GRILLI, S. T., and Watts, P. (2005). Tsunami generation by submarine mass failure I: Modeling, experimental validation, and sensitivity analyses. J. Waterway, Port, Coastal, Ocean Eng., 131 6 , 283–297.

GRILLI, S., Harris, J., Kirby, J., Shi, F., Ma, G., Masterlark, T., Tappin, D. & Tajalli, T. (2013). Modeling of the Tohoku-Oki 2011 tsunami generation, far-field and coastal impact: a mixed co-seismic and SMF source.

GRILLI, S., Vogelmann, S. & Watts, P. (2002). Development of a 3-D numerical wave tank for modeling tsunami generation by underwater landslides, Engrg. Analysis with Boundary Elements, 26, 4, 301–313.

HAMPTON, M. & Locat, J. (1996) Submarine landslides. Reviews of Geophysics, 34, 33–59.

HANCE, J.J. (2003). Development of a database and assessment of seafloor slope stability based on published literature. MSc Thesis, University of Texas at Austin.

HARBITZ, C., Løvholt, F. & Bungum, H. (2013). Submarine landslide tsunamis: how extreme and how likely?

HARBITZ, C.B., Lovholt, F., Pedersen, G., Masson, D.G., (2006). Mechanisms of tsunami generation by submarine landslides: a short review. Norw. J. Geol. 86 (3), 255–264.

HAUGEN, K.B., Løvholt, F. & Harbitz, C.B. (2005). Fundamental mechanisms for tsunami generation by submarine mass flows in idealised geometries. Marine and Petroleum Geology, 22, 209–217.

HEINRICH, P., Mangeney, A., Guibourg, S., Roche, R., Boudon, G., Cheminee, J.-L., (1998). Simulation of water waves generated by a potential debris avalanche in Montserrat, Lesser Antilles. Geophys. Res. Lett. 25 (19), 3697–3700.

HAYES, G. (2010) Finite fault model. Updated Result of the Feb 27, 2010 Mw 8.8 Maule, Chile Earthquake

KRAMER, S. L. (1996). Geotechnical earthquake engineering. Prentice Hall, Upper Saddle River, NJ.

KVALSTAD, T. J., Andresen, L., Forsberg, C. F., Berg, K., Bryn, P. & Wangen, M. (2005). The Storegga slide: evaluation of triggering sources and slide mechanics. Mar. Pet. Geol. 22, 245–256. (doi:10.1016/j.marpetgeo.2004.10.019)

LEE, H., Kayen, R., Gardner, J., & Locat, J. (2003). Characteristics of several tsunamigenic submarine landslides, in: Submarine Mass Movements and their Consequences, edited by: Locat, J. and Mienert, J., Kluwer, The Netherlands, 357–366, 2003.

LOCAT, J., Lee H. (2002). Submarine landslide: advances and challenges. Canada Geotechnology Journal 39(1):193–212

LØVHOLT, F., Harbitz, C.B., Haugen, K.B., (2005). A parametric study of tsunamis generated by submarine slides in the Ormen Lange/Storegga area off western Norway. Mar. Pet. Geol. 22, 219–231.

LYNETT, P. J., J. C. Borrero, P. L. F., Liu and C. E Synolakis, (2003). Field survey and numerical simulations: A review of the 1998 Papua New Guinea Tsunami, Pure appl. Geophys., 160, 2119-214.

MASSON, D., Harbitz, C., Wynn, R., Pederson, G. & Lovholt, F. (2006). Submarine landslides: processes, triggers and hazard protection. Philosophical Transactions of the Royal Society, 364, 2009–39.

MOORE, J.G., Clague, D.A., Holcomb, R.T., Lipman, P.W., Normark, W.R., Torresan, M.E., (1989). Prodigious submarine landslides on the Hawaiian Ridge. J. Geophys.

MOORE, J.G., Normark, W.R., Holcomb, R.T., (1994). Giant Hawaiian landslides. Ann. Rev. Earth Planet. Sci. 22, 119-144.

MURATA, S.; Imamura, F.; Katoh, K.; Kawata, Y.; Takahashi, S. Y Takayama, T. (2010). Tsunami: To Survive from Tsunami. Advanced Series on Ocean Engineering – Vol. 32, World Scientific Publishing Co.

NGDC/WDS (National Geophysical Data Center / World Data Service). (2015). Global Historical Tsunami Database, National Geophysical Data Center, NOAA [Consultado: 2015]. URL: https://www.ngdc.noaa.gov/nndc/struts/form?t=101650&s=70&d=7. doi: 10.7289/V5PN93H7.

NOAA. What is turbidity current? [en línea] <http://oceanservice.noaa.gov/facts/turbidity.html> [consulta: 21 Julio 2016].

OKAL, E.A. and Synolakis, C.E. (2004). Source discrimination for near field tsunamis, Geophysical Journal International, 158, 899-912.

PRIOR, D. & Coleman, J. (1979). Submarine landslides: Geometry and nomenclature. Z. Geomorph. N. F., 23(4), 415–426.

PRIOR, D., Suhayda, J., Lu, N., Bornhold, B., Keller, G., Wiseman, W., Wright, L., Yang, Z. Storm wave reactivation of a submarine landslide. Nature, Volume 341, Issue 6237, pp. 47-50.

SATAKE, K. and Tanioka, Y. (2003). The July 1998 Papua New Guinea earthquake: mechanism and quantification of unusual tsunami generation, Pure Appl. Geophys., 160(2003), 2087–2118, doi:10.1007/s00024-003-2421-1.

SERVICIO SISMOLÓGICO DE LA UNIVERSIDAD DE CHILE (2010). Informe Técnico Terremoto Cauquenes 27 Febrero 2010. Departamento de Geofísica, Universidad de Chile, Santiago, Chile.

SHOA, Servicio Hidrográfico Y Oceanográfico De La Armada. Generalidades de un tsunami [en línea] <http://www.shoa.cl/servicios/tsunami/generalidades.htm> [consulta: Marzo 2016].

TAPPIN, D., Watts, P. & Grilli, S. (2008). The Papua New Guinea tsunami of 17 July 1998: anatomy of a catastrophic event.

U.S. Geological Survey. (2008). The Landslide Handbook: A Guide to Understanding Landslides.

U.S. Geological Survey. (2007). Magnitude 7.1 Near North Coast of New Guinea, P.N.G. 1998 July 17 08:49:13 UTC.

VÖLKER, D., Geersen, J., Behrmann, J. & Weinrebe, W. (2012). Submarine mass wasting off Southern Central Chile: Distribution and possible mechanisms of slope failure at an active continental margin.

VÖLKER, D., Scholz, F. & Geersen, J. (2011). Analysis of submarine landsliding in the rupture area of the 27 February 2010 Maule earthquake, Central Chile.

VÖLKER, D., Weinrebe, W., Behrmann, J., Bialas, J. & Klaeschen, D. (2010). Mass wasting at the base of the south central Chilean continental margin: the Reloca Slide.

WARD, S. N. (2001). Landslide tsunami, J. Geophys. Res., 106(B6), 11 201–11 216.

WATTS, P., (2002). TOPICS V1.2, (a component of Geowave), courtesy of Applied Fluids.

WATTS, P., Grilli, S., Kirby, J., Fryer, G. & Tappin, D. (2003a). Landslide tsunami case of studies using a Boussinesq model and a fully nonlinear tsunami generation model. Nat. Hazards Earth Syst. Sci. 3 (5), 391–402.

WATTS, P., Grilli, S. (2003b). Underwater landslide shape, motion, deformation, and tsunami generation. In: Proceedings of the 13th Offshore and Polar Engineering Conference 3, Honolulu, Hawaii, pp. 364–371.

WEI, G. & Kirby J. (1995). A time-dependent numerical code for extended Boussinesq equations, J. Waterw. Port Coastal Oceanic Eng., 121, 251– 261.

WEI, G., Kirby, J., Grilli, S. & Subramanya, R. (1995). A fully nonlinear Boussinesq model for free surface waves. Part 1: Highly nonlinearunsteady waves, J. Fluid Mech., 294, 71– 92.

WEISS, R., Krastel, S., Anasetti, A., Wünnemann, K., (2013). Constraining the characteristics of tsunami waves from deformable submarine slides. Geophysical Journal International 194, 316–321. doi: 10.1093/gji/ggt094.

WINCKLER, P. y Contreras, M. (2010). “Estimación Preliminar de la Zona de Inundación del Tsunami del 27/02/2010 en la Localidad de Llolleo (33º36’22’’S; 71º37’31’’W)”. Universidad de Playa Ancha y Universidad de Valparaíso. DOC ICO 02-2010.